



Б Ъ Л Г А Р С К А   А К А Д Е М И Я   Н А   Н А У К И Т Е  
Г Е О Л О Г И Ч Е С К И   И Н С Т И Т У Т   “ С т р а ш и м и р   Д и м и т р о в ”

ул. “Акад. Г. Бончев” бл. 24, 1113 София, тел. (02) 8723 563, факс (02) 8724 638  
e-mail: geolinst@geology.bas.bg; URL: <http://www.geology.bas.bg>

---

Тамар Джимшеладзе

# Гидрогеологические исследования в связи с сейсмической активностью на территории Грузии

## ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание образовательной и ученой степени „доктор“

профессиональное направление 4.4. "Науки о Земле"  
научная специальность "Гидрогеология"

Консультанты :

(проф. д-р Алексей Бендеров)

(проф. д-р Емил Ботев)

София  
2015 г.

## **Содержание**

Введение

Глава 1. Гидрогеология и сейсмичность территории Грузии

§1.1. Гидрогеологические условия

§1.2. Общая характеристика сейсмичности

Глава 2. Процессы и опыт интерпретации данных (обзор литературы)

§2.1. Основные факторы, воздействующие на уровень подземных вод

§2.2. Примеры гидродинамического моделирования

§2.3. Процессы разгрузки, следующей после землетрясения

§2.4. Примеры пространственного распределения уровня воды

§2.5. "Тихие" землетрясения

Глава 3. Режим подземных вод и сейсмичность: история исследований

§3.1. Краткий очерк исследований, проводимых в мире

§3.2. История исследований на территории Грузии

Глава 4. Организация специализированных наблюдений в Грузии

§4.1. Связь с предыдущими исследованиями

§4.2. Описание сети наблюдательных скважин

§4.3. Программа наблюдений и оборудование скважин

§4.4. Теоретические основы обработки данных

§4.5. Специализированный софтуер

Глава 5. Результаты обработки режимных наблюдений

§5.1. Анализ гидрохимических режимных наблюдений

§5.2. Анализ данных уровня воды в связи с сейсмическими явлениями

§5.3. Эволюция геодеформационного поля в период подготовки землетрясения

§5.4. Применение метода скоростей для выявления реакции на землетрясения

Заключение

Список публикаций по теме диссертации

Литература

## **Введение**

Как известно, территория Кавказа принадлежит к числу сейсмоактивных регионов мира (Biagi, Melikadze et al., 1990). Кавказский сегмент Альпийской сейсмоактивной системы образовался в результате столкновения Арабской и Евразийской плит и множества более мелких микроплит (Адамия, Габуния и др., 1989; Гамкрелидзе, 1989; Геология Грузии - т. X, 1964). От происшедших в это время сильных деформаций накапливается огромная энергия, которая в дальнейшем разряжается в виде многочисленных землетрясений, вызывающих большие жертвы среди населения Кавказа, а также экономический ущерб. Поэтому исследование развития геодеформационных процессов и выявление информативных предвестников землетрясений является актуальнейшей и значительной проблемой, с решением которой связано экономическое развитие Грузии и соседних стран, а также безопасность населения.

На сегодняшний день в научной литературе приводятся факты краткосрочных аномалий уровней воды, а также гидрохимических и геофизических параметров без объяснения их генезиса (Баранов и др., 1983; Барсуков и др., 1980; Бачурин и др., 1981). Исследования, проводимые в сейсмоактивных регионах мира в течение последних 20 лет, подтвердили связь между землетрясениями и изменениями напряженного поля в литосфере, с одной стороны, и, с другой стороны, между этими геодеформационными процессами и гидродинамическим и гидрохимическим режимами подземных вод (Бороздич и др., 1973; Гамбурцев, 1955; Девис, 1975).

Корреляция между гидродинамическими и гидрохимическими аномалиями подземных вод и сейсмическими явлениями, вызванными тектоническими процессами, давно зафиксирована (Kohl et al., 1998; Kumpel, 1991; Kumpel, 1992). Ясен физический смысл этого явления: породы литосферы содержат трещины и поры, которые реагируют на механические напряжения. Как известно, вода - несжимаемая среда и в случае открытости системы во время изменения напряжения вода выходит из этой деформированной среды, а это даёт возможность наблюдать за изменением напряжённости и динамикой подземных вод (Гриневский и Барабанов, 1983; Ермаков и др., 1983; Каталог, 1983; Монахов и др., 1979; Монахов, 1980; Волейшо, 1983).

Эти изменения отражаются как на гидрохимическом состоянии воды, так и на температуре воды (Ishankuliev et al., 1994; Van Ruymbeke and Somerhausen, 1997, 1998; Wakita, 1997). Однако зафиксировать изменения температуры воды сложно, так как величина изменения очень мала. Фактически только после создания аппаратуры большой чувствительности и появилась возможность проводить измерения с точностью до милликельвинов (Сардаров, 1978; Селяков и Попов, 1981; Тезисы докладов, 1983).

- В данном труде рассматриваются гидрогеологические исследования в связи с сейсмической активностью на территории Грузии с применением современных гидрогеологических методов исследований, что предусматривает как полевой комплекс, так и камеральную обработку материала с использованием пакета специализированных компьютерных программ. В связи с этим, как сотрудник Института Геофизики “М. Нодия”, автор принимал активное участие в исследованиях, которые проводились при финансовой поддержке международных и национальных фондов в рамках проектов: „Study of geological deformational processes in the Caucasus seismically active region“ (INTAS and GNSF 2006-2007); „Study of geodeformational processes in Georgian seismoactive region” (GNSF 2008-2010); „Spatial and Temporal Variability of Geodynamical Field and Its Influence on the Deep Aquifers and Geomagnetic Field” (Rustaveli National Scientific Foundation 2014-2017). BlackSeaHazNet EU 7-th Framework Programme project (PIRSES-GA-2009-246874).

Благодаря полученным грантам:

- Установлено новое оборудование на восьми скважинах;
- Проведены наблюдения и измерения уровня воды, атмосферного давления и температуры воздуха, с 2009 по июнь 2015 года;
- Выполнена обработка данных;
- Результаты исследований представлены на Семинарах и Конференциях:
  1. BlackSeaHazNet Workshop, Evaluation of water level observation and technology on the territory of Georgia, Sofia, Bulgaria. 2013
  2. BlackSeaHazNet Workshop, Water level’s variation in boreholes of Georgia (2011-2013), Sofia, Bulgaria. 2013.

3. Exploration And Exploitation of GroundWater And Thermal Water Sysytems in Georgia, Geodynamical Impacts on The water Level Variations In Boreholes, Tbilisi, Iia State University, 2010.

Соискатель принимал непосредственное участие в создании базы гидрогеологических и геофизических данных, связанных с периодами повышенной сейсмической активности на территории Грузии (1980-2015г.). Автор активно участвовал как в проведении режимных наблюдений, так и в исследовательских работах по установлению предвестников землетрясений на территории Грузии. Обработка данных и их анализ с помощью компьютерных программ RestDance и StationsMany проведена автором диссертации. Программы написанный в среде MATLAB (автор программ Г. Кобзев и Г. Меликадзе).

Влияние сейсмической активности на режим подземных вод в Грузии изучается в Центре исследований гидрогеофизики и геотермии при Институте геофизики им. М.З. Нодиа (Тбилиси) под руководством доктора геол.-мин. наук Г. Меликадзе. Центр включен в глобальную сеть международных станций. Коллектив участвовал в ряде международных проектов.

На сайте Института геофизики ([http://ig-geophysics.ge/index\\_eng.html](http://ig-geophysics.ge/index_eng.html)) приведен список проектов и публикаций, а также представлены геологические карты Грузии ([http://ig-geophysics.ge/Georgia\\_Geology\\_1.jpg](http://ig-geophysics.ge/Georgia_Geology_1.jpg)) и Кавказа (<http://www.ig-geophysics.ge/kavkasia.html>). На одной из страниц Института (<http://gga.ge/index3.php?s=82>) представлены карта наблюдательных скважин на территории Грузии, а также для каждой скважины графики изменения уровня воды, атмосферного давления и приливных вариаций.

Установление закономерностей развития тектонических процессов и определение геодинамической напряженности - это обязательное условие для организации мониторинга стихийных процессов, в том числе землетрясений.

#### **Цель и задачи исследования**

1. Изучить литературу по вопросу о косейсмичных и постсейсмичных реакциях подземных вод (гидрохимический и гидродинамический аспекты), а также о предвестниках землетрясений и составить обзор литературы по данному вопросу.

2. Изучить международный опыт обработки данных режима подземных вод для выделения сейсмической составляющей уровня подземных вод.
3. Создать систематизированную базу гидрогеологических и геофизических данных на территории Грузии, связанных с периодами повышенной сейсмической активности.
4. Проанализировать временные ряды гидрохимических и гидродинамических режимных наблюдений на территории Грузии и сопоставить их с периодами повышенной сейсмической активности.
5. Оценить влияние различных экзогенных и эндогенных сил на режим подземных вод. Разработать алгоритмы анализа режимных данных. Проанализировать и обработать данные режима подземных вод на территории Грузии для выделения геодинамической составляющей мультипараметрического сигнала.
6. Установить общие закономерности развития геодеформационных процессов на территории Грузии.

#### Благодарности

- Автор выражает глубокую благодарность руководителю центра Гидрогеофизики и Геотермических Исследований, Института Геофизики “М. Нодия”, докт. геол.-мин. наук Меликадзе Гиоргий Ираклиевичу, Руководителю Научного совета Института Геофизики Академику Челидзе Тамаз Лукичу, также программисту Кобзеву Геннадий Николаевичу и коллективу центра.
- Мои благодарности научным консультантам из проф. д-р Алексей Бендереву и проф. д-р Емил Ботеvu за консультации во время подгтовления диссертационного труда.
- Благодарности коллегом из Геологического института им. "Страшимир Димитров" Болгарской Академии Наук в Болгарии. Ассобенную благодарность доц. д-р Татьяна Орехову.
- Выражаю благодарность фондам: INTAS, GNSF, RNSF для поддержки финансирование проектов: „Study of geological deformational processes in the Caucasus seismically active region“(INTAS and GNSF 2006-2007); „Study of geodeformational processes in Georgian seismoactive region” (GNSF 2008-2010);

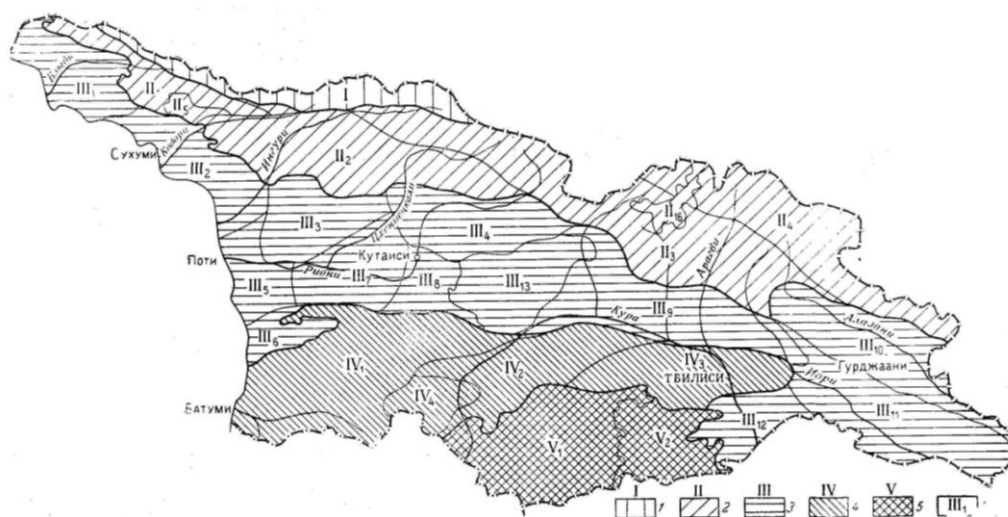
„Spatial and Temporal Variability of Geodynamical Field and Its Influence on the Deep Aquifers and Geomagnetic Field” (Rustaveli National Scientific Foundation 2014-2017).

- Диссертационная работа, процесс работы и результаты были частично финансированы и исполнены в рамках проекта BlackSeaHazNet EU 7-th Framework Programme project (PIRSES-GA-2009-246874).
- Высказываем благодарность Болгарской академии наук, Институту ядерных исследований и ядерной энергетики и проекту BlackSeaHazNet EU 7-th Framework Programme project (PIRSES-GA-2009-246874) за долговременное сотрудничество и поддержку.

## Глава 1. Гидрогеология и сейсмичность территории Грузии

### §1.1. Гидрогеологические условия

На основании геолого-структурных признаков и гидродинамических особенностей территория Грузии подразделяется на пять гидрогеологических областей, в которых исходя из гидрогеологических условий выделяются 25 гидрогеологических районов (Рис. 1.1, Табл. 1.1).



**Рис. 1.1** Схема гидрогеологического районирования территории Грузии (по И. М. Буачидзе, 1980).

**Таблица 1.1** Гидрогеологическое районирование территории Грузии (по И. М. Буачидзе, 1980).

Гидрогеологические области	Гидрогеологические районы
I. Грунтовых (трещинных) вод кристаллического субстрата Большого Кавказа	(без порайонного подразделения)
II. Водонапорных систем складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа	П <sub>1</sub> Абхазская водонапорная система трещинных вод П <sub>2</sub> Сванетская водонапорная система трещинных вод П <sub>3</sub> Местиа-Тианетская водонапорная система трещинных и трещинно-карстовых вод П <sub>4</sub> Казбегско-Мтатушетская водонапорная система трещинных вод П <sub>5</sub> Район грунтовых трещинных вод Келасурского кристаллического массива П <sub>6</sub> Район грунтовых трещинных вод Кельско-Казбекских лавовых потоков
III. Артезианских бассейнов Грузинской глыбы	III <sub>1</sub> Бзыбский артезианский бассейн трещинных и трещинно-карстовых вод III <sub>2</sub> Кодорский артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод III <sub>3</sub> Мегрельский артезианский бассейн трещинных и трещинно-карстовых вод III <sub>4</sub> Рача-Лечхумский артезианский бассейн трещинных и трещинно-карстовых вод III <sub>5</sub> Колхидский артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод III <sub>6</sub> Гурийский артезианский бассейн поровых и трещинных вод III <sub>7</sub> Цхалтубский артезианский бассейн поровых, трещинных, трещинно-карстовых и карстовых вод III <sub>8</sub> Аргветский артезианский бассейн, поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод III <sub>9</sub> Карталинский артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод III <sub>10</sub> Алазанский артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод III <sub>11</sub> Иори-Ширакский артезианский бассейн поровых и трещинных вод III <sub>12</sub> Марнеули-Гардабанский артезианский бассейн поровых и трещинных вод III <sub>13</sub> Район грунтовых трещинных и трещинно-карстовых вод Дзирульского кристаллического массива
IV. Водонапорных систем Аджаро-Триалетской складчатой зоны	IV <sub>1</sub> Аджаро-Имеретинская водонапорная система трещинных вод IV <sub>2</sub> Триалетская водонапорная система трещинных и трещинно-карстовых вод IV <sub>3</sub> Тбилисская водонапорная система трещинных и трещинно-карстовых вод IV <sub>4</sub> Ахалцихский артезианский бассейн трещинных вод
V. Грунтовых вод Арвино-Сомхитской глыбы	V <sub>1</sub> Район грунтовых трещинных вод Ахалкалакских лавовых образований V <sub>2</sub> Район грунтовых трещинных вод восточного склона Джавахетского хребта

Ниже приводится описание гидрогеологических областей и районов с учетом характерных признаков водоносных горизонтов и комплексов по И. М. Буачидзе (1980).



## 1. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ГРУНТОВЫХ (ТРЕЩИННЫХ) ВОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СУБСТРАТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Данная область (без порайонного подразделения) занимает высокогорную часть хребта (абсолютные отметки 3-4,5 км). Климат суровый, высокогорный, рельеф сильно изрезан, развитые здесь вечные снега и ледники питают большое число рек Северного и Южного склонов хребта.

Комплекс кристаллических и метаморфических пород субстрата подвержен интенсивному физическому выветриванию. Подножия гор и склонов сложены мощным шлейфом делювиальных, коллювиальных и гляциальных щебенисто-глыбовых образований и продуктов их дальнейшей дезинтеграции.

Преобладающее развитие здесь имеют грунтовые воды, циркулирующие в элювиальной зоне пород кристаллического субстрата в виде трещинных вод. Воды преимущественно ультрапресные. Температура их колеблется в пределах 1—5 °С. Естественные ресурсы подземных вод этой области, рассчитанные по гидрографу (многолетние наблюдения), составляют 34 м<sup>3</sup>/сек. Грунтовые воды характеризуются резкими колебаниями расхода и температуры. В течение большей части года выходы источников замерзают, образуя наледи. Поздней весной и летом расход источников увеличивается за счет оттаивания их выходов и таяния снега.

К зонам тектонических разрывов приурочены в этой области выходы углекислых гидрокарбонатных кальциевых и натриевых холодных вод с минерализацией до 3 г/л.

В зависимости от глубины циркуляции системы "газ+вода" можно выделить три типа газовых ассоциаций. Состав газов, растворенных в циркулирующих в флювиогляциальных отложениях подземных водах, идентичен составу атмосферы (O<sub>2</sub> до 20%, N<sub>2</sub> 80%), что легко объясняется кратковременностью циркуляции газовой системы и слабым развитием из-за низких температур процессов, связывающих кислород атмосферы.

Определяющими условиями возникновения второго типа газовых ассоциаций, характеризующихся почти чисто азотным составом, являются активная циркуляция газо-водной системы в трещинно-выветрелой коре кристаллических пород и расход кислорода атмосферы на окислительные процессы.

Воздушное происхождение азота подтверждается значением аргон-азотного соотношения. Глубина залегания пресных вод не установлена, но по аналогии с другими районами она может достигать 200 м.

Практическая потребность в подземных водах в этой области незначительная ввиду малочисленности населения. Ресурсы грунтовых вод могут стать объектами крупного водоснабжения при условии целесообразности транспортировки воды на дальние расстояния.

## II. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Данная область охватывает обширную горную и предгорную территории и включает четыре района распространения трещинных и трещинно-карстовых водонапорных систем и два района развития грунтовых трещинных вод.

В области преимущественно развиты юрские и меловые отложения, а также лавовые образования четвертичного возраста. Характерными особенностями являются интенсивная складчатость геосинклинальных отложений, доходящая до изоклинальной, и наличие многочисленных продольных и поперечных разломов.

Вся область по отношению к прилегающим с юга районам занимает возвышенное положение. Для нее показательно преимущественное распространение трещинных и трещинно-карстовых подземных вод с преобладающим развитием вод зоны активного водообмена.

Подземные воды этой зоны благодаря глубокой расчлененности рельефа (до 2 км) и сильной дислоцированности отложений проникают весьма глубоко. Они характеризуются низкой минерализацией и гидрокарбонатным (часто натриевым) составом, а также быстро возобновляемыми ресурсами.

Многочисленные группы минеральных источников различного химического состава (районы Военно-Грузинской дороги, Юго-Осетии, Верхней Рачи, Верхней Сванетии, Горной Абхазии и др.) представляют собой поверхностные проявления подземных вод зоны затрудненного водообмена, часто смешивающихся с водами зоны активной циркуляции.

Эта гидрогеологическая область является типичной провинцией углекислых вод, проявления  $\text{CO}_2$  здесь весьма многочисленны и обильны, в особенности при

наличии благоприятных структурно-геологических и морфологических условий. Характерной гидрогеологической чертой описываемой области является наличие крупных ресурсов грузовых и минеральных вод.

**II<sub>1</sub>.** Абхазская водонапорная система трещинных вод охватывает высокогорный район верховьев рек Бзыби, Гумиста, Келасури и Кодори с абсолютными отметками 2—3 км. Район сложен преимущественно глинистыми сланцами лейаса и вулканогенными отложениями байоса, образующими синклинорий, осложненный надвигом кристаллического субстрата на юрские образования. С юго-запада район ограничен крупным разрывом, фиксируемым в юрских образованиях, а на востоке — Келасурским гранитным массивом батского возраста.

Геологическая структура и морфологические очертания района способствуют развитию водонапорной системы, связанной с мощными осадками лейоса и байоса. Водопроницаемость пород обусловлена трещиноватостью, вызванной тектоническими разрывами, складчатостью, а в приповерхностной части и процессами выветривания.

Степень водообильности рассматриваемых пород в зоне активного водообмена незначительна вследствие ограниченной и неравномерной трещиноватости пород. Относительно большие ресурсы сконцентрированы в зонах тектонических нарушений в условиях развития отрицательных форм рельефа.

Высокой водообильностью характеризуются наносные образования, содержащие в большом количестве поровые грунтовые воды хорошего питьевого качества. На базе родников, приуроченных к конусам выноса, могут быть запроектированы довольно крупные водозаборы. К числу подобных конусов выноса относятся Бзыбские, Ажарские, Генцвишские и др.

Минерализация грунтовых вод, как правило, низкая и не превышает 0,5 г/л. По составу они гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-натриевые.

Выходы минеральных вод приурочены преимущественно к тектоническим разрывам начиная от истоков р. Авадхара до верховьев р. Сакени. Воды разгружаются в виде рассредоточенных единичных и групповых восходящих грифонов на дне ущелий и реже на склонах. Характерными чертами этих минеральных вод являются незначительность дебитов и низкая температура. Первая особенность объясняется чрезмерно низкой водопроницаемостью пород

лейаса и байоса, а вторая обусловлена низкой среднегодовой температурой воздуха.

Минерализация этих вод варьирует от 0,9 до 18 г/л. По составу минеральные воды принадлежат к гидрокарбонатным кальциевым (Лашипсе, Ацгара, Гвандра), натриевым (Авадхара) и магниевым (Сакени). Особое место занимает Башкацарская сульфатная алюминиево-железистая (квасцовая) вода. Воды отличаются повышенным содержанием свободной углекислоты (до 1,8 г/л). Большая часть вод содержит железа до 15 мг/л.

Минеральные источники характеризуются устойчивым режимом. Незначительным колебаниям режима подвергаются источники Сакени и Гвандра, что, по-видимому, обусловлено влиянием речных вод.

Глубина подошвы пресных вод не установлена; ориентировочная ее величина не должна быть меньше 1000 м. Условно к пресным водам относятся нами и слабоминерализованные минеральные воды.

Естественные ресурсы подземных вод, рассчитанные по гидрографу многолетних режимных наблюдений, равны 29,7 м<sup>3</sup>/сек. Преимущественная часть этих ресурсов приходится на воды рыхлых четвертичных образований в пределах развития юрских отложений.

**II<sub>2</sub>.** Сванетская водонапорная система трещинных вод включает Кодорский, Мегрельский, Сванетский и Лечхумский хребты с абсолютными отметками до 3500 м. Эта обширная территория сложена преимущественно метаморфизованными осадками дизской серии (Pz<sub>2-3</sub>—T), глинистыми сланцами (J<sub>1</sub>) и вулканогенными и терригенными образованиями (J<sub>2-3</sub>) характеризующимися развитием многочисленных крупных асимметричных складок широтного направления, интенсивность сжатия которых убывает с севера на юг.

Складки осложнены большим количеством продольных тектонических разрывов, сопровождаемых зонами раздробленных пород.

Степень водообильности этих пород в зоне активного водообмена различна. В зоне интенсивной трещиноватости и раздробленности пород водообильность, оцененная по дебитам родников, до 5 л/сек, а в делювиально-коллювиальных образованиях она значительно возрастает, доходя до 30 л/сек.

Зона слабой трещиноватости, которая местами перекрывается продуктами химического выветривания, характеризуется малой водоносностью, дебит родников варьирует от 0,1 до 0,5 л/сек.

Минерализация грунтовых вод низкая, в основном не превышает 0,4 г/л. По составу грунтовые воды гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые, хорошего питьевого качества.

Выходы минеральных вод приурочены преимущественно к тектоническим разломам и сводовым частям антиклинальных структур. Характерной особенностью минеральных вод является их низкая температура, колеблющаяся от 7 до 12 °С. Общая их минерализация колеблется в широких пределах (0,3—18 г/л).

Типичными представителями этих вод являются Баварский, Лентехский, Муашский, Нижне и Верхнеходжалские и другие источники.

Дебиты отдельных источников не превышают 0,5 л/сек, исключение составляют Ходжалские источники с дебитом до 23 л/сек. Режим минеральных источников характеризуется сравнительным постоянством.

Воды этих источников отличаются высоким содержанием углекислоты (до 2,5 г/л) при разнообразном химическом составе. Лишь сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые воды Ходжали характеризуются преимущественным распространением азота в газовом составе.

Глубина циркуляции пресных вод не должна превышать 1000 м. Естественные ресурсы подземных вод, рассчитанные по гидрографу многолетних режимных наблюдений, равны 89,7 м<sup>3</sup>/сек.

**Из.** Местиа-Тианетская водонапорная система трещинных и трещинно-карстовых вод включает высокогорный район центральной части Южного склона Главного Кавказского хребта. Рельеф здесь сильно изрезан, разница высот обычно варьирует в пределах 1200—2200 м.

Широко развит верхнеюрско-нижнемеловой флиш, который прослеживается узкой полосой в Верхней Сванетии, в долине р. Накра далее в Горной Раче — в бассейне верховьев р. Риони и затем уже широкой непрерывной полосой пересекает бассейны рек Лиахви, Ксани и Арагви. Сравительно подчиненное развитие имеют вулканогенные и терригенные отложения средней и нижней юры, в основном развитые по бортам ущелий рек Ингури и Риони.

В верхней выветрелой зоне, глубина которой в основном определяется местным эрозионным врезом, во всех породах наблюдается довольно интенсивно развитая система трещин.

В карбонатных отложениях, кроме того, развиты и карстовые пустоты, что в свою очередь увеличивает водообильность комплекса в целом.

Водоносность верхней гидродинамической зоны, особенно в вулканогенно-осадочной толще юры, довольно слабая; дебиты родников редко превышают 0,1—0,5 л/сек. Сравнительно повышенной водообильностью характеризуются отложения карбонатного флиша, где дебиты отдельных родников достигают 1 л/сек.

Четвертичные отложения (моренные, делювиальные и аллювиальные), образующие мощный покров у подножий склонов, характеризуются большей водообильностью. Дебиты родников, приуроченных к аллювиальным и особенно моренным отложениям, меняются в широких пределах (от 1—3 до 1000—5000 л/сек). Большие родники, в основном приуроченные к участкам, расположенным ниже развития современных ледников, питают все основные реки района.

В нижней гидродинамической зоне породы слабОВОдоносны. Их водообильность большей частью определяется степенью тектонической трещиноватости. Циркуляция вод сравнительно замедлена. Выходы вод этой зоны приурочены в основном к региональным тектоническим нарушениям.

Гидрохимическая зональность обычно согласуется с гидродинамической. В зоне интенсивной циркуляции в основном встречаются гидрокарбонатные слабоминерализованные (ультрапресные и пресные) воды с атмосферными газами.

В зоне замедленной циркуляции развиты более минерализованные углекислые воды с содержанием  $\text{CO}_2$  до 2 г/л. Здесь по составу выделяются три группы минеральных вод: известковистые, содовые и солено-щелочные.

1. Известковистые воды распространены примерно равномерно по всей территории района. Эти воды характеризуются низкой минерализацией (до 3 г/л), высокой газоносностью и довольно значительными дебитами источников, достигающими нескольких десятков литров в секунду (источники Местиа, Ушхванари, Чвешура, Эдиси и др.).

2. Содовые воды в основном распространены в центральной части района в ущельях рек Риони и Большой Лиахви. Отдельные выходы содовых вод наблюдаются и в ущелье р. Ингурй (Пари-Лахамула).

Наиболее известны источники Уцера и Кешельта, обладающие незначительными дебитами. Сравнительно повышенными дебитами (до нескольких десятков тысяч литров в сутки) характеризуются буровые скважины на участке Уцера. Содовые воды низкотемпературные и довольно богаты углекислотой (1,2—1,5 г/л). Минерализация колеблется в широких пределах (от нескольких до 18 г/л). Наиболее высокоминерализованными являются минеральные воды скв. 9 Уцера и Кешельтского источника.

3. Выходы солено-щелочных вод наблюдаются в ущельях рек Патара Лиахви и Арагви, вдоль южного и северного контактов флишевых отложений.

Минерализация этих вод 3—13 г/л. Более высокой минерализацией (до 22 г/л) обладают воды, вскрытые буровыми скважинами на участке Чаргали (ущелье р. Арагви). Содержание углекислоты в этих водах доходит до 1,5 г/л. Источники характеризуются малыми дебитами. Относительно повышенными дебитами (до 14 л/сек) обладают буровые скважины участка Пасанаури.

Естественные ресурсы подземных вод района, рассчитанные по гидрографу многолетних режимных наблюдений, равны 73,5 м<sup>3</sup>/сек.

**П4.** Казбегско-Мтатушетская водонапорная система трещинных вод расположена в высокогорной части Южного склона Большого Кавказа и охватывает бассейны верховьев рек Терека, Арагви, Аргуна и Алазани. Рельеф сильно расчлененный, относительная разность высот составляет обычно 1000—2000 м.

Район, отделяющийся с юга региональным надвигом от соседней Местиа-Тианетской водонапорной системы, сложен мощной интенсивно складчатой сланцевой серией лейаса и доггера.

Здесь развиты протяженные изоклинальные, опрокинутые на юг крупные складки. В Горной Кахетии в ядрах антиклиналей обнажаются метаморфизованные глинистые сланцы.

Подземные безнапорные воды зоны активного водообмена развиты в зоне экзогенной трещиноватости. Кроме того, они присутствуют в моренных, делювиальных и аллювиальных отложениях.

Водообильность горизонтов слабая, дебиты отдельных родников редко превышают 0,1—0,3 л/сек. Сравнительно повышенной водообильностью характеризуются четвертичные отложения. Дебиты родников, приуроченных к этим отложениям (особенно моренным), достигают нескольких сотен литров в секунду.

Воды нижней гидродинамической зоны распространены преимущественно ниже местного эрозионного вреза и циркулируют по тектоническим трещинам. Выходы вод нижней гидродинамической зоны связаны с тектоническими нарушениями.

В зоне интенсивной циркуляции встречаются в основном гидрокарбонатные кальциевые слабоминерализованные (ультрапресные и пресные) воды. В зоне замедленной циркуляции развиты более минерализованные подземные воды.

Выходы минеральных источников приурочены к песчано-сланцевым отложениям лейаса (Касарокал теснина, долина Трусо, Хевсуретия и Горная Тушетия). Минеральные воды, за исключением двух источников (Торгвас-Абано и Кварели), являются холодными, температура колеблется в пределах 5—13°. Степень минерализации варьирует в широких пределах (от 1,5 до 40 г/л), но преобладающее большинство вод характеризуется низкой минерализацией (1,5—6 г/л). По составу воды гидрокарбонатные кальциевые (источники Нарвая-Воклюз, Хорабин-Суар и др. в долине Трусо), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (Окрокана и др. в Касарской теснине; Хахабские, Ликокские, Хахматские и др. в Хевсуретии; источники Чиго в Тушетии и Хевисчала в Ах-метском районе). Вода источника в Тушетии хлоридная натриевая с минерализацией 7,8 г/л.

На фоне этих вод резко выделяются высокоминерализованные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые источники в селах Атабе, Гудани и Ликоки с минерализацией до 20 г/л и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые источники западнее с. Ликоки и в с. Хорнаулта с минерализацией до 38 г/л.

По газовому составу минеральные воды, как правило, углекислые; в источниках Хевсуретии и Тушетии количество углекислоты колеблется от 0,3 до 1 г/л, а в источниках Военно-Грузинской дороги — 1 — 3 г/л. В термальных водах Торгвас-Абано и Кварели преобладает азот. Дебиты источников Хевсуретии и Тушетии в основном незначительные (до 0,2—0,3 л/сек.). Высокими дебитами отличаются источники Военно-Грузинской дороги—преимущественно 3—6 л/сек, а дебит источника Нарзан-воклюз достигает до 300 л/сек.

Общие естественные ресурсы подземных вод данной водонапорной системы, рассчитанные по анализу гидрографа многолетних режимных наблюдений, составляют 39,6 м<sup>3</sup>/сек.

II<sub>5</sub>. Район грунтовых трещинных вод Келасурского кристаллического массива охватывает незначительную горную территорию, сложенную гранитами батского



возраста. Комплекс пород этого массива разбит системой тектонических трещин. Трещины при положительных формах рельефа сравнительно раскрыты и водопроницаемость увеличена, а при отрицательных формах рельефа раскрытость трещин незначительная с соответствующей низкой водопроницаемостью. Кристаллический комплекс пород массива имеет мощную элювиальную "шапку" и покров делювиально-пролювиальных и коллювиальных рыхлых щебнисто-глыбовых высокопроницаемых образований.

В районе развиты грунтовые воды в основном трещинного типа. По составу они ультрапресные (до 0,12 г/л) гидрокарбонатные кальциевые.

Глубина циркуляции вод не должна превышать 200 м. Эксплуатация вод затруднена из-за рассредоточенности и малодобитности источников. Общие естественные ресурсы, рассчитанные по анализу гидрографа многолетних гидрологических наблюдений, доходят до 1,8 м<sup>3</sup>/сек.

**П<sub>6</sub>.** Район грунтовых трещинных вод Кельско-Казбекских лавовых потоков расположен в высокогорной приосевой зоне Большого Кавказа. Рельеф района характеризуется наличием вулканических конусов (горы Казбек, Кабарджина и др.), возвышающихся до 3000—5000 м. Эти конусы радиально расчленены, а крутизна склонов превышает 40°С.

Эффузивные породы имеют в основном форму потоков, покровов и различных субвулканических тел и залегают на разных высотах денудационной поверхности ниже и среднеюрских песчано-сланцевых и верхнеюрских и меловых карбонатных флишевых отложений. В пределах ущелья р. Терек эффузивные образования местами непосредственно залегают на древнечетвертичных флювиогляциальных и аллювиальных отложениях. Эффузивы представлены пародами андезито-дацитового ряда, пронизанными трещинами остывания.

Водообильность отложений колеблется в широких пределах. Дебит родников 0,2—200 л/сек, преобладают дебиты 5—10 л/сек. Наиболее водообильны крупные лавовые потоки (Гудаурский, Хорисарский), расход которых колеблется от нескольких десятков литров в секунду до 1 м<sup>3</sup>/сек. Модуль подземного стока более 30 л/сек с 1 км<sup>2</sup>. Источники изливаются в глубоких ущельях вдоль контакта подстилающих относительно водоупорных пород и образуют водопады (ущелье р. Белой Арагви и др.), а также приурочены к участкам резкого перелома рельефа (южный склон Крестового перевала).

По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-натриевые, реже кальциево-магниевые с незначительным (до 14 мг/л) содержанием хлориона; минерализация колеблется от 0,1 до 0,2 г/л, редко достигая 0,3 г/л; температура меняется от 3 до 9°C.

К эффузивным породам местами приурочены выходы углекислых вод (Сиони, Арша, Эрмани-дон, часть Байдарской группы).

Общие ресурсы района, рассчитанные по анализу гидрографа многолетних гидрологических наблюдений, доходят до 6,5 м<sup>3</sup>/сек.

### **III. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ**

Эта область располагается между подножиями Южного склона Большого Кавказа и северным склоном Аджаро-Триалетского хребта. Характерными морфологическими чертами этой области являются преобладание низменностей и равнин над горными районами, а также преимущественно небольшие абсолютные высоты.

Здесь в основном развит осадочный комплекс мезокайнозойских отложений, смятых на значительной части территории в покровные складки. Описываемая область разделяется на западную и восточную части Дзирульским кристаллическим массивом, играющим роль водораздельного поднятия между ними.

Характерной гидрогеологической чертой области является наличие большого числа сравнительно малых по размеру артезианских бассейнов, образование которых обусловлено чередованием высокопроницаемых карбонатных пород с водоупорными глинистыми и мергелистыми породами, покровным характером и молодостью складчатых структур.

Последние характеризуются развитием широких синклиналей и узких антиклиналей, при этом первые совпадают с отрицательными формами рельефа, а вторые — с положительными. Высокоприподнятые антиклинали или моноклинали часто служат областями питания напорных горизонтов подземных вод, а антиклинали, расположенные на сравнительно низких отметках, — областями разгрузки.

Здесь в 12 артезианских бассейнах развиты глубокоциркулирующие подземные воды порово-пластового, пластово-трещинного и карстового типов. Среди них преобладают инфильтрационные воды, в редких случаях — в глубокопогруженных частях структур — сильно измененные седиментационные воды.

В бассейнах наблюдается хорошо выраженная вертикальная зональность газового и химического составов подземных вод и термического режима среды. Минерализация вод с глубиной, как правило, увеличивается. Гидрокарбонатные воды сменяются сульфатными, а вслед за ними появляются хлоридные.

Так, например, в северной части Кодорского бассейна на границе со складчатой зоной Южного склона Большого Кавказа наблюдаются выходы высокоминерализованных хлоридных кальциевых вод. Однако в Кодорском, Мегрельском и Колхидском бассейнах отмеченная закономерность нарушается, и под высокоминерализованными водами верхнемеловых и третичных отложений в водоносном горизонте нижнего мела на значительных глубинах (2—2,5 км) вскрыты преимущественно пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды. Газопроявления области характеризуются однообразным метановым или азотным составом. Метан имеет биохимическое происхождение, связан с подземными водами затрудненной циркуляции и встречается в гидрогеологически закрытых структурах. Главная масса азота имеет воздушное происхождение и характерна для подземных вод активной циркуляции, т. е. для открытых структур.

Таким образом, структурные особенности области являются определяющими в распределении этих двух главных газовых компонентов вод Грузинской глыбы.

В низменной части области развиты грунтовые воды порового типа, а в центральной части (Дзирульский массив) — трещинного.

Ввиду глубокого погружения водоносных горизонтов, в особенности в западной части области, она изобилует термальными подземными водами. Величина геотермического градиента колеблется в широких пределах ( $20—125 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{см}$ ), а температура на глубине 1000 м - в пределах  $30—78^\circ\text{C}$ .

**III<sub>1</sub>.** Бзыбский артезианский бассейн трещинных и трещинно-карстовых вод занимает приморскую и сред-негорную часть Западной Абхазии. Складчатые структуры мезо-кайнозойских водопроницаемых образований образуют сложный артезианский бассейн, условия питания которого весьма благоприятны из-за

обилия атмосферных осадков и большой густоты полноводной гидрографической сети.

Основными водоносными горизонтами бассейна являются верхнеюрские и меловые карбонатные породы. Верхнеюрская (лузитан-титон) известняковая толща мощностью более 1000 м в северной части бассейна образует сравнительно пологие складки и характеризуется интенсивным развитием карста.

Практическим водоупором служат для нее песчано-глинистая толща келловей-оксфорда и реже вулканогенные образования байоса. В этих складках формируется большое количество трещинных и трещинно-карстовых подземных вод. К югу водоносная толща лузитан-титона моноклиально погружается под меловые образования. Последние, слагая Гудаутскую моноклиаль и Адлерскую синклиаль, содержат два мощных водоносных горизонта: первый горизонт в валанжин-барремских толстослоистых известняках, непосредственно продолжающих горизонт лузитан-титона, и второй — в известняках верхнего мела-палеоцена.

Последний горизонт отделен от нижнемелового — лузитан-титонского — практически водоупорными мергелистыми образованиями аптского и альбского ярусов. Меловые и юрские водоносные горизонты на юге погружаются под мощные песчано-глинистые спорадически обводненные образования палеогена и неогена.

Северная, высоко приподнятая пологоскладчатая часть района служит главной областью питания напорных горизонтов меловых и юрских образований.

Разгрузка водоносных горизонтов происходит как на дне моря, так и на суше в виде восходящих источников в зонах тектонических разрывов или антиклинальных перегибов.

По данным глубоких скважин (Гагра, Леселидзе, Пицунда, Бзыби) до глубины 2000 м в этих горизонтах содержатся пресные гидрокарбонатные или сульфатные воды.

В составе вод господствующее положение занимает азот воздушного происхождения. По мере увеличения глубины вскрытия водоносных горизонтов и увеличения минерализации в газовом составе все большую роль начинает играть метан.

Грунтовые воды довольно широко распространены в аллювиальных, пролювиальных и коллювиальных рыхлых песчано-галечных и щебенисто-глыбовых образованиях, развитых у подножий склонов, в поймах рек, конусах выноса и на морском побережье.

Водообильность горизонтов довольно высокая, но ввиду карстового характера подземных вод величина их ресурсов подвержена резким колебаниям. Примером может служить карстовый источник Репруа, выходящий у морского пляжа из нижнемеловых известняков в Старой Гагре, с дебитом, изменяющимся в пределах от 0,7 до 11 м<sup>3</sup>/сек.

Естественные ресурсы подземных вод этого бассейна, рассчитанные по анализу гидрографа многолетних гидрологических наблюдений, оцениваются в количестве 24,3 м<sup>3</sup>/сек.

**Ш<sub>2</sub>.** Кодорский артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод, располагаясь юго-восточнее Бзыбского бассейна, включает юго-западные предгорья Большого Кавказа и прилегающую к ним часть приморской низменности. Высоты местности колеблются в пределах от нуля до 1800 м. Район сложен мезо-кайнозойскими отложениями, образующими сложную моноклираль, погружающуюся к юго-западу.

Чередование водопроницаемых меловых и третичных пород с водоупорами при моноклиальной структуре района создает благоприятные условия для формирования артезианских горизонтов. Главные из них развиты в меловых известняках, а наиболее мощный приурочен к толстослоистым известнякам валанжин-готерива.

Этот горизонт имеет широкое распространение не только в данном, но и во всех соседних артезианских бассейнах. Вторым является водоносный горизонт, охватывающий толщу известняков и мергелей верхнего мела и частично нижнего палеогена.

Циркуляция подземных вод трещинного и трещинно-карстового типа. Области питания горизонтов расположены в северной обнаженной части, а области разгрузки — в южной, погруженной части. Таково же расположение областей питания напорных, преимущественно поровых вод, распространенных в песчано-галечных образованиях палеогена, неогена и четвертичного возраста.

Наблюдается равномерное увеличение минерализации и соответствующее изменение химического состава подземной воды с глубиной: гидрокарбонатные пресные воды сменяются сульфатными, а затем хлоридными натриевыми и даже кальциевыми. Исключение составляет нижнемеловой водоносный горизонт, который обычно содержит слабоминерализованную гидрокарбонатно-сульфатную кальциевую воду под горизонтами палеогеновых и верхнемеловых комплексов пород, содержащих высокоминерализованные хлоридные воды (Сухуми, Очамчире, Моква и др.). Ниже в юрских образованиях на глубинах 1,5—2 км вновь появляются высокоминерализованные подземные воды. Так, например, в верхнеюрских отложениях Очамчирской скважиной на глубине 3290 м вскрыт горизонт хлоридной натриево-кальциевой воды с минерализацией до 339 г/л.

Наличие слабоминерализованных вод между горизонтами высоко минерализованных вод объясняется хорошей проницаемостью пород вследствие их высокой водопроницаемости.

В газовом составе пресных вод преобладают газы атмосферной ассоциации, а в минерализованных — метан и сероводород.

В геотермическом отношении район не выделяется высоким уровнем нагретости. На глубине 3200 м фиксируется температура до 100°C. Воды известняков нижнего и верхнего мела в пределах равнинной и холмистой частей артезианского бассейна термальные и применяются для бальнеологических целей.

Общие естественные ресурсы подземных вод, формирующиеся в виде грунтовых вод в поровых, трещинных и трещинно-карстовых системах северной части бассейна, рассчитанные по гидрографу, равняются 8,2 м<sup>3</sup>/сек. Ресурсы подземных вод напорных горизонтов, в том числе термальных вод, рассчитанные гидродинамическим методом, составляют 6,1 м<sup>3</sup>/сек.

**III<sub>3</sub>.** Мегрельский артезианский бассейн трещинных и трещинно-карстовых вод охватывает Мегрельский синклиорий, сложенный мезо-кайнозойскими отложениями, которые аналогичны соответствующим образованиям предыдущего бассейна.

Здесь также развиты два четко выраженных горизонта трещинных и трещинно-карстовых подземных вод в толщах известняков нижнего мела и верхнего мела с водоупором между ними — мергелисто-глинистой толщей альбского и аптского ярусов. Вулканогенная толща байоса и спорадически распространенные над ней

песчано-глинистые образования кимеридж-титона создают практически водоупорную подошву, а майкопская серия (олигоцен-нижний миоцен) — водоупорную кровлю для упомянутых напорных горизонтов подземных вод.

Особенностью этого гидрогеологического района является погружение нижнемелового водоносного горизонта до 3000—3500 м ниже уровня моря, тогда как северная и северо-восточная его части поднимаются до абсолютных отметок 2000—2500 м, включая обширные карстовые поля Охачкуе, Асхи и др. на южном склоне Мегрельского хребта.

С другой стороны, весьма существенно и антиклинальное строение западной, южной и юго-восточной частей синклинория, где обнажаются верхнемеловые породы, а нижнемеловые отложения приподняты близко к поверхности. Чашеобразная структура бассейна в какойто степени повторяется и в очертаниях рельефа. Эта морфологическая, высоко приподнятая на севере, чаша прорезана долинами рек Ингури, Хоби, Абаша, Техури и др., воды которых играют существенную роль в питании напорных горизонтов.

Буровые скважины в Зугдиди, Цаиши, Накалакеви показывают большую водообильность известняков мела, особенно нижнемелового горизонта. Ввиду глубокого залегания этих горизонтов воды характеризуются высокой термальностью (80—100°C). В южной антиклинальной части структуры высокотермальные воды подходят близко к поверхности, что вызывает резкое повышение геотермического градиента (до  $1 \cdot 10^{-3}$  °C/см в Цаиши).

Нижнемеловой водоносный горизонт содержит слабоминерализованные гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные воды во всех местах их вскрытия. Напорные воды верхнего мела представлены аналогичными типами, за исключением отдельных участков, где непосредственное влияние на них минерализованных вод майкопской свиты является значительным.

Естественные ресурсы подземных вод бассейна, включая грунтовые, рассчитанные методом анализа гидрографа многолетних режимных наблюдений, составляют 19,8 м<sup>3</sup>/сек;. Надо полагать, что эта цифра в действительности должна быть значительно большей, если учесть, что она не включает ресурсы вод, разгружающихся за пределами бассейна.

**Ш4.** Рача-Лечхумский артезианский бассейн трещинных и трещинно-карстовых вод занимает одноименный синклиорий, сложенный мезо-кайнозойскими образованиями.

Периферийные высокогорные части его сложены юрскими и нижнемеловыми породами, а центральная, меньшая часть — отложениями верхнего мела и кайнозоя, образующими холмистый рельеф.

Основными водоносными горизонтами и комплексами являются среднеюрские вулканогенные образования, нижнемеловые толстослоистые известняки, верхнемеловые мергелистые известняки, песчаники и известняки неогена, современные и четвертичные аллювиально-делювиальные образования.

Среднеюрские вулканогенные породы содержат преимущественно слабоминерализованные трещинные грунтовые воды гидрокарбонатного кальциевого состава. На погруженных, недренированных участках в отложениях байоса и бата развиты минерализованные хлоридные натриевые и кальциевые воды с небольшим дебитом; в пестроцветной же свите кимеридж-титона имеются слабые проявления сульфатных вод.

К зонам тектонических разрывов в отложениях средней юры в северной и северо-восточной частях района приурочены проявления трещинных углекислых минеральных вод гидрокарбонатно-хлоридного натриево-кальциевого типа.

Горизонт толстослоистых известняков валанжин-барремского возраста содержит в южной части района карстово-трещинные грунтовые воды.

Здесь неглубокий карст представлен почти повсеместно, характеризуясь всеми присущими ему причудливыми формами и изменчивым режимом вод. Водоупорным ложем этого горизонта служат песчано-глинистые слабоводоносные образования пестроцветной свиты. Значительная часть грунтовых вод этого горизонта выходит на поверхность в виде мощных карстовых источников, зачастую дающих начало рекам (р. Шараула и др.).

В погруженных частях Рача-Лечхумской синклинали толща известняков нижнего мела образует, вероятно, артезианский горизонт слабоминерализованных вод. Этот горизонт погружается на глубину до 2000 м и должен содержать термальные воды.

Горизонт верхнемеловых известняков в данном районе имеет ограниченное распространение и небольшую мощность. Его водоупорным ложем служат глины и мергели аптского и альбского ярусов, а водоупорной кровлей — отложения



майкопской свиты. Горизонт содержит трещинные и местами трещинно-карстовые воды.

Области питания горизонта расположены на возвышенных частях синклинория, разгрузка же происходит на пониженных обнаженных участках. Особую роль в разгрузке горизонтов должны играть тектонические разрывы и Ладжа-нурская антиклиналь, где обнажается толща известняков мела.

Горизонт песчаников и известняков среднего миоцена (чокрак-караган) содержит трещинные и карстовые подземные воды. Глубокое-погружение этих толщ на южном крыле Рача-Лечхумской синклинали под водоупорным комплексом пород наводит на мысль, что в них должны быть развиты напорные воды.

Воды этих горизонтов, за исключением чокракских известняков и песчаников, должны иметь повышенную минерализацию, так как караганские и сарматские отложения содержат большое количество гипса.

Современные и четвертичные аллювиальные и делювиальные образования характеризуются различной обводненностью.

Аллювиальные песчано-галечные отложения, заполняющие поймы и слагающие первые надпойменные террасы рек района, обладают высокой водообильностью и содержат пресные гидрокарбонатные кальциевые воды. Останцы же древнечетвертичных отложений, слагающие высокие террасы, слабо водоносны ввиду незначительности площади питания и наличия глинистого заполнителя в галечниках. Щебенисто-глыбовые делювиальные отложения, образованные за счет вулканогенных отложений средней юры и известняков мела, залегающие преимущественно у подножий склонов, являются хорошими коллекторами подземных вод. Они содержат пресные гидрокарбонатные кальциевые грунтовые воды. Грунтовые воды, развитые в делювиальных или элювиальных образованиях майкопской свиты и караганского и сарматского ярусов, имеют повышенную минерализацию и неблагоприятные питьевые качества.

Естественные ресурсы подземных вод, рассчитанные по данным гидрометрических наблюдений, достигают 26 м<sup>3</sup>/сек. Значительная часть этих ресурсов образуется, повидимому, за счет грунтовых вод, а сравнительно небольшая доля — за счет напорных вод.

**Ш<sub>5</sub>.** Колхидский артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод включает центральную часть Колхидской низменности и предгорья Южно-Мегрельской антиклинальной гряды.

Северо-западная и восточная границы этого артезианского бассейна условны ввиду постепенного перехода водоносных комплексов в соседние артезианские бассейны. В морфологическом отношении большая часть района представляет собой низменность, орошаемую реками Риони, Ингури, Хоби и др. Специфической чертой района является его заболоченность, которая постепенно ликвидируется путем производства ирригационных работ.

Преобладающая часть территории покрыта четвертичными песчано-галечными и глинистыми образованиями общей мощностью более 400 м. Залегающая ниже толща глинисто-песчанистых образований неогена и палеогена мощностью более 3000 м в нисходящем разрезе сменяется мощной толщей (свыше 2500 м) карбонатно-терригенных и вулканогенных отложений мелового возраста.

В структурном отношении район представляет собой глубоко погруженную синклиналичную депрессию, осложненную пологими складками и отдельными разрывами, развитыми в основном в меловых отложениях.

В пределах бассейна развиты три главных напорных горизонта подземных вод, включающих многочисленные водоносные слои.

Повсеместное распространение имеет глубоко погруженный горизонт трещинных и трещинно-карстовых вод в известняках нижнего мела мощностью в несколько сотен метров.

Водообильность горизонта высокая и в некоторых скважинах при самоизливе достигает до 12 л/сек. Этот горизонт на всей территории бассейна содержит термальные воды с температурой около 100°C, обладающие слабой минерализацией и относящиеся к гидрокарбонатному или гидрокарбонатно-сульфатному типам.

В водах преобладающее значение имеют газы атмосферного происхождения, в основном азот. Эта картина резко меняется юго-западнее Квалонского надвига, являющегося экраном для вод ниже-меловых отложений. В этой части встречаются высокоминерализованные (до 70 г/л) хлоридные натриевые воды, в газовой фазе которых превалирует метан. Ресурсы горизонта, ориентировочно

рассчитанные гидродинамическим методом в пределах этого и прилегающих к нему соседних артезианских бассейнов, оцениваются величиной до 3 м<sup>3</sup>/сек.

Судя по геологической структуре и данным некоторых скважин, этот горизонт глубоко погружается в западном направлении (район г. Поти и южнее). Воды горизонта на глубине 3000—3500 м должны иметь температуру 110—120°С, Данный участок наиболее перспективен для получения перегретых вод и пара.

Горизонт трещинных и трещинно-карстовых вод известняков верхнего мела распространен на всей территории бассейна; основная область его питания расположена за пределами района, а второстепенная — в облаженных сводовых частях антиклиналей (Урта, Сатанджио и др.). Характеризуется он невысокими напорами. В газовом составе преобладает метан, встречаются тяжелые углеводороды и биогенный азот.

Минерализация вод высокая (до 100 г/л), тип хлоридный натриевый. Все это должно вызываться их застойным характером, обусловленным структурными особенностями и небольшой величиной напора. Температура вод колеблется в зависимости от глубины залегания горизонта в пределах 25— 50°С.

Напорные воды спорадически развиты также в песчано-глинистых отложениях плиоцена и представлены высокоминерализованным (до 60 г/л) хлоридным натриевым типом.

Широко развиты песчано-галечные образования четвертичного покрова, содержащие в нескольких слоях слабоминерализованные гидрокарбонатные кальциевые воды хорошего питьевого качества.

Многочисленными самоизливающимися скважинами получены значительные ресурсы подземных вод. Максимальный дебит скважин 15—20 л/сек. Глубина залегания водоносного горизонта достигает до 350 м, а суммарная мощность всех водоносных слоев до 100 м. По гидродинамическим расчетам ресурсы горизонта достигают 4 м<sup>3</sup>/сек.

Верхняя часть четвертичных образований — современные аллювиальные, болотные и морские дюнные отложения — сильно обводнена грунтовыми водами. Болотные грунтовые воды характеризуются повышенной минерализацией, большим содержанием органических веществ, высокой жесткостью, наличием болотного газа и непригодны для питьевых целей.

Воды аллювиальных отложений широко развиты лишь в северной периферии района и характеризуются хорошими питьевыми качествами. В центральной и западной частях района аллювий представлен тонкой фракцией со слабой проницаемостью.

В дюнных морских отложениях над минерализованными морскими водами распространены пресные воды.

Суммарные ресурсы вод данного района можно оценить ориентировочно в пределах до  $10 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

**Ш<sub>6</sub>**. Гурийский артезианский бассейн поровых и трещинных вод охватывает Гурийскую холмистую депрессию и прилегающую к ней приморскую равнину площадью около  $1500 \text{ км}^2$ .

В тектоническом отношении он расположен в зоне сочленения Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой системы. Вдоль северной периферии бассейна проходит глубинный разлом субширотного направления, ограничивающий его от Колхидского.

В Гурийском бассейне водоносными являются следующие литолого - стратиграфические комплексы пород: карбонатно-терригенные (возможно и вулканогенные) отложения нижнего и верхнего мела -палеоцена, которые не вскрыты пока бурением, песчаники миоцена, песчано-глинистые породы плиоцена и четвертичные песчано-галечниковые образования.

В бассейне широко распространены грунтовые воды, а также воды более глубокой циркуляции, вскрытые буровыми разведочными скважинами, проведенными с целью изучения нефтегазоносности мезозойского и кайнозойского осадочного комплекса. Горизонты подземных вод нижнего мела и верхнего мела-палеоцена на территории бассейна погружены на большую глубину.

Надо полагать, что они содержат, как и в смежном Колхидском бассейне, высокотермальные артезианские воды хлоридного типа с повышенной минерализацией.

Слабоводоносный комплекс миоцена содержит несколько слоев напорных поровых и трещинных вод, которые в приповерхностной части слабоминерализованы, а с глубиной их минерализация резко возрастает. Воды родников нижнего сармата имеют сульфатный кальциевый и сульфатно-хлоридный натриевый состав, минерализация не превышает  $0,4 \text{ г/л}$ .

Наиболее изучены среднесарматские отложения, к которым приурочено Супсинское нефтяное месторождение. Здесь скважинами получены хлоридные натриевые воды с незначительным дебитом (до 0,01 л/сек) и минерализацией от 12 до 56 г/л.

Комплекс плиоценовых песчано-глинистых отложений слагает пологую и широкую Натанебскую синклираль, наложенную несогласно на более древние структуры. Он содержит несколько слоев поровых, преимущественно слабоминерализованных напорных вод, которые погружаются на запад под мощные аллювиально-морские песчано-галечные и глинистые образования. В последних спорадически развиты пресные грунтовые воды.

Естественные ресурсы подземных вод Гурийского артезианского бассейна, подсчитанные ориентировочно путем анализа гидрографа многолетних наблюдений, а также гидродинамическим методом, превышают 5 м<sup>3</sup>/сек.

**III<sub>7</sub>.** Цхалтубский артезианский бассейн поровых, трещинных, трещинно-карстовых и карстовых вод охватывает преимущественно Нижне-Имеретинскую равнину и прилегающий к ней Самгуральский хребет.

Район сложен мезо-кайнозойскими отложениями, образующими пологие широкие складки в равнинной его части и воздымающимися на северо-востоке — на Самгуральском хребте. Меловые, палеогеновые и неогеновые толщи слагают Нижне-Имеретинский синклинорий, зажатый между северными отрогами Аджаро-Имеретинского хребта и южным подножием Мегрельской антиклинальной гряды. Здесь, так же как и в соседних районах, хорошо прослеживаются основные артезианские горизонты: известняков нижнего мела, известняков верхнего мела и палеогена, а также четвертичных песчано-галечных отложений.

Горизонт известняков нижнего мела содержит трещинные и трещинно-карстовые напорные подземные воды. Самыми мощными проявлениями этих вод являются Цхалтубские слаборадиоактивные термы. Выходы этих вод приурочены к пологому антиклинальному перегибу. Здесь под незначительным слоем четвертичных песков и глин залегают мергели аптского яруса, а под ними толстослоистые водоносные известняки валанжин-барремского возраста.

В химическом отношении Цхалтубские воды очень близки к водам напорного горизонта известняков нижнего мела, развитым в артезианских бассейнах Западной Грузии. Их отличительной чертой являются радиоактивность (5—7 ед. Махе) и

высокие дебиты (200—220 л/сек). В газовом составе преобладает атмосферный азот.

Область питания горизонта расположена на северном возвышенном участке, а область разгрузки — в южной и западной пониженных частях. Разгрузке горизонта способствует также тектонический разрыв, проходящий на стыке между Аджаро-Триалетской складчатой системой и Грузинской глыбой (термальный источник Сулори и др.). На большей части бассейна горизонт должен содержать термальную воду с температурой от 40 до 55°C.

Горизонт известняков верхнего мела и палеогена имеет сравнительно ограниченное распространение и незначительную мощность. В восточной части района (Парцханаканебская скважина) его мощность не превышает 100 м. В обнаженной северной части бассейна известняки содержат трещинные и трещинно-карстовые грунтовые воды.

Погружаясь на юг и юго-запад, этот горизонт перекрывается водоупорными образованиями майкопской свиты. Водообильность горизонта по сравнению с нижнемеловым пониженная вследствие незначительной его мощности и сравнительно слабой проницаемости.

Горизонт песчано-галечных отложений четвертичного возраста имеет широкое распространение. Его мощность в восточной части бассейна (Парцханаканеби) достигает до 120 м, к западу — до 400 м. Поровыми грунтовыми водами четвертичный покров песчано-галечных образований насыщен повсеместно.

В количественном отношении они проявляются различно, наряду с незначительными имеются и мощные выходы. Дебиты наиболее крупных источников (Парцханаканебские, Гоча-Джихаишские и др.) измеряются тысячами литров в секунду. Горизонт грунтовых вод северной и северо-восточной частей бассейна в западном направлении постепенно переходит в напорные горизонты, которые широко распространены здесь, как и в соседнем Колхидском бассейне.

Как грунтовые, так и напорные воды этого горизонта являются слабоминерализованными гидрокарбонатными кальциевыми с хорошим питьевым качеством.

Выявленные единичными скважинами в бассейне юрские образования (порфиритовая свита байоса и песчаники бата) содержат высокоминерализованные

хлоридные натриевые или кальциевые воды, характеризующиеся застойным режимом.

Естественные ресурсы подземных вод района, рассчитанные по гидрографу, многолетних режимных наблюдений достигают 15 м<sup>3</sup>/сек.

**III.** Аргветский артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод занимает Квирильскую синклиналь, выполненную мезокайнозойскими образованиями. В этом районе выделяются напорные водоносные горизонты нижнего мела, верхнего мела и палеогена и мощный водоносный горизонт аллювиальных песчано-галечных отложений.

Напорный горизонт валанжин-барремских известняков имеет широкое распространение. Подземные воды трещинного и трещинно-карстового типов обладают слабой минерализацией, по составу сульфатно-гидрокарбонатные. На глубоко погруженных участках воды горизонта имеют повышенную температуру (33—47°С). Водообильность горизонта невысокая.

Переменной водоносностью характеризуются карбонатная толща верхнего мела и песчано-глинистые образования палеогена. Скважины глубиной до 600 м, заложенные в Нахширгеле, Чхарула, Дзеври и других местах, вскрывают в этих отложениях артезианские горизонты слабоминерализованных гидрокарбонатных натриевых или кальциевых вод. Однако в центральной части артезианского бассейна Аджаметская скважина на глубине 450—780 м вскрыла минерализованные (до 15 г/л) хлоридные воды с температурой более 30°С.

Питание артезианских горизонтов происходит в северной и северо-восточной возвышенных частях бассейна, а разгрузка — в западной части, на стыке с Цхалтубским артезианским бассейном.

Высокой водообильностью поровых пресных гидрокарбонатных кальциевых вод характеризуются песчано-галечные аллювиальные образования пойменной и первой надпойменной террас, занимающих более одной трети площади района. Грунтовые воды этих террас питаются за счет вод Риони, Ханисцхали и их притоков, а также атмосферных осадков. Показателем водообильности грунтовых потоков может служить Зестафонский водозабор, полностью пересекающий аллювий низких террас на протяжении нескольких сотен метров и имеющий производительность до 400 л/сек.

В северной части бассейна в районе Окрибского поднятия к вулканогенно-осадочной толще байоса приурочены слабоминерализованные гидрокарбонатные кальциевые трещинные грунтовые воды.

Обнаженная часть известняков верхнего и нижнего мела содержит высокодебитные трещинно-карстовые грунтовые воды гидрокарбонатного кальциевого состава, слабоминерализованные.

Источники этих вод характеризуются сильной изменчивостью режима, обусловленной резкими колебаниями в выпадении атмосферных осадков, являющихся основными источниками питания. Общие естественные ресурсы подземных вод Аргветского артезианского бассейна, выявленные на основе анализа гидрографа многолетних наблюдений, равняются 8,4 м<sup>3</sup>/сек, из них на артезианские горизонты приходится 1,3 м<sup>3</sup>/сек.

**Ш.** К а р т л и н с к и й артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод занимает обширную территорию Тирифоно-Мухранской и Эрцойской депрессий, ограничиваясь с севера Южным склоном Главного Кавказского хребта, с запада Сурамским хребтом, с юга Триалетским хребтом, а с востока отрогами Кахетинского хребта. Рельеф района преимущественно равнинный с абсолютными высотами 500—800 м. Главной водной артерией является р. Кура с многочисленными, в основном левыми притоками — реками Лиахви, Ксани, Арагви и др., приносящими в этот район огромное количество галечного материала.

В структурном отношении район представляет собой широкую и пологую синклиналию депрессию, осложненную в краевых частях опрокинутыми в сторону депрессии складками и региональными разрывами надвигового характера. Наиболее древними отложениями являются породы порфиритовой свиты байоса, вскрытые опорной скважиной в с. Шиндиси- Выше трансгрессивно залегает маломощная (до 350 м) карбонатная толща мела, в свою очередь также трансгрессивно перекрываемая песчано-глинистыми отложениями миоцена. Затем идут мощные (до 2 км) молассовые отложения миоплиоцена, которые выполняют всю чашу депрессии и представлены чередованием конгломератов, песчаников и глин. Все эти породы перекрыты мощными древне-четвертичными и современными аллювиальными отложениями. Мио-плиоценовые и четвертичные



отложения имеют падение от периферии равнины к ее осевой части вследствие постплиоценового прогибания депрессии и ее аккумулятивного характера.

Большая часть района выделяется как единый артезианский бассейн с развитием напорных вод в меловых отложениях (в западной и северо-западной частях), песчаниках и конгломератах миоплиоцена и древнечетвертичных песчано-галечных образованиях. Безнапорные воды развиты как в современных и четвертичных отложениях, так и в верхних частях дочетвертичных пород.

Водоносный горизонт известняков мела, погруженный на значительную глубину (до 2 км), залегает в гидрогеологически закрытой структуре и должен содержать высокоминерализованные термальные воды с небольшими динамическими ресурсами.

Комплекс песчано-глинистых отложений и конгломератов миоплиоцена характеризуется слабой водоносностью, родники крайне редки, дебит их не превышает 0,5 л/сек.

Подземные воды зоны активной циркуляции слабоминерализованные (до 1 г/л), в основном гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые. В некоторых источниках общая минерализация и содержание сульфат-иона значительно увеличиваются, что объясняется гипсоносностью некоторых пород миоплиоцена и подстилающей его местами водоупорной майкопской свиты. В центральной и восточной частях депрессии в этих породах скважинами вскрыты самоизливающиеся пресные воды гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого состава с дебитом до 2 л/сек. Более глубокие слои данного горизонта, в частности миоценовые отложения, содержат термальные хлоридные воды, вскрытые скважинами на нефтеносных участках Норио, Сацхениси и др.

Структурно-морфологическое своеобразие, заключающееся в наличии поперечных Игоетского и Карталивского поднятий, играет важную роль в гидрогеологии верхних толщ: грунтовые воды комплекса древнечетвертичных аллювиальных отложений образуют три самостоятельных бассейна — Тирифоно-Салтвисокий, Мухранский и Эрцойский.

В древнечетвертичных отложениях, развитых до глубины 200 м, буровыми скважинами вскрыты несколько слоев напорных вод с минерализацией до 2 г/л. Водообильность каждого из них оценивается приблизительно 1 л/сек. Севернее осевой линии депрессии выявлены субартезианские, а южнее — артезианские

горизонты. Общей характерной чертой рассматриваемого водоносного комплекса является выклинивание артезианских горизонтов на небольшом расстоянии. На базе подземных вод древнечетвертичных отложений с успехом можно решить проблему водоснабжения населенных пунктов и промышленных объектов района.

Современные аллювиальные пойменные и русловые отложения сильно насыщены водой. Самыми мощными являются речные фильтраты Арагви. Формирование их приурочено к расширенным участкам долины, где река протекает многими протоками, периодически заливающими пойменную террасу. Воды р. Арагви, просачиваясь в песчано-галечные отложения, движутся параллельно реке и, приближаясь к местам сужения долины, где слабопроницаемые миоплиоценовые отложения приподняты, выклиниваются на поверхности. На участках выходов грунтовых вод в с.с. Булачаури, Чопорти, Сагурамо и Натахтари устроены водозаборные сооружения хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Тбилиси производительностью до 8 м<sup>3</sup>/сек.

В отличие от других участков Натахтарские грунтовые воды образуются из двух потоков: один отделяется от р. Арагви при выходе из ущелья в широкую долину (у с. Мисакциели), а второй движется со стороны Мухранской долины.

В расширенной части долины р. Ксани в пределах с.с. Ксовриси и Сакадагиано формируется грунтовый поток, ресурсы которого оцениваются 2.5—3 м<sup>3</sup>/сек.

В пределах Тирифонской долины образуются мощные подрусловые потоки р. Куры и ее притоков. Особенно значительны ресурсы грунтовых потоков старой речной поймы левобережья р. Куры между г. Хашури и с. Даглоури. На их базе осуществляется водоснабжение г. Хашури, с.с. Агара, Гоми и др.

Грунтовые воды современных аллювиальных отложений широко используются для хозяйственно-питьевых целей и орошения посевов.

Естественные ресурсы Карталинского артезианского бассейна, рассчитанные по гидрографу многолетних наблюдений, составляют 24,4 м<sup>3</sup>/сутки.

**Ш<sub>10</sub>.** Алазанский артезианский бассейн поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод приурочен к одноименной долине, расположенной между южными отрогами Главного Кавказского хребта и северными склонами Кахетинского и Цив-Гомборского хребтов. Долина орошается р. Алазани и ее многочисленными притоками. Бассейн распространяется и на территорию Азербайджана, но здесь приводятся сведения только по территории Грузии.

Плоскодонная Алазанская долина с абсолютными отметками дна 550 м (Ахмета) и 190 м (устье р. Агричай) выполнена мезо-кайнозойскими отложениями, слагающими Алазанский синклинорий. Эта межгорная долина располагается на 500—1700 м ниже смежных с нею хребтов. Характерной чертой долины является большое количество молодых конусов выноса Алазани, сложенных песчано-галечными отложениями различной водопроницаемости.

В геологическом строении района принимают участие два структурных этажа. Нижний этаж сложен интенсивно дислоцированными известково-песчанистыми флишевыми образованиями верхней юры, мергелисто-глинистыми осадками нижнего мела и известняками верхнего мела.

Пологоскладчатый верхний этаж представлен лагунно-континентальной конгломерато-глинистой свитой акчагыл-апшерона (алазанская серия) и древнечетвертичным песчано-галечным покровом. Этот этаж мощностью до 2000 м образует, кроме того, Цив-Гомборскую антиклинальную складку.

В бассейне выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы: комплекс известково-песчанистой верхней юры и карбонатных отложений мела, горизонт песчано-галечных и конгломератовых образований верхнеплиоценового и нижнечетвертичного возраста и горизонт песчано-галечных аллювиально-пролювиальных образований верхнечетвертичного возраста.

Первый комплекс содержит трещинные и трещинно-карстовые подземные воды. В обнаженных частях к этому комплексу пород приурочены единичные высокодебитные карстовые источники (Патмасури, Шакриани, Аленйс-цкаро, Бакана и др.). Глубоко погруженные участки не изучены. Надо полагать, что в пределах бассейна этот горизонт содержит различные по химическому и газовому составу артезианские воды. В северной части бассейна в этом комплексе скважинами выявлены воды с ценными микроэлементами. Данный комплекс должен содержать термальные воды; ожидаемая температура на глубинах 2500—3000 м 80—85°C.

Водоносная толща песчано-галечных и конгломератовых образований верхнего плиоцена и нижнечетвертичного возраста содержит три широко распространенных водоносных горизонта с многочисленными водоносными слоями. На правобережной стороне долины р. Алазани широко развиты Гурджаанский и Телавский артезианские горизонты.

Оба этих горизонта залегают в отложениях алазанской серии. Водоносными являются пески и конгломераты с песчаным заполнителем. Водопроницаемость Телавского горизонта составляет 100—200 м<sup>2</sup>/сутки, а Гурджаанского 150—300 м<sup>2</sup>/сутки. Область питания этих горизонтов расположена на Цив-Гомборском хребте и его северном склоне. Область разгрузки приурочена к центральной части долины. Общие естественные ресурсы пресных гидрокарбонатных кальциевых вод обоих горизонтов, подсчитанные гидродинамически по данным нескольких сотен артезианских скважин, достигают до 6 м<sup>3</sup>/сек.

На преимущественной части левобережья бассейна в песчано-галечной толще конусов выноса нижнечетвертичного возраста залегают мощные Кварельский артезианский горизонт пресных гидрокарбонатных кальциевых вод. Этот горизонт состоит из 20 водоносных слоев; водопроницаемость его высокая и достигает до 500—1500 м<sup>2</sup>/сутки. Область питания горизонта расположена в полосе вершинных частей конусов выноса и происходит за счет поверхностного стока большого числа левых притоков р. Алазани. Разгрузка горизонта происходит через гидрогеологические окна и сравнительно проницаемую кровлю преимущественно в юго-восточной части бассейна, при этом иногда образуются болота или значительно повышается уровень грунтовых вод, что вызывает засоление почвогрунтов.

Естественные ресурсы горизонта, выявленные многочисленными самоизливающимися неглубокими скважинами и подсчитанные гидродинамическим методом, достигают до 13 м<sup>3</sup>/сек.

Песчано-галечные аллювиальные и пролювиальные верхнечетвертичные образования, слагающие дно долины и нижние террасы р. Алазани и некоторых ее притоков, во многих местах содержат мощные потоки пресных гидрокарбонатных кальциевых поровых грунтовых вод. Эти потоки образуются за счет короткой фильтрации речных вод, разгрузки напорных горизонтов или инфильтрации оросительных вод.

Естественные ресурсы грунтовых вод этого горизонта, рассчитанные по гидрографу многолетних гидрогеологических наблюдений, достигают 6 м<sup>3</sup>/сек. Суммарные ресурсы подземных вод района можно оценить 26 м<sup>3</sup>/сек.

**III<sub>11</sub>.** Иори-Ширакский артезианский бассейн поровых и трещинных вод занимает значительную территорию Южной Кахетии, охватывающую среднее и нижнее

течение р. Иори и нижнее течение р. Алазани. Преобладающая часть территории представлена плоскодонными долинами, между которыми расположены невысокие холмистые гряды. За исключением Иорской долины, здесь развито большое число замкнутых бессточных котловин.

Климат района засушливый, континентальный, с небольшим количеством атмосферных осадков (200—600 мм/год) и отрицательным балансом увлажнения воздуха. Лесной покров, как правило, отсутствует.

В геологическом сложении района принимают участие мезо-кайнозойские образования, образующие преимущественно покровные складки при совпадении антиклиналей с положительными и синклиналей с отрицательными формами рельефа. Юго-западная полоса района пересекается большим количеством тектонических разрывов взбросо-надвигового характера со значительными амплитудами и смещением блоков с севера на юг.

В районе выделяются следующие водоносные комплексы и горизонты: брекчиевидных известняков верхней юры; песчано-глинистых отложений миоцена и нижнего отдела мирзаанской свиты; песчано-галечных и конгломератовых отложений верхнего отдела мирзаанской свиты, красноколотской свиты, акчагыльского и апшеронского ярусов; четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений и делювиального покрова.

Характерной чертой района является слабая обводненность пород ввиду сравнительно малого количества атмосферных осадков на большей юго-восточной части территории, отрицательного баланса увлажнения воздуха и слабых коллекторских свойств большинства комплексов пород.

Обводненность пресными гидрокарбонатными кальциевыми водами характерна для брекчиевидных известняков верхней юры, обнажающихся на незначительной площади. Этот горизонт круто погружается к северу в Алазанский и к югу — в Иорско-Ширакский бассейны. Надо полагать, что в этих бассейнах горизонт содержит высоконапорные минерализованные воды.

Горизонт песчано-глинистых отложений миоцена и нижнего отдела мирзаанской свиты сложен гипсоносными глинами, глинистыми сланцами и песчаниками. Водоносными являются песчаники и глинистые сланцы, содержащие преимущественно трещинные воды.

Поровые воды встречаются, как редкое исключение, в отложениях верхнего сармата и среднего миоцена. Водоносный горизонт характеризуется слабой водообильностью. Так, например, на территории площадью 1500 км<sup>2</sup> зафиксировано всего 15 малодебитных источников, а по всему району их насчитывается только 48. Из них более 70% имеют дебит меньше 1 л/сек.

В горизонте выделяются две зоны циркуляции подземных вод: зона активной, или неглубокой, и зона затрудненной, или глубокой, циркуляции. В первой зоне развиты подземные воды с повышенной минерализацией, сульфатного и гидрокарбонатного натриевого типов; во второй же зоне воды при высокой минерализации имеют хлоридный натриевый или даже кальциевый состав. Высокоминерализованные (20—45 г/л) напорные воды выявлены в нижнем отделе мирзаанской свиты нефтяными буровыми скважинами в Мирзаани, Тарибани, Млашисхеви и на других участках.

Образование подземных вод зоны неглубокой циркуляции происходит за счет атмосферных осадков, подземные же воды глубокой циркуляции, являясь в основном реликтовыми, постепенно видоизменяются и вытесняются водами неглубокой циркуляции. Разгрузка неглубоко циркулирующих подземных вод происходит в гидрографической сети, а глубоко циркулирующих — через зоны тектонических разрывов.

Водоносность песчано-галечных и конгломератовых отложений верхнего отдела мирзаанской свиты, краснокогодской свиты, акчагыльского и апшеронского ярусов, как правило, слабая. Пески, галечники и конгломераты верхнего отдела мирзаанской свиты мощностью в несколько сотен метров содержат напорные подземные воды с незначительным дебитом источников и скважин (0,1—0,3 л/сек). Воды в обнаженных частях свиты имеют повышенную минерализацию и относятся к сульфатному натриево-кальциевому типу. Напорные воды этой свиты высокоминерализованные хлоридные натриевые, а местами и кальциевые.

Конгломераты краснокогодской свиты, как правило, слабо обводнены, но на отдельных высокопроницаемых участках (например, северное крыло Чаларской антиклинали) к ним приурочены высокодебитные сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды. В Ширакской синклинали в этих отложениях залегает несколько водоносных горизонтов,

имеющих слабые напоры вод. Область питания горизонтов расположена на Шуамтинском хребте и Мирзаанской возвышенности, а зона разгрузки на правобережье р. Алазани.

К югу от Шуамтанского хребта расположена Тарибанская синклиналь, сложенная в основном песчано-глинистой практически водоупорной толщей нижнего отдела мирзаанской свиты, над которой залегает песчаноталечная толща акчагыльского яруса, содержащая маломощные напорные горизонты сульфатных натриевых или высокоминерализованных хлоридных натриевых вод.

В Иорской долине на значительной территории прослеживается широкая синклинальная складка, сложенная мощной толщей лагунно-континентальных образований алазанской серии. Эта толща содержит большое число слоев рыхлых галечников и песков, служащих водоносными горизонтами. Высокоприподнятые крылья синклинали на Гареджинском хребте (на юге) и на Цив-Гомборском хребте (на севере) образуют эффективные области питания горизонтов. Атмосферные осадки и речные воды, просачиваясь на склонах этих хребтов в водопроницаемые породы алазанской серии, образуют горизонты напорных пресных гидрокарбонатных кальциевых вод с разгрузкой в юго-восточной части депрессии. Многочисленные артезианские скважины вскрывают эти горизонты, давая самоизливающуюся воду с дебитами в пределах 2—5 л/сек.

Аллювиально-пролювиальные отложения в районе распространены в виде современных рыхлых галечников, заполняющих пойму р. Иоря, и древнечетвертичных пород, слагающих верхние ее террасы. Галечники пойм и зачастую первых надпойменных террас выделяются высокой водообильностью; для них характерны неглубокое залегание зеркала грунтовых вод (2—3 м), тесная связь с р. Иори, значительные ресурсы (измеряемые сотнями литров в секунду), слабая минерализация (0,5—0,6 г/л), гидрокарбонатный кальциевый тип и хорошее питьевое качество.

Галечники, слагающие верхние террасы, содержат незначительное количество маломощных потоков разноминерализованных грунтовых вод. Незначительные их дебиты объясняются слабой проницаемостью галечников, зачастую перекрытых глинистыми практически водоупорными отложениями, и малым количеством атмосферных осадков при отрицательном балансе увлажнения воздуха. Среди них

наблюдаются как пресные гидрокарбонатные, так и сульфатные или даже хлоридные высокоминерализованные воды.

Естественные ресурсы подземных вод этого района не превышают 5 м<sup>3</sup>/сек, причем наибольшая их часть (Находится в пойме р. Иори и незначительная — на остальной обширной территории района (около-4000 км<sup>2</sup>). В общем в районе наблюдается острый недостаток питьевой, хозяйственной и оросительной воды.

**Ш<sub>12</sub>.** Марнеули-Гардабански и артезианский бассейн поровых и трещинных вод занимает обширную межгорную депрессию, ограниченную с севера предгорьями Аджаро-Триалетской складчатой системы, и граничит на востоке с Морским артезианским бассейном. Район сложен терригенными осадками эоцена, майкопской свиты и миоцена, собранными в пологие складки, которые осложнены отдельными разрывами. Выше несогласно залегают лагунно-континентальные осадки и долеритовые покровы миоплиоцена, в свою очередь перекрываемые четвертичным аллювием.

В пределах бассейна отложения эоцена, олигоцена и миоцена практически безводны, и лишь отдельными скважинами вскрыты в незначительном количестве слаботермальные минерализованные (до 30 г/л) хлоридные натриевые воды. В комплексе лагунно-континентальных осадков, сложенном чередованием рыхлых конгломератов и плотных глин, буровыми скважинами установлено восемь горизонтов напорных вод, приуроченных к пластам конгломератов.

Эти водоносные горизонты в пределах Марнеульской равнины являются субартезианскими, к востоку на Гардабанской равнине они погружаются на большую глубину и носят артезианский характер; горизонты содержат пресные и слабосоленоватые воды, годные для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Область питания горизонтов расположена в слабоприподнятых крыльях Марнеули-Гардабанского оинклинория, где они питаются за счет рек Куры, Храми, Алгети и их притоков, а также атмосферных осадков.

Долеритовые покровы, залегающие в нижней части лагунно-континентальной свиты миоплиоцена, имеют в районе небольшое развитие. В них в районе г. Марнеули и в долине р. Дебеда на глубине 300—400 м вскрыты напорные пресные воды с минерализацией до 0,2 г/л. Питание этого горизонта происходит как в среднем течении рек Храми и Алгети, где обнажаются покровы долеритов, так и из



залегаящих выше водоносных конгломератов миоплиоцена, с которыми горизонт напорных трещинных вод долеритов имеет гидравлическую связь.

К аллювиальным отложениям Марнеули-Гардабанской депрессии приурочен мощный грунтовый поток с глубиной зеркала воды 5—10 м, который формируется за счет инфильтрации речного стока, атмосферных осадков, вод оросительных каналов и верхних горизонтов миоплиоцена. Поток направлен в сторону р. Куры.

Высокая обводненность этих отложений проявляется во многих местах, в особенности в нижнем течении р.Храми, где запроектировано сооружение водозабора с производительностью 2,5 м<sup>3</sup>/сек. Вода слабоминерализованная гидрокарбонатная кальциевая.

Общие естественные ресурсы вод района, рассчитанные по гидрографу, а также гидродинамическим методом, составляют 17 м<sup>3</sup>/сек. Большая часть этих ресурсов приходится на грунтовые воды.

**Ш<sub>13</sub>.** Район грунтовых трещинных и трещинно-карстовых вод Дзирульского кристаллического массива занимает возвышенную часть Грузинской глыбы.

Район сложен комплексом древних кристаллических пород, перекрытых на значительной площади маломощным покровом мезо-кайнозойских вулканогенно-осадочных и осадочных образований.

В районе господствующее распространение имеют грунтовые воды, приуроченные к элювиальной зоне комплекса кристаллических пород, порфиритовой свите байоса, известнякам и мергелистым известнякам мела, песчано-галечным образованиям миоцена, а также делювиальным и аллювиальным отложениям.

Подземные воды комплекса кристаллических пород приурочены к трещинам и порам мощной (до 30 м) зоны выветривания.

Здесь развиты в основном безнапорные пресные воды, характеризующиеся прерывистым площадным распространением и короткими путями фильтрации; область питания подземных вод этого комплекса совпадает с областью их распространения, водоносность комплекса слабая.

Воды характеризуются стабильным химизмом, небольшой минерализацией (0,1—0,5 г/л) и гидрокарбонатным кальциевым и натриевым составом.

Значительно большей водообильностью отличается комплекс пор-фиритовой свиты байоса, воды которого характеризуются, неглубокой циркуляцией и приурочены к трещинам в массивных порфиритах и туфобрекчиях; значительно

меньшее развитие имеют трещинные воды в слоистых туфах и туфопесчаниках и поровые воды элювия. Воды этого комплекса пресные (0,1—0,4 г/л), гидрокарбонатные кальциевые.

В карбонатных отложениях мела развиты как пресные грунтовые воды, так и минерализованные воды глубокой циркуляции с незначительными ресурсами. Грунтовые воды относятся к трещинному и трещинно-карстовому типам, отличаются высокой водообильностью, изменчивым режимом, минерализацией 0,3—0,6 г/л и гидрокарбонатным кальциевым составом.

В восточной части района к нижнемеловым известнякам Сурамской моноклинали приурочены напорные термальные воды, имеющие невысокую минерализацию (0,4—0,5 г/л) и гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый состав.

Область питания и напора этих терм расположена вдоль восточного склона Сурамского хребта, где нижнемеловые известняки приподняты на значительную высоту.

В известняках верхнего мела в нос. Сурами буровой скважиной вскрыты высокоминерализованные (от 5 до 15 г/л) хлоридные натриевые воды, сопровождаемые выделениями метана. Химический состав указывает на седиментационное происхождение этих вод, а резкие колебания минерализации объясняются их смешиванием с пресными водами инфильтрационного происхождения.

Отложения миоцена, представленные песчаниками и конгломератами с пластами глин, местами горизонтально залегают на древних формациях Дзирульского массива. В них широко развиты грунтовые пресные воды перового типа, разгрузка которых в основном происходит вдоль контакта с подстилающими более древними образованиями. Грунтовые пресные воды развиты в аллювии пойменных террас рек Дзирула и Чхеримела, а также на контакте останцев надпойменных террас с подстилающими их коренными породами. Подземные воды делювия характеризуются прерывистым распространением и слабой водоносностью.

Естественные ресурсы подземных вод, рассчитанные путем анализа гидрографов рек, доходят до 11 м<sup>3</sup>/сутки.

#### IV. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Эта область охватывает одноименную горную систему, которая характеризуется большой разницей высотных отметок: от нуля на побережье Черного моря до 3000 м в центральной ее части. Большое количество рек Черноморского (Чорохи, Аджарис-цкали, Чаквис-цкали, Ханис-цкали) и Каспийского бассейнов (Кура и ее правые притоки) дренируют горную систему, рассекая ее на отдельные морфологические единицы. В климатическом отношении область находится в двух совершенно различных зонах: на западе господствуют условия субтропического климата, а на востоке — континентальный умеренно-влажный климат. Большая часть области покрыта лесами.

В геологическом строении области принимают участие: меловая карбонатная толща мощностью более 1 км, флишевая толща нижнего эоцена-палеоцена (1,5—2 км), вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена (3—3,5 км) и мергелисто-песчаная толща верхнего эоцена (более 700 м). На сравнительно незначительных участках развиты песчано-глинистые осадки олигоцена и преимущественно вулканогенные образования неогена, играющие существенную роль в геологическом строении и гидрогеологических условиях лишь в Ахалцихской депрессии.

В центральной части области развиты потоки андезитово-базальтовых лав четвертичного возраста. Многочисленные интрузивные и жильные магматические образования датируются преимущественно эоценом.

Тектоническое строение Аджаро-Триалетской системы характеризуется наличием протяженных линейных складок, в северной ее части; опрокинутых на север, в центральной — ноомальных или сундучных, а в южной — опрокинутых на юг. От смежной к северу Грузинской глыбы она отделяется глубинным разломом.

В гидрогеологическом отношении основное значение имеют вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена и карбонатная толща верхнего мела как основные коллекторы трещинных и трещинно-карстовых вод.

Флишевая толща нижнего эоцена-палеоцена и мергелисто-песчаная толща верхнего эоцена играют роль региональных водоупоров, хотя иногда и проявляют локальную водоносность.

Наличие дизъюнктивных нарушений и сильно сжатых, интенсивно разбитых трещинами складок, при чередовании-большого количества водоупорных и водоносных зон в условиях горного рельефа создает благоприятные предпосылки для образования водонапорных систем.

На данной стадии изученности здесь выделяются небольшой артезианский бассейн (Ахалцихе) и три водонапорные системы. Последние должны состоять из нескольких систем меньшего порядка, которые будут, по-видимому, выявлены в результате более полного гидрогеологического изучения.

Характерными гидрогеологическими чертами области являются: высокая обводненность пород в центральной и западной ее частях и меньшая обводненность их в восточной части; наличие большого количества преимущественно углекислых минеральных вод, приуроченных к карбонатным отложениям мелового возраста; широкое развитие инфильтрационных слабоминерализованных азотных терм, приуроченных к вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена; наличие в восточной части области высокоминерализованных хлоридных натриевых вод и сопутствующего им метана.

**IV<sub>1</sub>.** Аджаро-Имеретинская водонапорная система трещинных вод сложена мощным (до 3 км) комплексом вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена, которые подстилаются флишевыми отложениями и вулканогенными образованиями палеоцена— нижнего эоцена мощностью до 1500 м и толщиной известняков, мергелей и вулканогенных отложений верхнего мела мощностью до 1000 м.

Молодость складчатых структур и скальный характер развитых здесь пород обусловили образование сильно пересеченного горного рельефа с абсолютными отметками до 300 м и большим количеством, глубоких речных долин и ущелий.

На территории района господствующее распространение имеют грунтовые воды трещинного типа, приуроченные к элювию вулканогенно-осадочных и жильных пород палеоцена. Грунтовые воды первого типа широко развиты в аллювии рек: по химическому составу они пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые и широко используются для целей водоснабжения. Полноводность грунтовых потоков обусловлена чрезмерно высоким количеством атмосферных осадков (до 2000 мм в год) и обильным поверхностным стоком.

В отложениях палеогена развиты трещинные и трещинно-пластовые подземные воды напорного характера. В зависимости от геолого-структурных условий и морфологии местности эти горизонты образуют водонапорные системы.

Неглубоко погружающиеся водоносные горизонты в бассейнах рек Аджарисцкали, Ханис-цкали и др. содержат холодные гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды невысокой минерализации и хорошего питьевого качества. Разгрузка их происходит в зонах тектонических разрывов или у выходов водовмещающих пород на поверхность, где наблюдаются мощные источники. Глубоко погружающиеся водоносные слои этого комплекса пород образуют напорные термальные горизонты, которыми изобилует район.

Термы широко проявляются в зонах тектонических разломов и в сводовых частях антиклиналей на пониженных участках (Чирквети, Зекари, Нуниси, Шуа-хеви, Махинджаури и пр.). Характерными чертами этих вод являются низкая минерализация (0,5—0,7 г/л), гидрокарбонатный кальциевый состав и повышенная температура, достигающая до 30—40°С у выходов источников. В газовом составе вод преобладает азот воздушного происхождения. Почти повсеместно наблюдается проявление сероводорода в небольшом количестве.

По аналогии с соседним Триалетским гидрогеологическим районом надо полагать, что верхнемеловая толща, погружающаяся на большую глубину, содержит воды трещинного типа, которые должны быть высокотермальными и иметь различный химический состав. Судя по слабой раскрытости меловых структур, минерализация вод должна быть высокой, а в газовом составе, вероятно, преобладают метан и углекислота. Температура воды на глубинах до 1 км должна достигать 60°С.

Естественные ресурсы подземных, преимущественно грунтовых вод, рассчитанные по гидрографу, доходят до 55 м<sup>3</sup>/сек.

**IV<sub>2</sub>.** Триалетская водонапорная система трещинных и трещинно-карстовых вод занимает центральную, наиболее возвышенную часть Аджаро-Триалетской складчатой системы. Район рассечен глубокими ущельями р. Куры и ее притоков; абсолютные отметки колеблются в пределах 600—2850 м. Климат района умеренно влажный, с атмосферными осадками от 500 до 800 мм в год.

Грунтовые воды трещинного типа широко развиты в андезито-базальтовых лавовых покровах и потоках, в элювиальной зоне вулканоганно-осадочной толщи

среднего эоцена и флишевых отложений нижнего палеогена и в обнаженной части пород верхнего мела.

Эти воды характеризуются слабой минерализацией, гидрокарбонатным кальциевым типом и хорошими питьевыми качествами. Среди них выделяются трещинно-карстовые воды, приуроченные к мергелистым известнякам верхнего мела в северной и северо-западных частях района, где они характеризуются сильно изменчивым режимом, контролируемым режимом атмосферных осадков.

Грунтовые воды порового типа приурочены к пойменному песчано-галечному аллювию р. Куры и ее главных притоков, с которыми связаны мощные потоки слабоминерализованных гидрокарбонатных кальциевых вод.

Поровые грунтовые воды с прерывистым распространением приурочены к делювиально-пролювиальным образованиям, преимущественно развитым на участках, сложенных вулканогенами среднего эоцена. Грунтовые воды составляют основные ресурсы для хозяйственно-питьевого обеспечения района.

Карстово-трещинные и трещинные подземные воды в районе связаны в основном с карбонатной толщей верхнего мела и вулканогенно-осадочной толщей среднего эоцена. Карбонатная толща верхнего мела слагает нижний структурно-литологический этаж района, обнажающийся на поверхности лишь в его северной части, вдоль Гори-Сахвларского надвига, а также в виде небольших пятен вдоль сравнительно малых тектонических разрывов.

По данным буровых скважин, проведенных в центральной части района — на участке Боржоми, меловые отложения содержат мощную зону трещинных водоносных горизонтов. В районе Боржомского месторождения углекислых вод меловые отложения содержат два типа иод: гидрокарбонатный натриевый — типа Боржоми и слабоминерализованный гидрокарбонатный натриево-кальциевый тип.

В результате-взаимодействия их появляются смешанные воды. Почти все проявления углекислых вод различного химического типа (Боржоми, Цагвери, Мачар-Цкали и др.) приурочены к меловой толще и флишевым отложениям. Господствующим газовым компонентом здесь является углекислота, местами ассоциирует с ней и метан.

Для перечисленных минеральных вод комплекс известняков верхнего мела является как бы коллектором, а залегающие выше флишевые образования служат

водоупорной кровлей, пропускающей восходящие воды в сводовых частях антиклиналей и в зонах тектонических разрывов.

Вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена мощностью более 3000м также содержит ряд водоносных слоев. Водопроявления этого горизонта имеются во многих местах (Квишхети, Ахалдаба, Цихисд-жвари, Садгери, Абастумани и др.) и представлены преимущественно термами с температурой до 500<sup>0</sup>С сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого или хлоридного натриевого составов, с небольшой минерализацией (до 1 г/л).

В газовом составе вод господствующее положение занимает азот воздушного происхождения и наблюдается слабое проявление сероводорода. Газы, сопутствующие водам, характеризуются иногда несколько повышенной радиоактивностью. Трещинный характер этого сложного водоносного горизонта, состоящего из многих водоносных слоев, установлен по данным большого числа разведочных и разведочно-эксплуатационных скважин, заложенных в центральной части района.

Флишевая толща, которая в целом является водоупором, в Боржомском районе содержит горизонт низкоминерализованных терм (до 1 г/л) гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава.

Естественные ресурсы подземных вод, рассчитанные путем анализа гидрографов, доходят до 13 м<sup>3</sup>/сек. Большая часть этих ресурсов приходится на долю грунтовых вод.

**IVз.** Тбилисская водонапорная система трещинных и трещинно-карстовых вод занимает восточное окончание Аджаро-Триалетской складчатой системы. Рельеф в западной части района высокогорный (до 2500 м), а в восточной — низкогорный (до 400 м). Климат района континентальный, сравнительно слабо увлажненный и характеризуется постепенным уменьшением количества атмосферных осадков с запада (1000 мм в год) на восток (500 мм в год).

Грунтовые воды развиты в элювиальной зоне всех обнаженных пород. По водообильности источников среди них выделяются воды элювия карбонатных пород верхнего мела. Грунтовые воды, за исключением горизонта глинисто-песчанистой толщи верхнего эоцена, имеют слабую минерализацию и гидрокарбонатный кальциевый или натриевый состав.

Грунтовые поровые воды развиты в песчано-галечных аллювиальных отложениях поймы и низких террас долины р. Куры. Они характеризуются хорошим питьевым качеством и значительными дебитами водозаборов.

Высокие древние террасы левобережья рек Куры и Иори являются практически безводными; иногда на контакте с коренными породами в них содержатся высокоминерализованные грунтовые воды сульфатного кальциевого или натриевого состава с незначительным дебитом. За последние годы эта картина начала меняться под воздействием вод Самгорской оросительной системы, вызвавших резкий подъем уровня грунтовых вод с заболачиванием отдельных участков.

Подземные воды глубокой циркуляции преимущественно развиты в вулканогенно-осадочной толще среднего эоцена и карбонатной толще верхнего мела.

С вулканогенно-осадочной толщей среднего эоцена связаны выходы термальных источников в г. Тбилиси, в ущельях рек Дзегвис-цхали и Асуретис-цхали. Они приурочены к сводовым частям антиклиналей.

В районе г. Тбилиси на территории площадью около 10 км<sup>2</sup> выявлены термальные воды с суммарным дебитом около 47 л/сек. При этом в центральной части месторождения развиты гидросульфидные гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с общей минерализацией до 0,7 г/л, а в восточной, погруженной части, — хлоридные натриевые с минерализацией до 10 г/л. Тбилисские термы вскрываются буровыми скважинами как в вулканогенных отложениях среднего эоцена, так и в подстилающей их флишевой толще палеоцен-нижнего эоцена. Температура этих вод достигает до 50°С.

Карбонатная толща верхнего мела обнажается в северной и южной частях бассейна и содержит трещинные и трещинно-карстовые воды различного химического состава.

По мере погружения горизонта с запада на восток подземные воды приобретают все более застойный характер и по составу меняются от гидрокарбонатных кальциево-натриевых до хлоридных натриевых, при этом наблюдается увеличение их температуры.

В газовом составе вод выделяются азот воздушного происхождения, преимущественно в гидрогеологически раскрытой части района, и метан биогенного происхождения в восточной, сравнительно закрытой части.



Область питания расположена в южной и западной возвышенных частях Триалетского хребта, где обнажаются меловые и среднеэоценовые образования, а область разгрузки в восточной части района приурочена к сводовым частям антиклиналей и зонам тектонических разрывов.

В северной периферии района, в междуречье Куры и Иори, к отложениям среднего миоцена приурочены небольшие проявления поровых и порово-трещинных высокоминерализованных метановых йодобромных хлоридных натриевых вод, связанных с нефтеносными структурами.

В самой, восточной части водонапорной системы в маломощных лагунно-континентальных отложениях верхнего плиоцена имеются проявления слабонапорных гидрокарбонатных кальциевых вод.

Естественные ресурсы подземных вод района, рассчитанные путем анализа гидрографа, достигают 3 л<sup>3</sup>/сек.

**IV<sub>4</sub>.** Ахалцихски и артезианский бассейн трещинных вод расположен в пределах одноименной структурно-морфологической депрессии, которая окружается Месхетским, Триалетским и Арсианским хребтами.

Абсолютные отметки Ахалцихской депрессии 900—1000 м, а окружающие ее хребты возвышаются до 2800 м. Климат района умеренно-континентальный со среднегодовой температурой 6—10°С и с годовым количеством атмосферных осадков 400—700 мм.

В стратиграфическом отношении район представлен палеоцен-нижнеэоценовым флишем, над которым залегают вулканогенные отложения среднего эоцена и песчано-глинистый комплекс верхнего эоцена. В центральной части района хорошо представлены песчано-глинистые отложения олигоцена, а также вулканогенные образования неогена. На вершинах хребтов в некоторых частях прослеживаются эрозионные останцы покровов андезито-базальтовых лав.

По долинам рек Куры, Поцхови, Коблианис-цкали и др. прослеживаются древнечет-вертичные террасы, а в их поймах — рыхлые песчано-глинистые отложения.

Район не очень богат подземными водами ввиду слабой увлажненности и отсутствия хороших коллекторов. Наибольшие ресурсы приходятся на долю грунтовых вод, развитых в современном пойменном аллювии рек, в останцах лавовых покровов андезито-базальтов в виде трещинных вод и в элювиальной зоне

вулканогенных образований среднего эоцена. Эти воды слабоминерализованные гидрокарбонатные кальциевые, обладают хорошими питьевыми качествами.

Мощным водоносным комплексом является вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена. Эти отложения, обнажающиеся на возвышенных участках, в депрессии погружаются под практически водоупорные глинистые отложения верхнего эоцена и олигоцена. На окраинах бассейна горизонты данного комплекса содержат слабоминерализованные гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с различными катарами, вскрытые буровыми скважинами (села Минадзе, Цниси и др.). Эти же горизонты на глубоко погруженных участках содержат термальные воды идентичного химического состава (источники Цхалт-била, Абастумани и др.); температура вод на выходах, которые преимущественно приурочены к сводовым частям аетиклиналей, достигает до 50°C. С водами связаны природные газы, главная часть которых представлена азотом воздушного происхождения.

В центральной части бассейна у г. Ахалцихе в зоне тектонического разрыва из аллювия, прикрывающего среднеэоценовые вулканогенно-осадочные образования, выходит гидрокарбонатно-хлоридная магниевая углекислая вода, вскрытая впоследствии и скважиной глубиной 1000 м в вулканогенах среднего эоцена. Вообще необходимо отметить наличие в районе большого количества выходов углекислых вод, непосредственно связанных с тектоническими нарушениями (Свири, Бога и др.).

Меловые отложения, которые должны быть развиты по всему району на глубинах 3—5 км, по-видимому, содержат напорные высоко-котермальные воды, в том числе и углекислые, примером которых, вероятно, является Ахалцихская минеральная вода.

Естественные ресурсы подземных вод, рассчитанные по анализу гидрографов, составляют 2,3 м<sup>3</sup>/сек.

## **V. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ ГРУНТОВЫХ ВОД АРТВИНО-СОМХИТСКОЙ ГЛЫБЫ**

Данная гидрогеологическая область занимает самую южную часть территории Грузии, включающую высокогорное Ахалкалакское лавовое нагорье, Абул-Самсарский и Джавахетский вулканические хребты. Средняя абсолютная высота района колеблется в пределах 2000-2500 м, при наличии отдельных вулканических конусов с отметками 3000—3300 м.

Район изобилует озерами, расположенными в вулканических депрессиях. Климат области горный, холодный со среднегодовой температурой от 2 до 6°С и количеством атмосферных осадков от 400 до 800 мм в год, при почти полном отсутствии лесного покрова.

В геологическом строении области принимают участие пять структурно-литологических комплексов. Палеозойский кристаллический субстрат обнажается в виде Храмского и Локского кристаллических массивов, перекрываясь толщами юрских осадочных и вулканогенно-осадочных образований. Выше следует несогласно залегающая карбонатно-вулканогенная толща мела, которая во многих местах также несогласно перекрыта вулканогенными образованиями среднего эоцена или гюдердзской свиты (миоплиоцен), а на востоке — осадочными комплексами палеогена и неогена. Все перечисленные комплексы перекрыты долеритовыми, андезитовыми и базальтовыми лавовыми покровами верхнеплиоценово-четвертичного возраста, а на востоке — четвертичным аллювием.

Гидрогеологический облик области определяется высокой водообильностью горизонта молодых лавовых покровов, в подошве которых на контакте с подстилающими кристаллическими породами и мезо-кайнозойскими осадочными толщами образуются мощные потоки трещинных грунтовых гидрокарбонатных кальциевых вод с дебитами источников до нескольких кубических метров в секунду. Грунтовые воды развиты также почти во всех обнаженных формациях в зоне экзогенной трещиноватости в виде маломощных трещинных вод.

В нескольких пунктах области встречаются также солено-щелочные углекислые воды в меловых отложениях — Накалакеви и Вардзия в крайней западной части и Болниси в восточной. Эти воды характеризуются весьма обильной газоносностью (газовый фактор равен 7— 10) и высоким избыточным давлением (до 25 атм в западной группе). Имеется также несколько маломощных выходов углекислых вод в порфиритовой свите байоса.

**V<sub>1</sub>.** Район грунтовых трещинных вод Ахалкалакских лавовых образований охватывает Ахалкалакское плато, Цалкинскую котловину и Эрушетское нагорье. Район прорезан глубокими -каньонообразными долинами рек Куры, Ахалкалакисцкали, Храми и др. К многочисленным локальным депрессиям часто приурочены озера (Паравани, Табацкури, Сагамо, Хозапини, Мадатапа), обычно питающиеся за

счет грунтовых и поверхностных вод, а также искусственное Храмское водохранилище.

Нижний структурный этаж образуется верхнемеловыми карбонатными отложениями. В континентальных вулканогенных образованиях годердзской свиты миоцена — нижнего плиоцена развиты пологие широкие синклинали и узкие антиклинали; выше залегают лавовые покровы долерито-базальтов и андезитов верхнеплиоценово-четвертичного возраста, которые местами (Цалинская котловина) смяты в складки.

В районе выделяются водоносные комплексы годердзской вулканогенной свиты, верхнеплиоценово-четвертичных лав и делювиальных образований. Годердзская свита, обнажающаяся по ущельям рек Куры, Ахалкалакис-цкали и Уравели, представлена туфобрекчиями, туфопесчаниками и внутриформационными покровами долеритов и андезитов. В этой свите сравнительно слабой водоносностью характеризуются туфовые разности, а вся она в общем является водоупором для залегающего выше комплекса лавовых покровов. В годердзской свите развиты пресные грунтовые воды трещинного типа, приуроченные в основном к ее верхней выветрелой части. Питание водоносного комплекса происходит за счет речных вод и атмосферных осадков, а также частично из залегающего выше водоносного комплекса лавовых покровов.

Комплекс лавовых покровов долерито-базальтов и андезитов (мощностью несколько сотен метров) развит на значительной части территории района и отличается высокой водообильностью. Интенсивная трещиноватость покровов, их чередование с водонепроницаемыми озерными глинистыми отложениями и залегание на практически водоупорной годердзской свите обусловили присутствие в них нескольких мощных горизонтов грунтовых пресных вод.

Подземные воды лавовых пород образуются за счет инфильтрации атмосферных осадков и речных вод, а также конденсации.

Режим подземных вод комплекса довольно стабилен, что объясняется хорошими коллекторскими свойствами пород и регулирующей ролью озер.

Областями питания комплекса лавовых покровов являются высокоприподнятые плато и хребты, а области разгрузки приурочены к контакту с более древними водоупорными образованиями, обнажающимися в глубоких ущельях рек, где наблюдаются выходы мощных источников (Дашбашские источники — до 4м<sup>3</sup>/сек,

Абларские — свыше  $1 \text{ м}^3/\text{сек}$  и др.). Воды имеют гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, низкую минерализацию (до  $0,2 \text{ г/л}$ ) и отличаются хорошим питьевым качеством, что наряду с большими естественными ресурсами позволяет планировать на их базе перспективное водоснабжение г. Тбилиси.

В комплексе лавовых покровов в депрессии Мадатапа буровыми скважинами на глубине  $50\text{—}100 \text{ м}$  вскрыты слабонапорные пресные воды с невысокими удельными дебитами.

Комплекс делювиальных образований, широко развиты у подножия вулканических хребтов, представлен глыбами и щебнем ("каменниками") эффузивных пород. К участкам, где обломочный делювий подстилается ледниковыми суглинками, приурочены мощные источники пресных грунтовых вод (подножия Абул-Самсарского хребта и др.).

Кроме описанных грунтовых вод, в районе Ахалкалакского нагорья в породах годердзской свиты отмечается ряд проявлений минеральных вод, формирование которых, вероятно, приурочено к более древним отложениям, залегающим в районе на большой глубине. Таковыми являются углекислые гидрокарбонатные магниевые-кальциево-натриевые воды источников сел Уравели, Хертвиси. В с.с. Накалакеви и Вардзия буровыми скважинами в отложениях верхнего мела-палеоцена вскрыты высоконапорные минерализованные (до  $12 \text{ г/л}$ ) углекислые солено-щелочные воды типа Ессентуки.

Естественные ресурсы трещинных грунтовых вод, рассчитанные по гидрографу, составляют  $19 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

**V<sub>2</sub>.** Район грунтовых трещинных вод восточного склона Джавахетского хребта представляет собой обширное плоскогорье, в пределах которого выделяются водораздельные хребты (Локский, Храмский и др.) и сравнительно пониженные части долин рек Храми и Машавера. В структурном отношении район представляет собой депрессию, сложенную мощным комплексом вулканогенно-осадочных образований мезо-кайнозоя и ограниченную с севера и юга древними кристаллическими массивами (Храмский и Локский).

Здесь выделяются водоносные комплексы кристаллических пород палеозоя, вулканогенно-осадочных и осадочных образований юры, вулканогенных и карбонатных пород верхнего мела, вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена, лавовых потоков четвертичного возраста и аллювиальных отложений.

Комплекс кристаллических пород палеозоя, сложенный гранитоидами, габброидами и метаморфическими образованиями, отличается в основном слабой водоносностью. Обводнение этих пород происходит в зоне экзогенной трещиноватости и проявляется в виде маломощных родников с дебитом 0,1—0,5 л/сек. Минерализация вод 0,2—0,4 г/л, тип в основном гидрокарбонатный кальциевый.

Комплекс вулканогенно-осадочных и осадочных образований юры окаймляет древние кристаллические массивы и представлен глинисто-песчанистыми отложениями лейаса и порфиритовой свитой байоса. Отличительными чертами пород являются слабая трещиноватость и глинистый характер элювия, что обуславливает их слабую водоносность. Здесь спорадически развиты малодебитные безнапорные воды гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 0,8 г/л. Отдельные источники, приуроченные к зонам тектонических разломов, носят черты вод нижней гидродинамической зоны.

В частности, на Дамблудском полиметаллическом месторождении в разведочной штольне из порфиритовой свиты байоса выходит углекислая вода сульфатного кальциевого состава. В районе с. Ахкерпи наблюдаются источники углекислых гидрокарбонатных кальциево-натриевых вод.

Комплекс вулканогенных и карбонатных пород верхнего мела содержит воды глубокой и неглубокой циркуляции. Приповерхностная часть пород характеризуется интенсивной экзогенной трещиноватостью, но, несмотря на это, она слабоводаносна из-за небольшого количества атмосферных осадков; редкие проявления подземных вод встречаются в виде сравнительно, маломощных родников (0,2—1 л/сек). Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые. В пониженной части района, там, где вулканогенные породы верхнего мела прорезываются ущельями рек Машавера и Хачин-чай, имеются восходящие родники (до 5 л/сек). Кроме того, в этом районе пробурено несколько скважин, давших самоизлив пресных и минеральных вод из меловых отложений. По составу минеральные воды источников в основном сульфатные кальциевые, а воды, вскрытые буровыми скважинами, сравнительно минерализованные (до 6 г/л) гидрокарбонатные магниевые; напорные воды по газовому составу в основном углекислые.

Комплекс вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена, развитый в юго-западной части района, характеризуется слабой обводненностью. Здесь местами присутствуют маломощные ультрапресные грунтовые воды, приуроченные к верхней трещиноватой зоне.

Четвертичные андезито-долеритовые лавовые потоки приурочены к долинам рек Храми и Машавера. Эти потоки содержат трещинные, в основном безнапорные пресные воды. Комплекс отличается высокой водообильностью, особенно в нижних частях лавовых потоков, где ниже уровня местного базиса эрозии они обводнены повсеместно. Питание комплекса происходит в основном за счет инфильтрации речных вод.

Аллювиальные отложения широко развиты в ущельях рек Храми и Машавера, их мощность местами превышает 40 м. Эти отложения отличаются высокой водообильностью. В них развиты пой-менные и подрусловые потоки, питаемые реками. В долинах рек проявляются группы мощных родников (с. Цители-Сопели, некоторые участки рек Дамблудка и Машавера) с пресными (до 0,5 г/л) гидрокарбонатными кальциевыми водами хорошего питьевого качества.

Естественные ресурсы грунтовых вод района, рассчитанные по анализу гидрографа, достигают 5 м<sup>3</sup>/сек.

## **§1.2. Общая характеристика сейсмичности**

Кавказ представляет собой т.н. континентальную зону столкновения (коллизии), т.о. здесь происходит столкновение двух континентальных плит: Аравийская плита движется на север и сталкивается с Евразийской плитой (Рис. 1.2). Скорость движения Аравийской плиты по направлению к Евразийской – приблизительно 28мм/год (Reilinger and McClusky, 2011).



**Рис. 1.2.** Движение континентальных плит (Reilinger and McClusky, 2011)

Если рассматривать регион в более крупном масштабе, станет возможно разделение на микроплиты и блоки меньшего размера. Границы этих микроплит и блоков представляют собой глубинные разломы, вдоль них происходит движение литосферных плит, микроплит и блоков, и с ними связана сейсмичность этого региона. Залегание Арвийской плиты вызывает отток литосферы с обеих сторон от оси максимального сжатия. Анатолийская микроплита перемещается к западу, а Иранская микроплита – к востоку. Столкновение плит порождает два типа разрывных систем: взбросового типа разломы в Турции и Иране и разрывы типа надвига на Кавказе.

Грузия расположена в сейсмически активном регионе. Здесь может произойти землетрясение, магнитуда которого будет равна 7, а макросейсмический эффект - 9 баллов (Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г., М., 1980). Это подтверждают как исторические, так и т.н. инструментальные данные (Чхалтское землетрясение 1963 года, Рачинское землетрясение 1991 года). Сейсмическая опасность особенно велика в урбанизированных районах, где большая плотность населения; наличие многоэтажных зданий, городской инфраструктуры значительно увеличивает риск жертв и повреждений. Следует отметить, что Грузия и в целом Кавказ – т.н. среднесейсмичный регион. Такое название дается регионам, где средний период между сильными землетрясениями превышает 1000 лет. Это касается конкретных очагов зоны землетрясений, а не всего района. К примеру, для западного побережья США или Японии этот период - порядка 100 лет. Следует также отметить, что в



названных регионах и максимально возможное землетрясение значительно сильнее  $M > 8$ . Но нужно помнить, что любое сильное землетрясение ( $M > 6$ ), может принести катастрофические последствия. Среди вышеперечисленных нами землетрясений магнитуда ни одного не превысила 7.5 (магнитуда Спитакского землетрясения -  $M = 6.9$ , Нортрижского -  $M = 6.7$ , землетрясения Кобе -  $M = 7.2$  и Измита -  $M = 7.4$ ).

В исторических документах осталось множество свидетельств о произошедших на Кавказе (и в Грузии) разрушительных землетрясениях. Правда, во многих из них описания землетрясения достаточно преувеличены, но все же по ним возможно определить те или иные параметры (силу и расположение) исторического землетрясения.

Согласно этим данным описано сильное землетрясение на территории Грузии до нашей эры. О землетрясениях, произошедших в средние века, информации уже больше и некоторые описаны настолько детально, что сейсмологи имеют возможность оценить макросейсмический эффект землетрясения и его магнитуду. К таким землетрясениям принадлежит землетрясение 1088 года, которое детально было описано историком Давида Агмашенебели. В монастыре Давида Гареджи была обнаружена запись об этом землетрясении.

Исходя из этого описания, эффект землетрясения, случившегося в Джавахетии в 1088 году, в эпицентре оценивается в  $9 \pm 1$  баллов, а магнитуда -  $M = 6.5 \pm 0.5$ . Такого же масштаба землетрясения происходили в Грузии: в 1283 году в Самцхе, в 1350 году в Лечхум-Сванети, в 1742 в Кахети (землетрясение Алаверди). Это неполный список сильнейших исторических землетрясений.

Историческими условно называют такие землетрясения, которые произошли до создания сейсмографа и, соответственно, не записаны на сейсмограмме. Инструментальный период сейсмологии на Кавказе начался довольно рано.

В 1899 году в Кавказской области Российской империи была основана Тифлисская сейсмическая станция, что дало начало развитию сейсмологии на Кавказе. На станции был поставлен горизонтальный маятник Ребера-Элерта. 6 декабря 1899 года была записана первая сейсмограмма. В начале XX века в Грузии были открыты еще три сейсмические станции: в Батуми, в Боржоми и в Ахалкалаки. Т.о. сейсмические наблюдения в Грузии имеют вековую историю.

В 30-40-ые годы в Грузии существовала достаточно развитая сеть. С 1960 года эта сеть еще больше распространилась и была оснащена передовой для того времени, стандартной аппаратурой.

К 80-ым годам в Грузии функционировало 40 сейсмических станций. Было проведено детальное геофизическое исследование территории, изучено строение коры и верхней мантии Земли, установлена закономерность сейсмических процессов.

Несколько сильных землетрясений произошли в Грузии и во время инструментального периода. В 1920 году произошло сильное землетрясение, эпицентр которого располагался около г.Гори, магнитуда землетрясения была  $M=6.2$ , интенсивность в эпицентре - 8-9 баллов. Землетрясение сопровождалось большими жертвами и разрушениями. В 1963 году у села Чхалта произошло землетрясение с магнитудой  $M=6.2$ , интенсивность в эпицентре была 9 баллов. Землетрясение сопровождалось разрушениями.

Самым масштабным явлением было землетрясение 1991 года, которое известно под названием Рачинское землетрясение. Остановимся на этом землетрясении немного детальнее (по информации, приведенной на сайте <http://seismo.iliauni.edu.ge/eqs/eqs.php>): 29 апреля 1991 года в 9 часов 12 минут по Гринвичскому времени произошло сильное землетрясение. Магнитуда землетрясения  $M=6.9$ , а интенсивность в эпицентре - 9 баллов. Эпицентр землетрясения располагался в районе высокогорных сел Рачи и Имерети. В результате землетрясения погибло до 200 человек. Землетрясение вызвало сильные разрушения в регионах Рачи, Имерети и Шида Картли. Разрушилось и пострадало приблизительно 46000 жилых домов, до 1000 предприятий и других объектов, без крова осталось около 100000 человек. Ущерб, нанесенный землетрясением, оценивался в 10 миллиардов рублей (по курсу 1991 года). Землетрясение сопровождалось большим количеством афтершоков. Некоторые из них были достаточно сильными, что вызвало дополнительные разрушения и жертвы. Как видим, Рачинское землетрясение по магнитуде равно Спитакскому, но поверхностный эффект у Спитакского землетрясения все же был сильнее.

Сравнивая последствия этих землетрясений, нужно отметить, что, к счастью, Рачинское землетрясение случилось в малонаселенном районе. Важно отметить и то, что разрушенные землетрясением территории до сих пор не восстановлены, не

построена и половина разрушенных домов. Это еще один пример того, что в странах с малоразвитой экономикой последствия землетрясения сказываются десятилетиями. Через полтора года после Рачинского землетрясения в октябре 1992 года случилось сильное землетрясение с магнитудой  $M=6.5$ , с интенсивностью 8 баллов в эпицентре. Эпицентр находился около Барисахо.

Сейсмичность территории Грузии обусловлена наличием сейсмически активных глубинных структур, среди которых различают межзональные, внутризональные и трансзональные. Очаги большинства землетрясений на территории Грузии лежат на глубине 10-25 км, лишь в редких случаях достигая глубины 30-35 км. На общем 7-балльном сейсмическом фоне выделены три 8-балльные зоны: Джавахетская (глубина очагов 8-19 км), Гегечкорско-Чхалтинская (2-20 км) и Казбеги-Лагодехская (14-25 км). Наиболее активные сейсмические участки и области возможных сильных землетрясений располагаются на Джавахетском нагорье и на южном склоне главного Кавказского хребта. Согласно многолетним наблюдениям, наименьший период 8-балльных землетрясений равен 100 годам в пределах эпицентральной зоны Джавахетского нагорья, 7-балльных землетрясений — 300 лет в пределах южного склона Большого Кавказа и центральной части Главного Кавказского хребта.

Настоящий раздел подготовлен на основе информации, приведенной на сайте ([http://seismo.iliauni.edu.ge/aboutEq/strong\\_earthquake\\_in\\_caucasus.php](http://seismo.iliauni.edu.ge/aboutEq/strong_earthquake_in_caucasus.php)).

## **Глава 2. Процессы и опыт интерпретации данных (обзор литературы)**

В настоящем разделе рассматриваются примеры косейсмических и постсейсмических реакций подземных вод и варианты интерпретации данных по литературным источникам.

### **§2.1. Основные факторы, воздействующие на уровень подземных вод**

Для выяснения причин, обуславливающих изменение параметров, важно провести анализ всех возможных действующих факторов:

- 1) атмосферного давления;
- 2) осадков и величины снежного покрова;
- 3) приливных вариаций;
- 4) величины тектонического напряжения.

Необходима и дополнительная информация:

- 5) Температура воздуха;
- 6) Гидродинамические характеристики водоносного горизонта (коэффициент фильтрации, водоотдача), а также содержание газа и т.д.;
- 7) Сейсмический каталог;
- 8) Химический состав воды и т.д.

### ***Обработка данных уровня воды и фильтрация сигнала***

Для простоты рассмотрим случай изменения уровня воды в скважинах. Изменения уровня воды обусловлено следующими факторами: атмосферное давление ( $AP$ ); атмосферные осадки ( $PR$ ); приливные вариации ( $TI$ ); тектонико-сейсмическое напряжение ( $T/S$ ) и незначительная доля погрешности аппаратуры.

$$\text{Уровень воды} = f(AP) + f(PR) + f(TI) + f(T/S) + e; \quad (1.1)$$

Для выделения тектонических составляющих необходима фильтрация первичных материалов и выделение нетектонических составляющих.

### ***Атмосферное давление***

Атмосферное давление является главным фактором. Его изменение  $\Delta P$  в открытой скважине или в колодце вызывает изменение уровня воды  $h$  на величину  $\Delta h$ :

$$\Delta h = -(1 - \alpha) \Delta P / \rho g, \quad (1.2)$$

где  $\rho$  - плотность воды;  $g$  - ускорение силы тяжести;  $\alpha$  - так называемая эффективность поверхностной нагрузки, которая представляет собой соотношение изменения уровня воды в околоскважинном пространстве (водоносном горизонте) к приращению атмосферного давления  $\Delta P$ .

Гидравлическую барометрическую эффективность (ВЕН) можно связать с эффективностью поверхностной нагрузки ( $\alpha$ ) следующим образом:

$$ВЕН = \rho g \Delta h / \Delta P = -(1 - \alpha). \quad (1.3)$$

### ***Эффективность приливных вариаций***

Эффективность приливных вариаций – это вариации подземных вод, вызванные приливными вариациями, которые можно приписать к порозластичным свойствам водоносного горизонта.

Изменения уровня воды, вызванные приливными вариациями в скважинах на глубину  $h(\omega)$  равны:

$$h_t(\omega) = -\frac{1}{\rho g} (TEH) \varepsilon_t(\omega), \quad (1.4)$$

где  $\omega$  - частота, (ТЕН) - приливная гидравлическая эффективность, а  $\varepsilon_t(\omega)$  соответствует объёмным напряжениям, вызванным приливами (Roeloffs, 1998):

$$TEH = \frac{2GB}{3} \frac{1 - \nu_u}{1 - 2\nu_u}, \quad (1.5)$$

где  $G$  - модуль сдвига,  $\nu_u$  - коэффициент Пуассона, а  $B$  - коэффициент Кемптона:

$$B = \frac{\beta - \beta_s}{\Phi\beta_f + \beta + \beta_s - \Phi\beta_s}, \quad (1.6)$$

где  $\beta$ ,  $\beta_s$  и  $\beta_f$  являются коэффициентами сжатия для твёрдой и жидкой фазы, а  $\Phi$  - пористость.

Однако, точное описание изменения уровня воды в скважинах сложно, и влияние этих эффектов необходимо рассмотреть для ограниченного размера водоносного горизонта (Matsumoto et al., 2003b).

### ***Тектоническая составляющая***

При описании методов анализа тектонической составляющей использованы данные разных авторов.

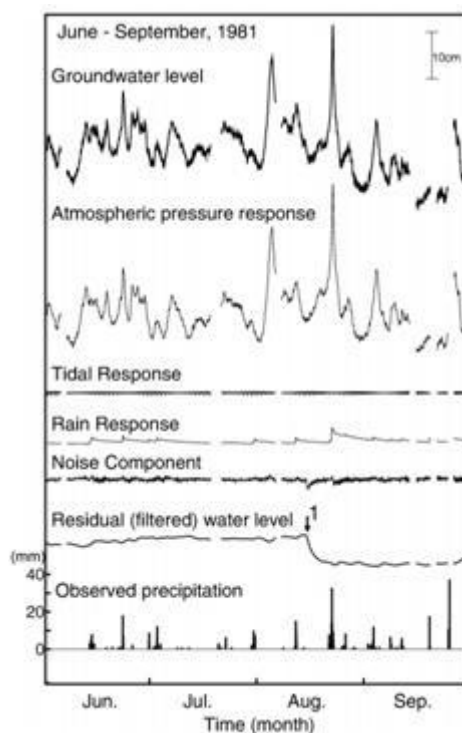
Для выделения нетектонических компонентов Roeloffs (1988) предлагает использовать среднеквадратическую регрессию двух коэффициентов для главной ТІ (приливные вариации) компоненты и для АР (атмосферное давление) компоненты.

Согласно Hsieh et al. (1987), в вариациях уровня воды амплитуда приливных вариаций и фаза связаны с состоянием водоносного горизонта. Амплитуда определяется порозластичными свойствами водоносного горизонта, точнее коэффициентом Пуассона, компрессией пород и жидкости. Фазовый сдвиг между приливными вариациями и их отражением в уровнях воды зависит от площади скважины и проводимости водоносного горизонта. Поскольку поток воды инерционен, периодическая оценка амплитуд и фазовых сдвигов для  $M_2$

компоненты проявляет временную зависимость между реакцией уровня воды и изменениями объёмных напряжений. После таких нарушений как правило следует землетрясение.

Akaike et al. (1985) и Tamuta et al. (1991) разработали специальную программу ВАУТАР-G (Bayesian Tidal Analysis Program in a Grouping Method) для фильтрации атмосферных осадков и приливных вариаций. Влияние атмосферных осадков на уровень воды с помощью регрессионного анализа было оценено Matsumoto (1992).

Отметим, что Kitagava и Matsumoto (1996) применили фильтр Кальмана для выделения всех нетектонических составляющих из данных уровня воды (Рис. 2.1). Они выделили тектоническую составляющую после того, как вычли влияние атмосферного давления, приливных вариаций и осадков (Matsumoto et al., 2003b).



**Рис. 2.1.** Последовательность обработки данных уровня воды на скважине Гаибара (Япония). После вычитания влияния атмосферного давления, приливных вариаций и осадков остаётся остаточное значение уровня воды.

Ещё одним примером последовательного подхода к проблеме является анализ данных уровня воды на скважине Лиси (Грузия) (Gavrilenko, Melikadze et al., 2000), где для декомпозиции уровня воды был применён особый метод. На

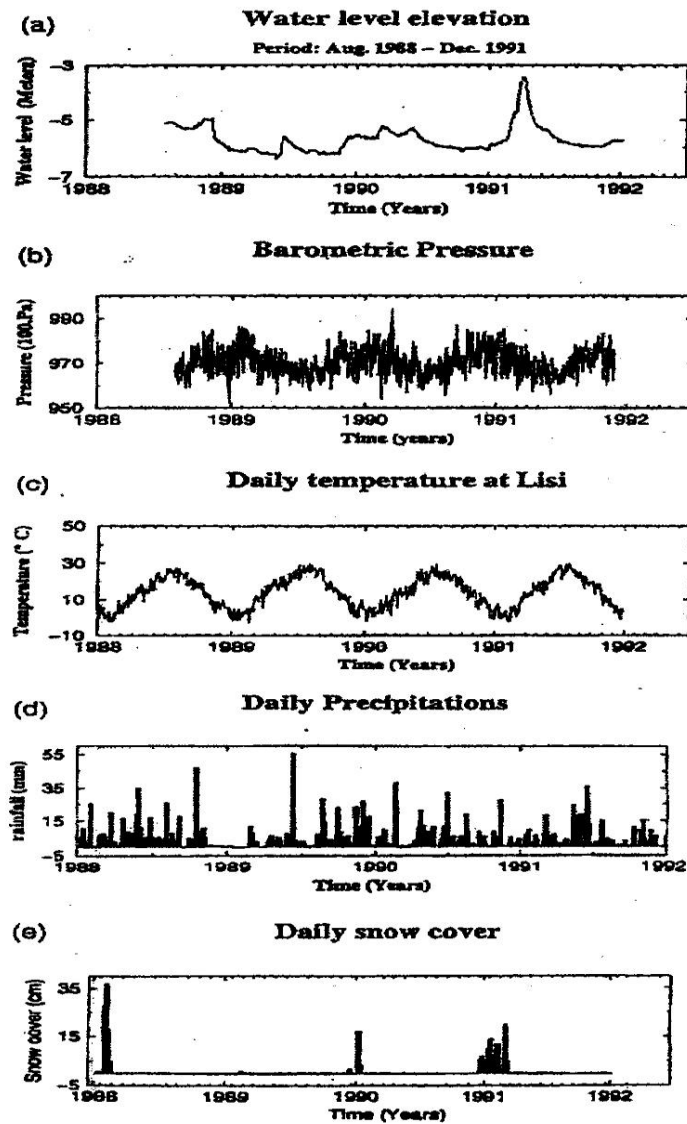
основе реальных данных о приливных вариациях, атмосферном давлении и осадках за период 1988 – 1992 гг. (Рис. 2.2), был произведён синтез теоретической реакции вариаций уровня воды в скважине Лиси, который был сравнён с реальными вариациями уровня воды. С этим периодом времени совпадают два сильных землетрясения в Кавказском регионе – Спитакское (7.12.1988,  $M = 6,8$ ,  $\Delta = 110$  km) и Рачинское (29.04.1991,  $M = 6,9$ ,  $\Delta = 125$  km), здесь  $M$  - это магнитуда, а  $\Delta$  - эпицентральный расстояние. Анализ приливных вариаций был проведён согласно теории Hsieh et al. (1987) и с использованием программы теоретического расчёта приливов RATG95 (Roosbeek, 1996).

Барометрический эффект был рассчитан с использованием зависимой от частоты функции передачи (Bendat and Piersol, 1986; Rojstaczer, 1988).

Плювиометрический анализ был произведён с учётом всех компонентов расхода воды: количества осадков  $PR$ , эвапотранспирации  $E$  и изменения водосодержания  $PR$ ,  $ST$  (Thorntwhaite, 1948; Willmott, 1977).

Постсейсмический эффект был оценён функцией экспоненциального затухания. Пороэластичные характеристики пород в скважине были установлены с помощью их реакции на приливные вариации и гидравлическим тестированием (пробные закачки).

Этот подход даёт возможность реконструкции теоретической реакции гидравлического сигнала скважины и учитывает все действующие на него факторы. Разница между теоретическим и реальным значениями уровня воды представляет собой величину изменений, вызванную интересующей нас тектонической составляющей.



**Рис. 2.2.** Приведены данные (Gavrilenko, Melikadze et al., 2000): а) уровень воды в скважине Лиси, Грузия; б) атмосферное давление; в) температура почвы; д) осадки; е) высота снежного покрова

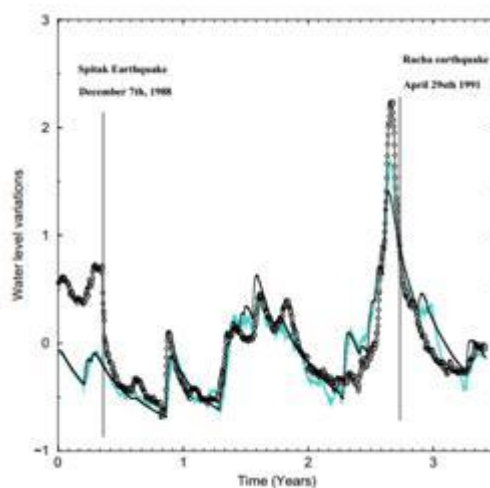
## §2.2. Примеры гидродинамического моделирования

Для правильной интерпретации данных необходимо изучить реакцию уровня воды на приливные вариации, барометрическое давление и осадки, необходимо также знание основных параметров водоносного горизонта, таких как коэффициент фильтрации  $K$ , коэффициент водонасыщения  $S_c$ , и тензочувствительность скважины  $k_s$ ; границы и влагоемкость водоносного горизонта, что усложняет задачу (Девис, 1975; Bella, Biagi, Melikadze et al., 1991). Впрочем, коэффициент фильтрации  $K$  и коэффициент водонасыщения  $S_c$  могут

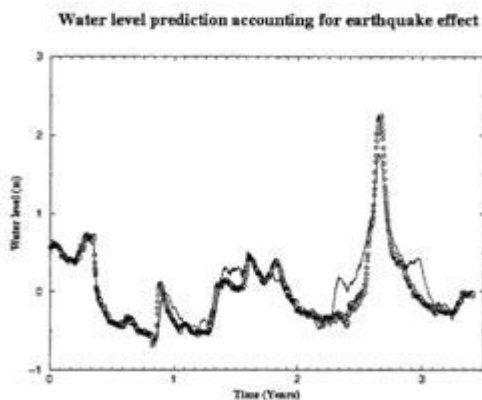


быть определены из приливно-отливных реакций и гидравлического теста, что дает возможность убедительно оценить эти данные.

Одна из попыток интерпретации данных уровня воды и моделирования процессов была предпринята авторами: Гавриленко, Меликадзе, Челидзе и др. (2000). На Рис. 2.3(а,б) даны наблюдаемые и теоретически полученные изменения уровня воды: (а) – кривые, построенные с учетом всех нетектонических компонент, и (б) – кривые с эффектами землетрясений Спитака и Рачи. Согласно заключительной интерпретации авторов, в записях Лисской скважины Спитакскому землетрясению предшествовала резкая аномалия уровня воды, тогда как в случае землетрясения в Раче, аномалия не была резкой. Как видно из рисунка, результаты теоретического моделирования и реальных наблюдений хорошо сопоставимы, хотя следует отметить, что теоретическая модель основана на нескольких допущениях.



(a)



(б)

**Рис. 2.3а** – теоретически рассчитанные изменения уровня воды (тонкая линия) и реальные наблюдения (толстая линия); **Рис. 2.3б** – то же самое с учетом влияния землетрясения

### §2.3. Процессы разгрузки, следующей после землетрясения

Для принятия кривой теоретического моделирования, кроме учета нетектонических компонент, нужно описать ту функцию изменения давления воды, которая отразит косейсмическую реакцию уровня воды.

Для косейсмического восстановления гидродинамического давления - релаксации, как правило, требуется длительное время. Связь времени гидродинамической релаксации с периодом следующих после землетрясения явлений представляется простейшей гипотезой. С другой стороны, процессы гидродинамической и эластичной релаксаций могут иметь различный физический характер и могут также различаться временем возвращения в начальное положение.

Основываясь на данных Лисской скважины, авторы (Гавриленко, Меликадзе, Челидзе и др. 2000) предложили гидродинамическую модель последствий Спитакского землетрясения. Переходная составляющая косейсмической гидравлической (отфильтрованной) реакции  $u(t)$  была представлена следующим образом:

$$u(t) = u_0 [1 - \exp(-t/t_c)] \quad (1.7)$$

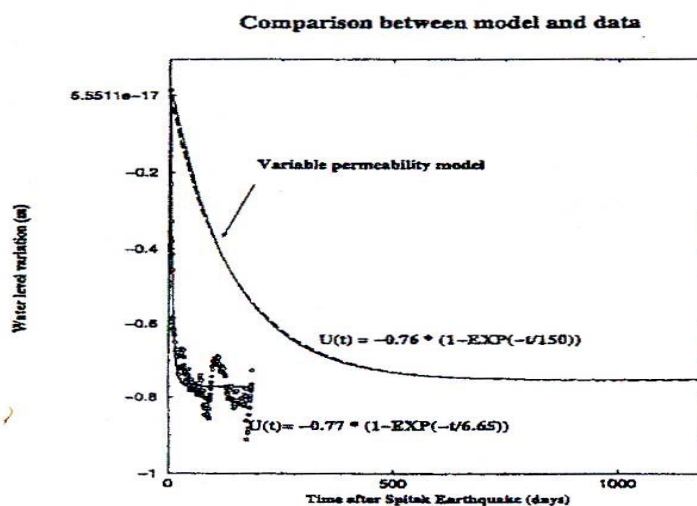
где  $u_0=78$  см и величина постоянной времени  $t_c=6.65$  дня. Это означает, что через 6.65 дня аномалия уменьшается от своего начального (косейсмического) значения до  $1/e$ ; вместе с тем падение уровня воды на 78 см - постоянная величина. Экспериментальные данные подтверждают, что начальный уровень воды не восстановился за последующие 3 года, т.е. землетрясение вызвало падение уровня на длительное время.

Rojstaczer (1988) и Roeloffs (1998) пробовали объяснить длительные аномалии уровня воды повреждением водоносного горизонта, вызванного пришедшей сейсмической волной.

Гавриленко, Меликадзе, Челидзе и др. (2000) постарались проанализировать возможные физические (порозластичные) процессы, которые могут быть вызваны

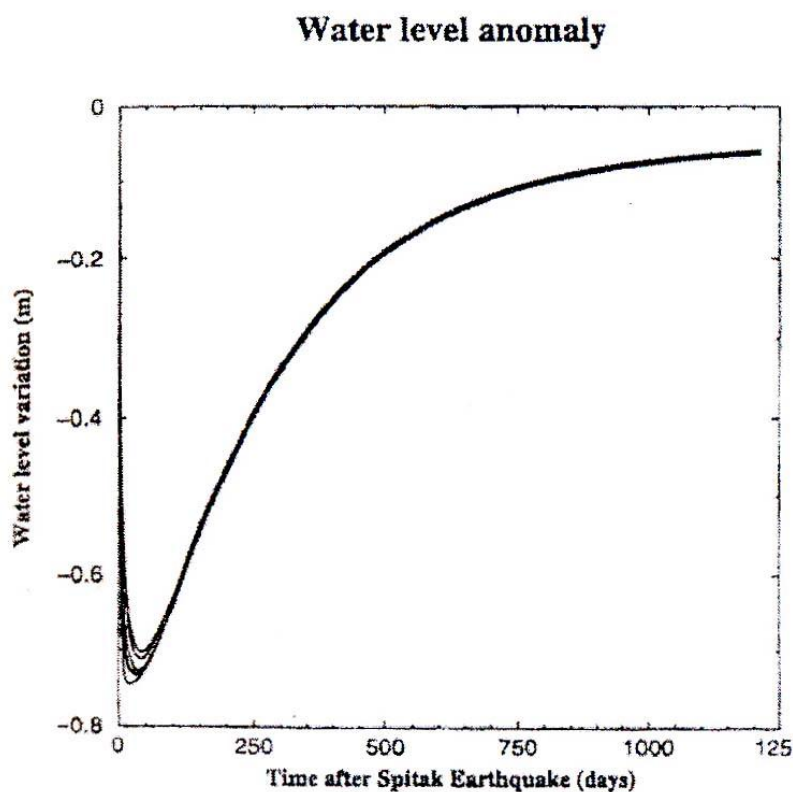
наблюдаемой после землетрясения реакцией, с применением вышеприведенной эмпирической формулы (1.7). С этой целью водоносный горизонт был представлен как 2-х мерный слой длиной 6000 м, а коэффициент диффузии составлял  $c=1.15$  м<sup>2</sup>/час. При моделировании были рассмотрены два различных режима: с меняющейся проводимостью и с меняющейся пористостью.

Модель с меняющейся проводимостью (Рис. 2.4) хорошо объясняет последние значения падения уровня воды после Спитакского землетрясения, для чего было необходимо увеличить косейсмическую гидродинамическую составляющую от  $1.5 \cdot 10^{-7}$  м/сек до  $3 \cdot 10^{-7}$  м/сек (последнее значение измерено после землетрясения). С другой стороны, в этой модели постоянная времени  $T$  была рассчитана на 150 дней, что значительно больше, чем экспериментально наблюдаемый показатель 6.65 дней.



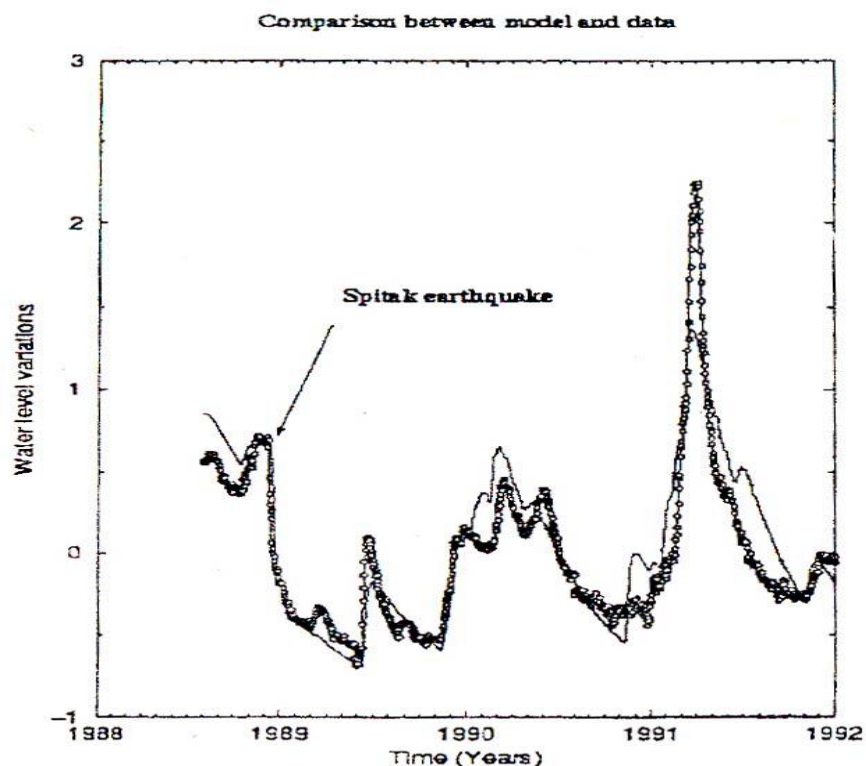
**Рис. 2.4.** Сравнение аномалий наблюдаемых данных (толстая кривая) и рассчитанных с помощью модели с меняющейся проводимостью (Гавриленко и др., 2000)

Во-вторых, при моделировании с вариантом переменной пористости (Рис. 2.5), падение давления, вызванное повреждением водоносного горизонта (изменением пористости), оценивалось с учетом различной геометрии и различной удаленности наблюдаемой точки от водоносного горизонта. В этом случае краткосрочная часть моделированной аномалии уровня воды хорошо соответствует экспериментальным данным, но величина его долгосрочного изменения отличается от наблюдаемых величин.



**Рис. 2.5.** Изменения уровня воды, вычисленные по модели с меняющейся пористостью (Гавриленко и др., 2000)

Для того, чтобы создать модель, которая объясняла бы предшествующую землетрясению реакцию уровня воды и механизм происхождения кратковременных и длительных предвестников, авторы (Гавриленко, Меликадзе, Челидзе и др., 2000) предложили смешанную модель (Рис. 2.6), в которой вариант меняющейся проводимости объясняет длительные изменения – характер постоянного падения уровня, а вариант меняющейся пористости – кратковременную реакцию уровня воды. Смешанная модель представляет хороший пример совпадения теоретических и экспериментальных результатов.



**Рис. 2.6.** Вариации уровня воды Лисской скважины, по "смешанной" физической модели (тонкая линия) без использования экспериментальной формулы, и наблюдаемые данные (толстая линия с штрихами).

Конечно, на Рис. 2.6 теоретическая кривая дает только один вариант интерпретации. Например, данные о толщине снежного покрова взяты для горных районов Грузии, которые реально отдалены от территории Лисской скважины, где величина снежного покрова значительно меньше, чем в горах. Если внесем соответствующие поправки на величину снежного покрова, который находится в прямой связи с областью питания Лисской скважины, то, возможно, изменится мнение об отсутствии резкой аномалии, предшествующей Рачинскому землетрясению.

Мацумота и Ройфель (2003а) провели детальный анализ косейсмических вариаций уровня воды в Японии, в скважине Хаибара. Было установлено, что косейсмический эффект падения уровня воды был зафиксирован для тех землетрясений, сила которых отвечала условию  $M \geq 2.45 \lg \Delta + 0.45$  и соответствовала вероятности 0.55 (здесь  $\Delta$  - гипоцентральное расстояние). Во время всех косейсмических изменений отмечалось падение уровня воды, хотя из этих случаев

для одной трети, согласно модели Окада, напряженность оценивалась как сжатие, что должно было вызывать рост уровня воды.

Но падение уровня воды не универсальная косейсмическая реакция на землетрясение; в некоторых скважинах косейсмическая реакция уровня воды характеризуется его повышением, несмотря на знак объемной напряженности. Соответственно Matsumoto, N., Kitagawa, G. and Roeloffs, E. (2003) в скважине косейсмической реакцией может быть как на подъем, так и на падение, несмотря на рассчитанный по модели Окада знак объемной напряженности. К таким же результатам пришли King et al. (1999).

В скважине Хаибара чувствительность наблюдений за напряженностью, вызванной приливно-отливными вариациями, составила только  $0.016 \text{ см}/10^{-9}$ , что в 100 раз меньше, чем должно быть согласно модели объемного напряженности. Кроме того, корреляция между падением уровня воды и изменением объемной напряженности очень слабая. В то же время существует сильная корреляция между косейсмическим падением уровня воды и амплитудой горизонтального движения Земли (коэффициент корреляции – 0.735). Как видно, величина гидравлической проводимости водоносного горизонта растет после землетрясения и после операций выкачивания.

Все вышеотмеченные гидравлические эффекты были объяснены Матсумото и Роэлопсом (2003b) существованием малого количества газа в поровой среде. Возможная реакция флюидов на приливно-отливные вариации должна быть слабой по причине большой способности газовой фракции к сжатию. Расчет показал, что эффективность сжатия жидкости может удвоиться, если она содержит только 0.1% газа. В результате этого, смесь водяных и газовых флюидов берет на себя большую часть напряженности за счет деформации газовой части. Соответственно, при наличии газа чувствительность скважины к землетрясению уменьшается, по сравнению с несжимаемой водой и, с другой стороны, вызываемая колебаниями земли дегазация приводит к значительному косейсмическому падению уровня воды, а также к косейсмическому росту гидравлической проводимости водоносного горизонта.

Анализ изменения реакции временного ряда приливно-отливных вариаций показал, что чувствительность скважины Хаибара менялась во времени

(Матсумото и Роэлпсом, 2003b). Были зафиксированы долговременные вариации уровня воды и на их фоне следующие после землетрясения или в скважинах после выкачки. Медленные изменения могут быть объяснены аккумуляцией газовых пузырей в поровом пространстве, а косейсмические эффекты и эффект откачки могут быть связаны с ростом проводимости или диаметром скважины (Chelidze 1984, 1987, 1998). Существует и альтернативное объяснение механизма длительного падения уровня воды и временных изменений чувствительности напряженности, которое основано, согласно теории проводимости флюидов, на закономерности их изменения во времени (Chelidze, Spetzler and Sobolev, 1996; Chelidze and Gueguen, 1998; Christensen, 1979).

#### **§2.4. Примеры пространственного распределения уровня воды**

Наблюдения за уровнем воды на Кавказе мониторинговой сетью относительно большой плотности должны были дать возможность выявить закономерности пространственного распределения гидростатического потока (Kissin, Belikov and Ishankuliev, 1996). Имелось в виду, что пространственное распределение уровня воды должно отражать изменение объемной напряженности. Однако во многих случаях оно не сравнивалось с сейсмической моделью. Многие авторы (Silver and Wakita, 1996, King и др., 1978) отмечают, что вариации уровня воды могут значительно отличаться даже и в близкорасположенных скважинах. Этот эффект может объясняться локальной геологией и различными величинами коэффициента фильтрации (Drury, Jessop and Lerois, 1984; Glover et al., 1996; Hamza, 1997; Hamza, 1998). Согласно предложенной Вартаняном и др. методике (Vartanian, Bredehoeft and Roeloffs, 1992), стало возможно связать данные по изменению уровня воды в различных скважинах и получить региональную временную зависимость условной напряженности, т.н. карты гидрогеодеформационного поля (ГГД).

Временное изменение ГГД поля отражает динамику условного тектонического напряжения в регионе. Хотя, необъяснимая деталь – наблюдается сравнительно быстрое изменение распределения условной напряженности во времени на фоне сравнительной устойчивости системы. Иногда распределение аномалий напряженности меняется в течение дней. Конечно, инверсия изменений

уровня воды во времени и ее связь с тектонической динамикой напряженности потребовала детального анализа (Dunn, 1986; Kerr, 1997).

### **§2.5. "Тихие" землетрясения**

Интерпретация аномалий уровня "отфильтрованной" воды, которую нельзя приписать ни к сейсмическим, ни к несейсмическим изменениям, остается очень важной, но сложной проблемой (Middleton, 1998, Muir-Wood, King, 1993, Nikolaev, 1987). Например, большая аномалия была зафиксирована в скважине Хаибара, которую не смогли связать ни с одним явлением или землетрясением. Единственно возможное рациональное объяснение (согласно мнению руководителя Центра исследований гидрогеофизики и геотермии Г. Меликадзе) состоит в асейсмичном тектоническом явлении – надвиге или в медленном "тихом" землетрясении. В последнее время установлено, что "тихие" землетрясения случаются с частотой "динамических" явлений. Это сильно усложняет изучение предвестников "динамических" явлений, т.к. сейсмические и асейсмические явления могут иметь похожие подготовительные этапы, но на последнем этапе снятия напряженности они характеризуются различной скоростью разгрузки напряженности, что связано со многими факторами, в том числе и такими, которые пока не удастся зафиксировать.

## **Глава 3. Режим подземных вод и сейсмичность: история исследований**

### **§3.1. Краткий очерк исследований, проводимых в мире**

В 17-18 веках в Чехословакии, на курорте Karlovy Vary зафиксировали влияние метеорологических факторов на режим подземных вод, а в селении Duchov - влияние приливных вариаций на шахтные воды. Научные исследования в этом направлении берут начало в 19-ом веке в работах учёных Darcy (1858), Daubrée (1887).

Первую фундаментальную работу "О происхождении подземных вод в Америке" в начале 20-ого века написал Meinzer (1923). Математические вычисления движения газа в пористых средах были проведены Muskat & Botset



(1931), Hubbert (1940) разработал теорию движения подземной воды, а Jacob (1940) ввел понятие эластичности пород.

В последние десятилетия увеличение потребности в геотермической энергии, строение метрополитенов, экологические проблемы, развитие компьютерной техники и др. способствовали развитию методов моделирования движения подземных вод и изучению его закономерности.

За этим последовало увеличение точности измерительной аппаратуры (Weyde, 1911) и автоматическая фиксация данных (Meissner, 1953). В последние годы появилась электронная аппаратура, которая точно фиксирует быстрые изменения давления (0,1 мм) воды (Matsumoto et al., 2003).

В конце прошлого столетия исследования по прогнозу землетрясений способствовали развитию мониторинга гидродинамических параметров на сети специальных региональных и локальных скважин и методов цифрового моделирования (Jacob, 1940; Bredehoeft, 1967; Bodvarsson, 1970; Rojstaczer and Agnew, 1989). Реакция скважин на тектоническое напряжения детально была рассмотрена Blanchard and Bayerly, 1935; Bredehoeft, 1967. В последующие годы подключились Roeloffs, 1988; Rojstaczer, 1988; Kumpel, 1992; Matsumoto et al., 2003. Ведущие позиции занимали: в бывшем СССР – Г. Вартанян (1992), а в Китае, Японии и Америке - Bredehoeft, Roeloffs (1991); King et al. (1999). Исследованиями было зафиксировано множество предвестников в уровнях подземной воды, правда не существовало точной корреляции между параметрами предвестников (амплитуда и длительность) и эпицентральной расстоянием и силой землетрясения. Вместе с этим надо отметить, что появилась возможность контролировать развитие землетрясений, наблюдая за изменениями напоров в скважинах (Wallace, 1974; Hsieh and Bredehoeft, 1981; Wesson, 1981).

Возможность проверить реальность этой гипотезы даёт сравнение косейсмической реакции с теоретическим значением объемной деформации, вычисленной по методу Окады. Программа даёт возможность вычислить напряженное поле, вызванное землетрясением, с помощью параметров землетрясений. Подъем уровня воды должен соответствовать области компрессии (сжатия), а падение уровня воды – области растяжения. Исследования, которые проводились в Японии (Koizumi et al., 2004; Jonsson et al., 2001), показали, что в некоторых случаях фиксируется положительная корреляция между изменениями

уровня воды и теоретическим объёмным напряжением, однако очень часто реакция уровня воды отличается амплитудой и знаком напряжения.

### **§3.2. История исследований на территории Грузии**

После Ташкентского землетрясения (1961 г.) в бывшем СССР были развернуты исследования с целью установления предвестников и механизмов землетрясений. Были организованы комплексные геологогеофизические, гидрохимические и гидродинамические режимные наблюдения во всех сейсмических регионах, в том числе и в Грузии (МинГео, ВСЕГИНГЕО, ВСЕГИНГЕО, 1983).

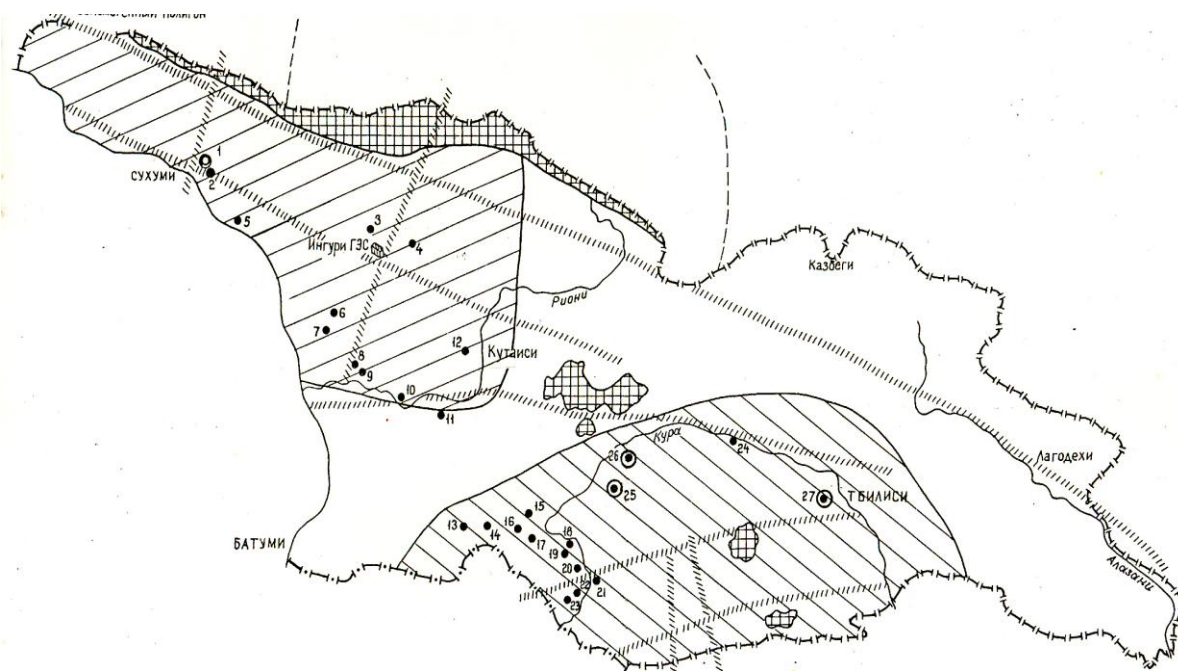
На первом этапе, в 1979-85 гг., гидрохимические исследования были организованы на двух сейсмоактивных полигонах Грузии - Каскаде Ингури ГЭС и Джавахетском нагорье. Для наблюдений на обоих полигонах использовались 23 водопункта, расположенные вблизи сейсмоактивных разломов по площадному принципу - часть водопунктов ориентировалась вдоль разломов, другая - в поперечном направлении. Для этого выбраны глубокие самоизливающиеся минеральные и термальные скважины, которые были расположены вблизи сейсмоактивных разломов и почти равномерно покрывали площадь полигонов (Меликадзе и др., 1983, Меликадзе и др., 1991). Наблюдения были проведены на следующих скважинах: на полигоне Джавахети - Аспиндза (скважина и источник), Тскалтбила - скважина №4, Накалакеви - скважина № 1 и источник №4, Тмогви - скважина №75, Вардзия - скважины №43 и №22, Минадзе - скважина №4, Ахалцихе - скважина №1, Уравели - источник. В дополнение часть скважин была использована для наблюдений низких сейсмоактивных зон, для определения изменения фонового значения изучаемых данных. Такие скважины были отобраны в следующих пунктах: Млаше - скважина №19, Смада - скважина №18, Тсинубани - скважина №2.

В западной Грузии на гидрохимическом полигоне Ингури были отобраны следующие пункты (Рис. 3.1): Сухуми Беслети – скважины №8 и №4, Зугдиди - скважина №1, Киндга - скважина №1, Амаглеба - скважина №1, Скури - скважина №1, Лугела - скважина №1, Скалтубо - скважина №6, Цаиши - скважина №9, Менджи - скважина №1 и №24, Самтрედия - скважина №1. В системе наблюдений были неучтены скважины, в которых однако наблюдались тектогенные изменения: Киндга - скважина №1, Менджи - скважина №1 и Беслети – скважины №4.

Методика наблюдений включала отбор проб воды объемом 2,5 литра, а для некоторых скважин пробы газа объемом 0,5 литра. Пробы воды были доставлены в центральную лабораторию Департамента геологии, где проводился химический анализ подземных вод для определения следующих параметров: общие физико-химические характеристики, цвет, вкус, прозрачность; макро- и микрокомпоненты:  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{J}$ ,  $\text{Br}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mn}$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{Rn}$ , также минерализация и рН. Анализ воды был проведен с использованием стандартных методик.

Часть объема образца воды - 0,5 л была использована для определения концентрации гелия, с помощью устройство "Ингем-1".

На водопунктах ежедневно измерялись: дебит воды, температура воздуха и воды. Дебит воды измеряли объемным методом. Проводились три измерения и конечным результатом считалось среднее значение. Температуру определяли с помощью ртутного термометра, точность измерения  $0,1^\circ\text{C}$ .



**Рис. 3.1.** Сеть гидрохимического наблюдения.

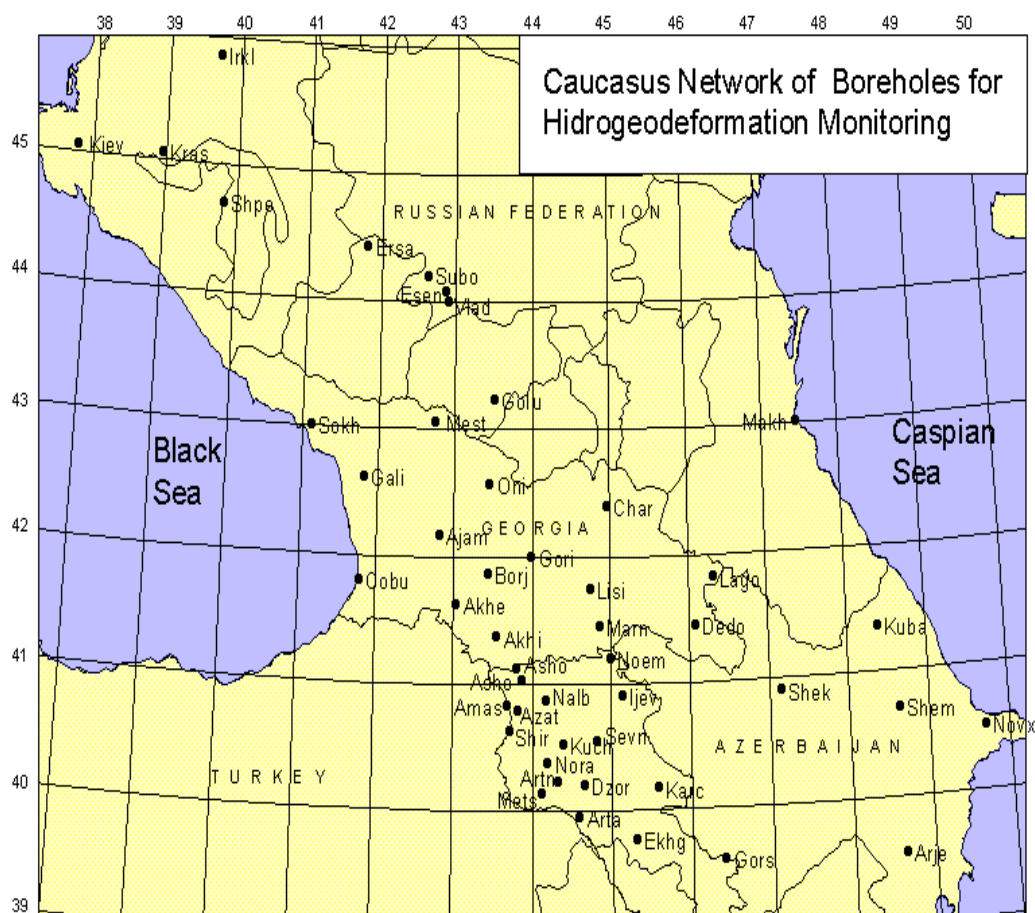
1. Беслети (скв.№ 8); 2. Беслети (скв.№ 4).; 3. Скури (скв.№ 1).;
4. Лугела (скв.№1).; 5. Киндги (скв.№ 1).; 6. Зугдиди (скв.№1).;
7. Цаиши (скв.№ 1).; 8. Менджи (скв.№2).; 9. Менджи (скв.№1).;
10. Самтредия (скв.№1).; 11. Амаглеба (скв.№ 1).; 12. Скалтубо (скв.№ 6);
13. Млаше (чаб скв.№19.) 14. Смада (скв.№18.) 15. Тсинубани (скв.№ 4).;
16. Ахалцихе (скв.№ 1).; 17. Минадзе (скв.№2).; 18. Аспиндза (скв.№ 8).;

19. Источник Аспиндза; 20. Накалакеви (скв. №1).; 21. Тмогви (скв. №75.)  
22. Вардзия (скв. №43.) 23. Вардзия (скв. № 22.) 24. Гори (скв. №1).;  
25. Бакуриани (скв. № 1).; 26. Борджоми (скв. №25); 27. Тбилиси (скв. № 4);
- Наблюдения в период 1980-85г.
  - Наблюдения в период 1985-88г.

При отсутствии критериев оценки информативности показателей единственной возможностью представлялся ретроспективный анализ после происшедших землетрясений.

На втором этапе исследований, в соответствии с разработанной Г.Вартаняном методикой, были начаты работы по созданию специализированной сети гидрогеологических скважин для мониторинга "гидрогеодеформационного поля Земли", позволяющей фиксировать быстрые смены напряженно-деформированного состояния среды, обусловленные подготовкой землетрясения. Методика работ по созданию специализированной гидрогеологической наблюдательной сети включает в себя ряд последовательных операций: выбор пунктов наблюдений из числа действующих скважин (Вартанян, Куликов, 1982, Вартанян, Куликов, 1983).

Для этого проводились опытные наливов и кратковременные опытные наблюдения. Если на скважине в изменениях уровня воды фиксировались приливные вариации, то скважина считалась информативной и включалась в режимную сеть для более долговременных наблюдений. Всего для обследования и проведения комплекса работ на территории Грузии было выбрано более 60 скважин, из которых информативными оказались 15. Кавказская сеть наблюдений на гидрогеодеформационном поле представлена на Рис.3.2. Эти скважины, как чуткие объемные деформографы, реагировали на все виды деформации, как экзогенные (атмосферное давление, приливные вариации и осадки), так и эндогенные. Наблюдения проводились с помощью электронных приборов ГД-2, с точностью до 1см. Это обеспечивало измерение деформации  $10^{-7}$  -  $10^{-9}$  степени.



**Рис. 3.2.** Кавказская сеть наблюдений на гидрогеодеформационном поле

Для гидродинамических исследований в прошлые годы применяли механический прибор "Гр-83", точность которого была 5 см, а у более точных экземпляров – 1 см. Для мониторинга гидрогеодеформационного поля применяли электрический прибор "ГД-2", который измерял уровень воды с точностью до 1 см и атмосферное давление - с точностью до 1 мпс.

При анализе данных большое значение имеет установление всех режимных факторов и разработка правильного алгоритма.

## Глава 4. Организация специализированных наблюдений в Грузии

### §4.1. Связь с предыдущими исследованиями

Начало систематических гидрогеосейсмических исследований на территории Грузии положил Г.С. Вартанян, как подробно описано в §3.2. Наблюдения велись с 1985-ого года при государственном департаменте Геологии Грузии. Режимная сеть Грузии включала 10 скважин.

С 2004 года наблюдения велись в Тбилисском Геофизическом институте при секции «Научно-исследовательский центр гидрогеофизики и геотермии» под руководством Меликадзе Георгий Ираклиевич. Соискатель (Джимшеладзе Тамар Джемалиевна), вошел в коллектив с 2002 года. Автор принимал активное участие в проведении режимных наблюдений и обработке данных с помощью специализированных компьютерных программ.

Коллектив работал по проектам: „Study of geological deformational processes in the Caucasus seismically active region“ (INTAS and GNSF 2006-2007); „Study of geodeformational processes in Georgian seismoactive region” (GNSF 2008-2010); „Spatial and Temporal Variability of Geodynamical Field and Its Influence on the Deep Aquifers and Geomagnetic Field” (Rustaveli National Scientific Foundation 2014-2017), в рамках которого была закуплена и монтирована аппаратура для измерения атмосферного давления, уровня воды и др.

С целью обработки режимных наблюдений были составлены компьютерные программы RestLine и StationsMany. Программы написаны в среде Matlab (авторы программ Г. Кобзев и Г. Меликадзе).

Период наблюдений, отраженный в диссертации, охватывает период от 2009 до 2015 г. для гидродинамических параметров и от 1981 до 1984 г. для гидрохимических параметров. При изучении режима подземных вод в наблюдательных скважинах особое внимание уделялось периодам подготовки землетрясений, а также постсейсмическим воздействиям.

## §4.2. Описание сети наблюдательных скважин

Режимная сеть гидрогеосейсмических наблюдений на территории Грузии в 1985-1988 годах включала 60 скважин. Режимные скважины были выбраны таким образом, чтобы они характеризовали все большие геологические блоки (рис. 4.1).

Для длительных режимных наблюдений была отобрана скважины, которые активно реагировали на приливные воздействия. Их число составляло 10 скважин (см. табл. 4.1). В настоящее время из них работают только шесть. Все они расположены в населенных пунктах ввиду необходимости подачи электроэнергии при отсутствии внутреннего питания.

**Таблица 4.1.** Основные параметры скважин, включенных в исследования

N	Местонахождение	Глубина (м)	Диаметр (мм)	Обсадная колонка (мм)	Фильтр (м)	Уровень воды (м)	литология	возраст
1	Кобулет	2000	225 180 135	0-10 0-58 0-205	187- 640	-0.5	Туф Андезиты, Базальт	E <sub>3</sub>
2	Ахалкалаки	1400	219 146 137	0-11 0-500 479- 700	1000	-0.2	Доломиты Андезиты, Туф Андезиты, Базальт	N <sub>2</sub>
3	Боржоми	1339	219 168 127	0-11 0-109 0-748	1260- 1300	-23	Глина Туф, Мергель известняк известняк	O <sub>1-2</sub>
4	Марнеули (Тамариси)	3505	360 270 225 127	0-80 0-1258 1258- 2527 2527- 3024	1235- 1600	-5	Гравий Долериты Мергель Глинистые туфы, диабазы, базальты	O
5	Лиси	330	127	0-330	30-67 170- 250	-4.5	глина	E <sub>3</sub>
6	Аджамети	1339	219 146	0-14 0-460	520- 740	-6	Мергель Глина + Известняк Мергель Известняк Известняк + Мергель	O миоцен эоцен миоцен эоцен
7	Лагодехи	800	245 168 146	0-5 0-30 0-85	255- 367	-35.8	песок + гравий  сланцевый	O <sub>4</sub>
8	Гори	1500	168 146	0-26 0-54	960- 1200	-5	limestone	

9	Они	255	168	0-8	70-250	-5	гравий + сланцевого сланец сланцы + базальт + сланцевого + диабаза	О
10	Чаргали	100	127	0-50	50-95 м	-5	глина + гравий  Мергель + сланец	Q  J

Скважины относятся к следующим Гидрогеологическим районам (Табл. 1.1, Рис. 1.1):

- Скважина Аджамети относится к Аргветскому артезианскому бассейну поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод (Ш<sub>8</sub>).
- Скважина Тамариси относится к Марнеули-Гардабанскому артезианскому бассейну поровых и трещинных вод (Ш<sub>12</sub>).
- Скважина Кобулети относится к Гурийскому артезианскому бассейну поровых и трещинных вод (Ш<sub>6</sub>).
- Скважина Гори относится к Карталинскому артезианскому бассейну поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод (Ш<sub>9</sub>).
- Скважина Они относится к Рача-Лечхумскому артезианскому бассейну трещинных и трещинно-карстовых вод (Ш<sub>4</sub>).
- Скважины Ахалкалаки и Накалакеви относятся к Ахалцихскому артезианскому бассейну трещинных вод (IV<sub>4</sub>).
- Скважина Лагодехи относится к Алазанскому артезианскому бассейну поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод (Ш<sub>10</sub>).



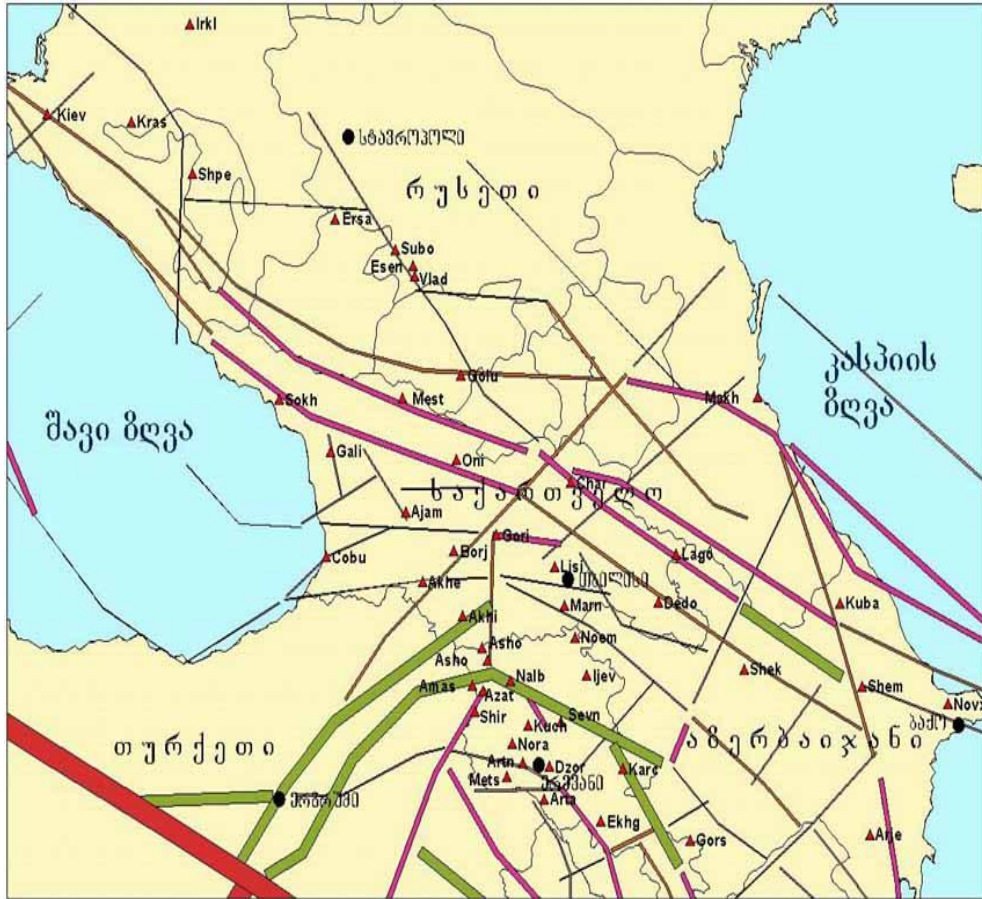


Рис. 4.1. Схема расположения режимных скважин на геологических блоках.

### §4.3. Программа наблюдений и оборудование скважин

Программа наблюдений включает измерение уровня подземных вод и атмосферного давления.

Для проведения качественных наблюдений необходимо соответствующее оборудование, которое могло бы обеспечить замеры данных с заданной частотой и передачу данных по требованию.

Мы выбрали регистратор данных (даталоггер) XR-5 американского производства (рис. 4.2), который имеет 8 аналоговых портов и два импульсных порта. Кроме того, были подобраны соответствующие датчики (сенсоры) уровня воды (давление), атмосферного давления и температуры.

Даталоггер XR-5 обеспечивает использование и других информационных датчиков (сенсоров), таких как датчик магнитных наблюдений, наклономер, радон и гелий. Регистрация этих данных на даталоггере XR-5 происходит с частотой один раз в минуту. С помощью сотовой связи происходит забор данных из даталоггеров, расположенных на точках наблюдений. В некоторых случаях данные приходится

забирать вручную. Отметим, что при минутной периодичности измерений памяти даталоггера хватает на период от одного до трёх месяцев (в зависимости от количества измеряемых параметров). Встроенные литий-ионные батарейки обеспечивают энергией даталоггер на один год. К даталоггеру можно подключить также внешнее питание, и тогда внутреннее питание автоматически используется, если внешнее питание временно исчезает. Как пример, в Марнеули один и тот же комплект внутреннего питания используется уже четыре года.



**Рис. 4.2.** Регистратор данных (даталоггер) XR-5.

Описанная выше система наблюдений функционирует с 2006 года на 8 скважинах (до этого записи уровня воды велись механическими приборами). Таким образом, длина временных рядов уровня подземных вод, атмосферного давления и температуры воздуха для 8 скважин составляет более 8 лет. Интервал измерений равен 1 минуте.

В период 1979 – 1985 в 6 скважинах проводились гидрохимические исследования, данные которых использованы в диссертации при их совместном анализе с сейсмическими воздействиями.

#### **§4.4. Теоретические основы обработки данных**

Для вычисления реальной деформационной величины, которая достигла скважины, была использована формула Добровольского (Dobrovolsky et al., 1979):

$$e=10^{1,3M-8,19}/R^3 ; R=\sqrt{(x^2+y^2+h^2)} , \quad (4.1)$$

где  $x$  и  $y$  – координаты землетрясения,  $h$  и  $M$  – соответственно глубина и магнитуда землетрясения.

При анализе данных уровня воды в связи с сейсмическими явлениями учитываются следующие факторы: приливы, атмосферное давление, осадки, тектоно-сейсмические факторы, погрешность измеряющих устройств и др. Предположим, что уровень воды в скважине  $water\_level$  можно представить в виде линейного уравнения:

$$water\_level = a*tidal + b*atmos + c*precip + e, \quad (4.2)$$

где  $a$  - коэффициент для приливной вариации,  $b$  - атмосферного давления,  $c$  - атмосферных осадков,  $e$  - коэффициент для геодинамического сигнала.

Иногда рассматривается более простое уравнение:

$$water\_level(x) = a*tidal(x) + b*atmosphere(x) + c. \quad (4.3)$$

Для того, чтобы найти коэффициенты  $a$ ,  $b$ ,  $c$ , необходимо записать систему с тремя (или более) уравнениями. MatLab позволяет работать с переопределенными системами уравнений. Весь интервал времени (год) разделяется на множество интервалов (например, длиной в 24 часа). Для каждого такого интервала времени программа может найти набор коэффициентов ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ ).

В процессе вычисления решаются следующие уравнения, где  $W(x)$  представляет вариации уровни воды,  $T(x)$  представляет приливные изменения;  $A(x)$  - атмосферное давление,  $C$  постоянная.

Для системы уравнений программа использует замеренные значения  $W$ ,  $T$ ,  $A$  в момент  $x_i$

$$\left\{ \begin{array}{l} W(x_1) = a*T(x_1) + b*A(x_1) + c \\ W(x_2) = a*T(x_2) + b*A(x_2) + c \\ W(x_3) = a*T(x_3) + b*A(x_3) + c \\ \dots\dots\dots \\ W(x_n) = a*T(x_n) + b*A(x_n) + c \end{array} \right.$$

или в матричной форме  $W = M * X$ , где

$$W = \begin{Bmatrix} W(x_1) \\ W(x_2) \\ W(x_3) \\ \dots \\ W(x_n) \end{Bmatrix} \quad M = \begin{Bmatrix} T(x_1) & A(x_1) & 1 \\ T(x_2) & A(x_2) & 1 \\ T(x_3) & A(x_3) & 1 \\ \dots & \dots & \dots \\ T(x_n) & A(x_n) & 1 \end{Bmatrix} \quad X = \begin{Bmatrix} a \\ b \\ c \end{Bmatrix}$$

Один из методов изучения аномального поведения уровня воды - метод скоростей. Предлагаемое понятие скорости для уровня воды удаляет сезонный тренд, который как правило присутствует при изменении уровня воды в скважинах и создает ряд проблем при мониторинге. Скорость изменения уровня подземных вод определяется по формуле по разнице уровней воды в два момента времени:

$$Speed(m+i)=(water(m+i)-water(i))/m, \quad i=1,2,3,\dots \quad (4.4)$$

где  $m$  – фиксированное число минут.

#### §4.5. Специализированный софтуер

С целью установления закономерностей изменения гидродинамических параметров были изучены и программно обработаны известные методы временных рядов. Проведены анализы проб с использованием различных методик (Biot, 1941; Melikadze, Kumsiashvili, 1998; Didebulidze, Melikadze, 1999; Melikadze, Ghlonti, 2000).

Было произведено сравнение методов синтеза теоретического сигнала и БАУТАР-G. (Akaike et al., 1985 и Tamuta et al., 1991- Bayesian Tidal Analysis Program in a Grouping Method). После устранения влияния экзогенных факторов (атмосферное давление, приливные вариации и осадки) для одной и той же скважины, были получены фактически идентичные рисунки, характеризующие тектонический фактор. Используемый в диссертации софтуер, написанный в среде **MatLab**, в отличие от БАУТАР-G, дает возможность характеризовать отдельно все экзогенные параметры, изучить их влияние на уровень воды и вычислить коэффициент корреляции. Программа даёт возможность, после ввода данных, произвести приведение изменений значений параметров к вариациям уровня воды. Это дает возможность провести спектральный анализ взаимно соразмерных параметров (корреляция, регрессия и др.), произвести их взаимовычитание и разделение доведенного тектонического сигнала.

Под руководством главы «Научно-исследовательского центра гидрогеофизики и геотермии» Меликадзе Гиоргий и программиста Геннадий Кобзев разработан новый метод с использованием компьютерной программы **MatLab**. Программа дает возможность синтезировать теоретический сигнал и сравнить его с исходными данными уровня воды. Она позволяет характеризовать

каждый экзогенный параметр в отдельности, что является основой для изучения влияния каждого из них на водоносный горизонт.

С целью обработки режимных наблюдений были составлены компьютерные программы **RestLine** и **StationsMany**. Программы написаны в среде **MatLab** (авторы программ Г. Кобзев и Г. Меликадзе).

Программа **GRAV** (RATG95 (Roosbeek, 1996) генерирует приливные вариации.

## **Глава 5. Результаты обработки режимных наблюдений**

### **§5.1. Анализ гидрохимических режимных наблюдений**

При отсутствии критериев оценки химических элементов, единственной возможностью показать информативность химических элементов, представлялся ретроспективный анализ их вариации для выявления связи с сейсмичностью (рис. 3.1. Сеть гидрохимического наблюдения).

Для вычисления реальной деформационной величины, которая достигла скважины, была использована формула Добровольского (4.1). Деформационное значение напряжения было вычислено для всех скважин. Для всех землетрясений с магнитудой  $M > 3$  был проведен корреляционный анализ для аномальных отклонений, и при этом была зафиксирована связь между процессами подготовки землетрясения и изменениями наиболее чувствительных химических элементов.

Рассмотрим влияние сейсмических событий на качество подземных вод в указанный период на примере некоторых скважин, входящих в сеть гидрохимических наблюдений (рис. 3.1 из §3.2).

Приблизительно за две недели до Рачинского землетрясения (20.03.1983) в Скури отмечается быстрый подъём концентрации макрокомпонентов – Na и Ca (рис. 5.1a) и падение значения pH (рис. 5.1б). Вариация этих элементов наблюдается и в период подготовки предыдущих землетрясений.

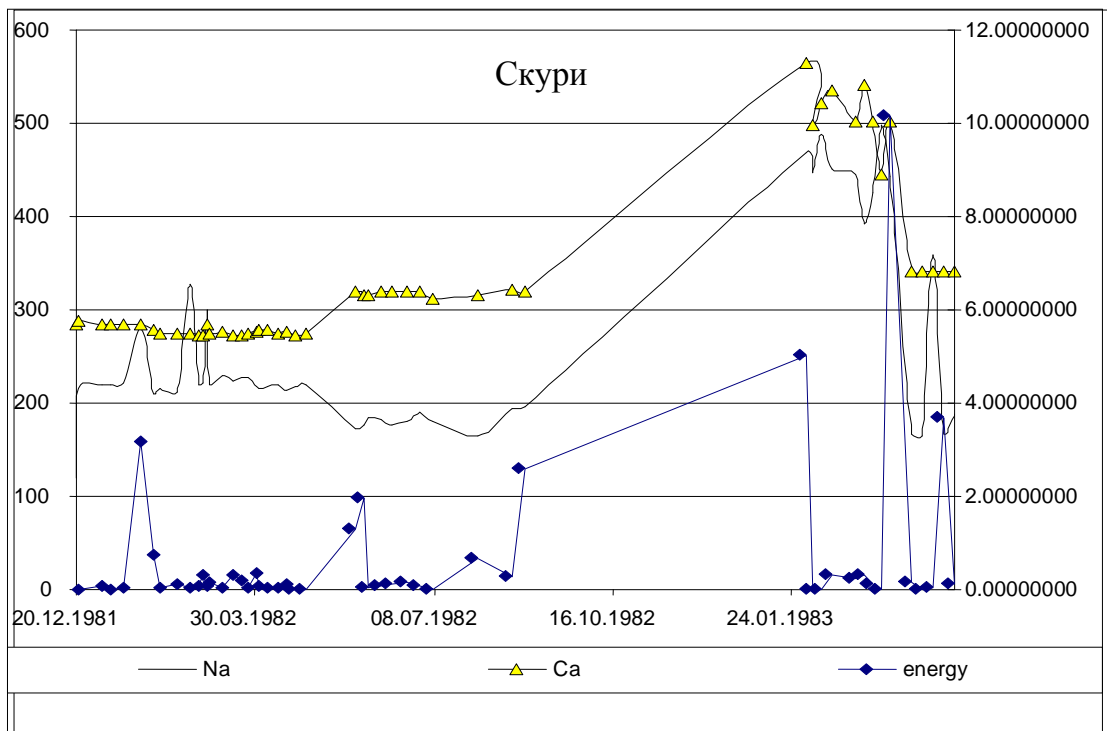


Рис. 5.1а

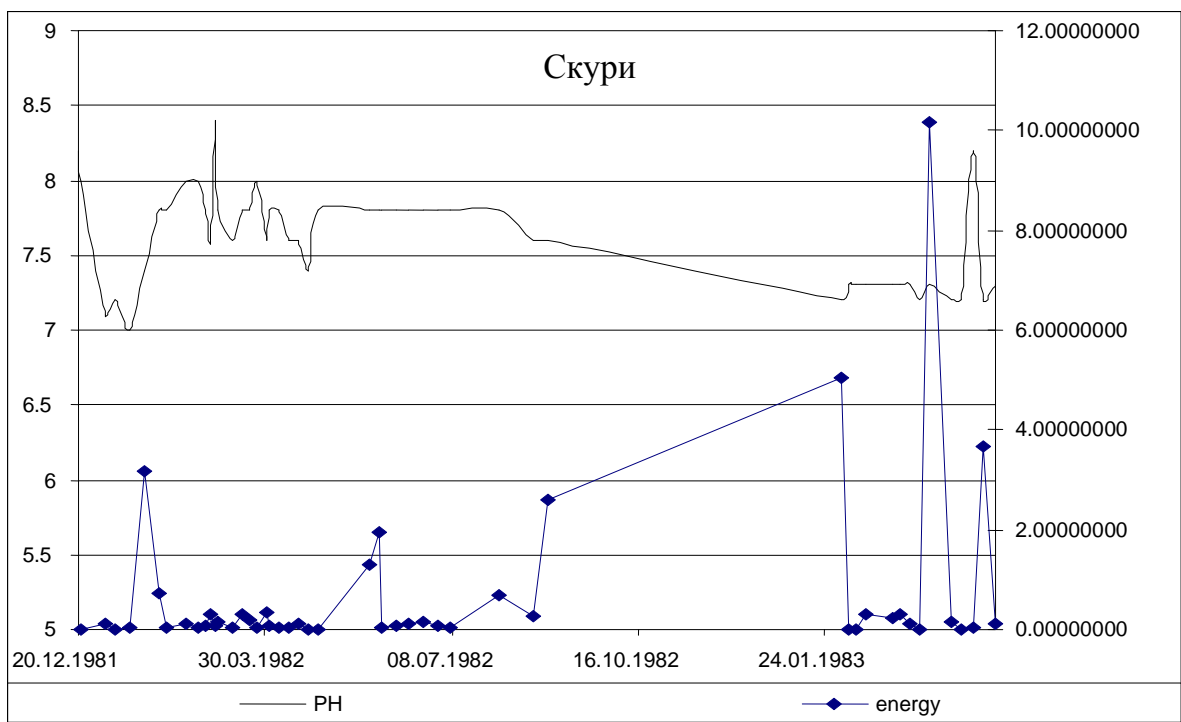
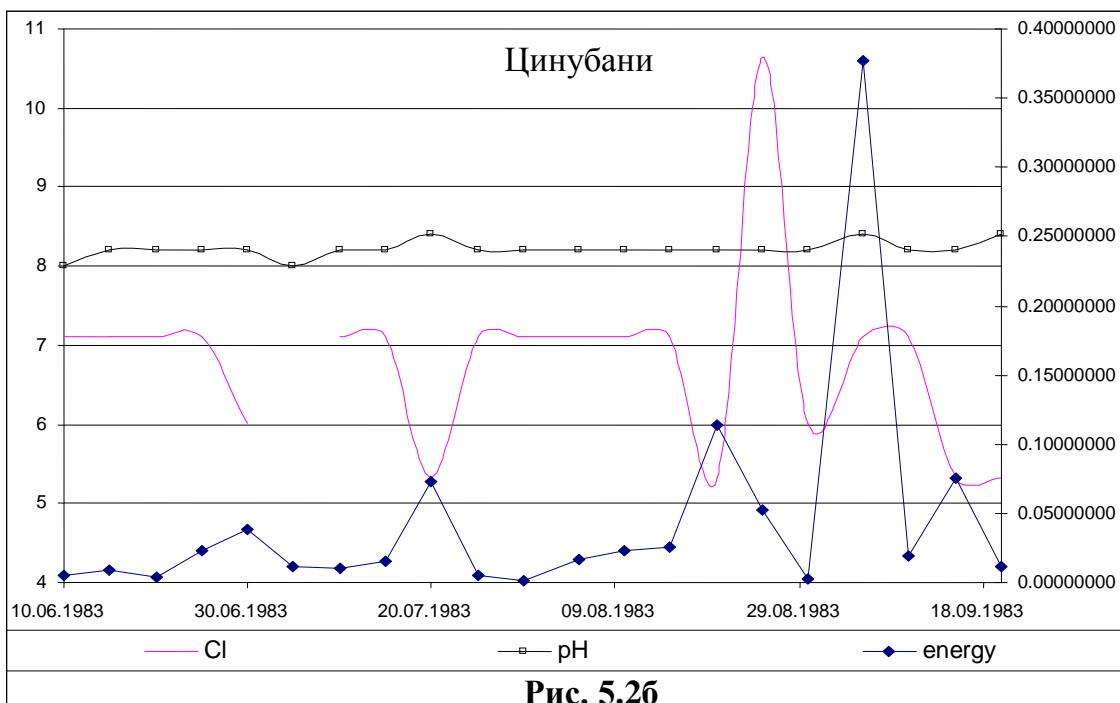
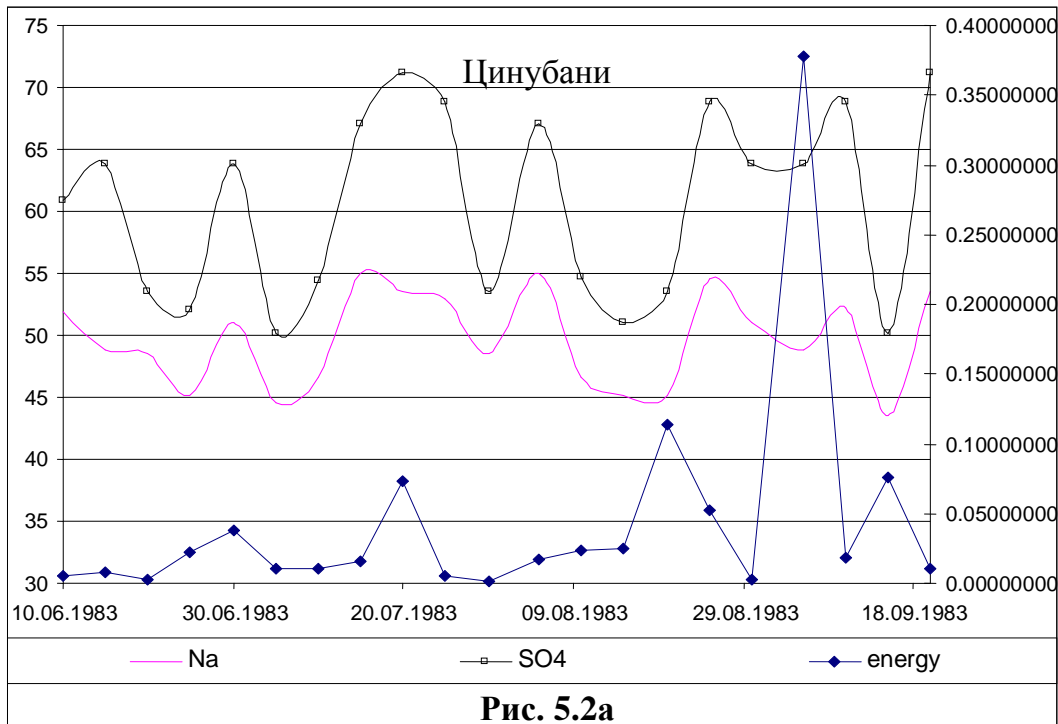


Рис. 5.1б

Рис. 5.1аб. Изменение параметров во времени на скважине Скури. На оси ординат слева отмечен концентрация элементов (Na и Ca) в мг/л и pH, а справа - значение энергии, выделенной при землетрясении

Корреляция между изменениями гидрохимических параметров и вычисленной энергией, пришедшей из эпицентра землетрясения, наблюдается и на скважине Цинубани (рис. 5.2аб). В некоторых случаях наблюдается совпадение максимума параметра с происшедшими землетрясениями (рН, Na, SO<sub>4</sub>), в других случаях – минимума (Cl).



**Рис. 5.2аб.** Изменения параметров во времени на скважине Цинубани. На оси ординат слева отмечены концентрация ионов (Na, SO<sub>4</sub> и Cl) в мг/л и рН, а справа - значение энергии, выделенной при землетрясении

В некоторых случаях при землетрясениях наблюдаются значительные изменения концентрации некоторых ионов, причем повышение концентрации установлено для Na,  $SO_4$ , а также для pH, а понижение – для хлор-иона (Cl). Эти результаты (понижение концентрации хлора в воде) соответствуют наблюдениям в Камчатском регионе, которые Копылова (2010) объясняет разбавлением подземных вод пресными грунтовыми водами, распространенными ближе к поверхности земли. На основе математической модели Копылова (2010) рассмотрела механизм формирования гидрогеохимических аномалий, вызванных сейсмичностью, за счет смешивания подземных вод с различным химическим составом в зонах повышенной водопроницаемости.

Иная картина наблюдается на скважине Тинисхиди. Здесь фиксируется совпадение положительных экстремумов для – Cl с происшедшими землетрясениями (рис. 5.3а), а также отрицательных для Ca (рис. 5.3б).

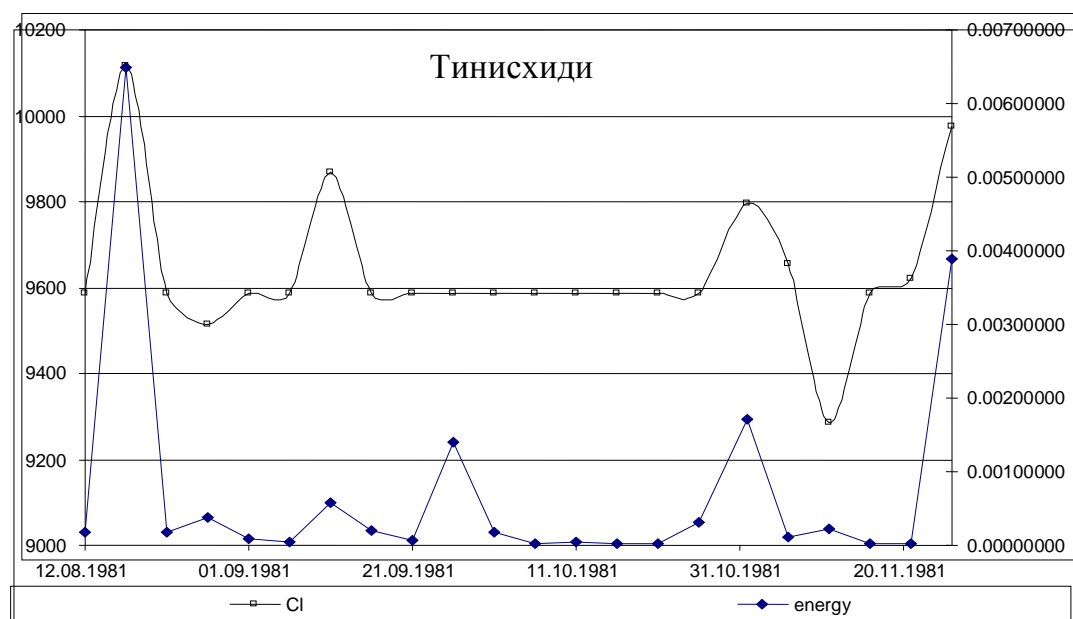
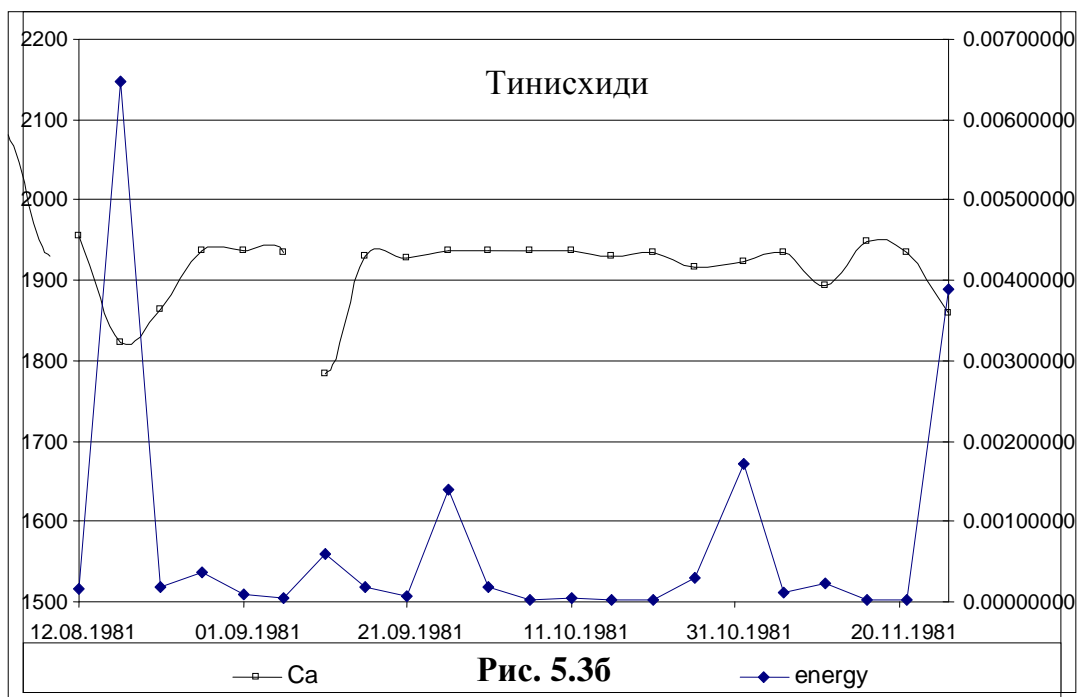


Рис. 5.3а





**(Рис. 5.3а)( Рис. 5.3б).** Изменения параметров во времени на скважине Тинисхиди. На оси ординат слева отмечены концентрация элементов в мг/л, а справа - значение энергии, выделенной при землетрясении

Иная картина наблюдается для скважин с высоким газовым фактором (Ахалцихе, Накалакеви, Аспиндза и др.), где на изменение гидрохимических параметров воздействует процесс дегазации углекислоты и природа (характер) их вариаций в другом случае.

Таким образом, анализ полученных временных рядов даёт возможность сделать определённое заключение об информативности компонентов. Вышеприведённый анализ был использован при обработке временных рядов гидрохимических режимных наблюдений и были отобраны информативные гидрохимические параметры как для отдельных участков (из ведущих макрокомпонентов), так и для регионов (значения рН и минерализации).

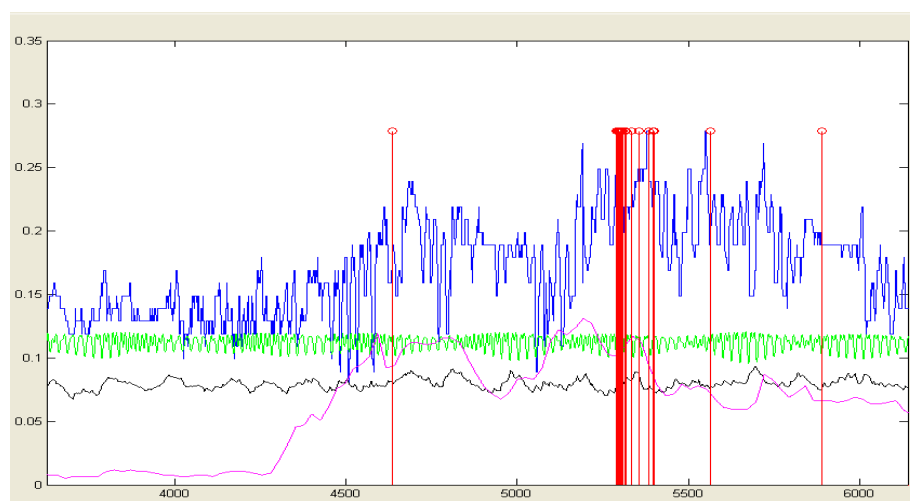
## §5.2. Анализ данных уровня воды в связи с сейсмическими явлениями

Установлено, что водоносные горизонты находятся под влиянием всех видов экзогенных факторов. Реакция скважин показывает, что один из них может доминировать. После обработки предложенным методом (§4.4 и §4.5) были получены почти идентичные графики, характеризующие тектонические факторы.

Полученные различия обусловлены глубиной скважины, её конструкцией, своеобразием геологического и гидрогеологического строения водоносного горизонта, значением газового фактора и др.

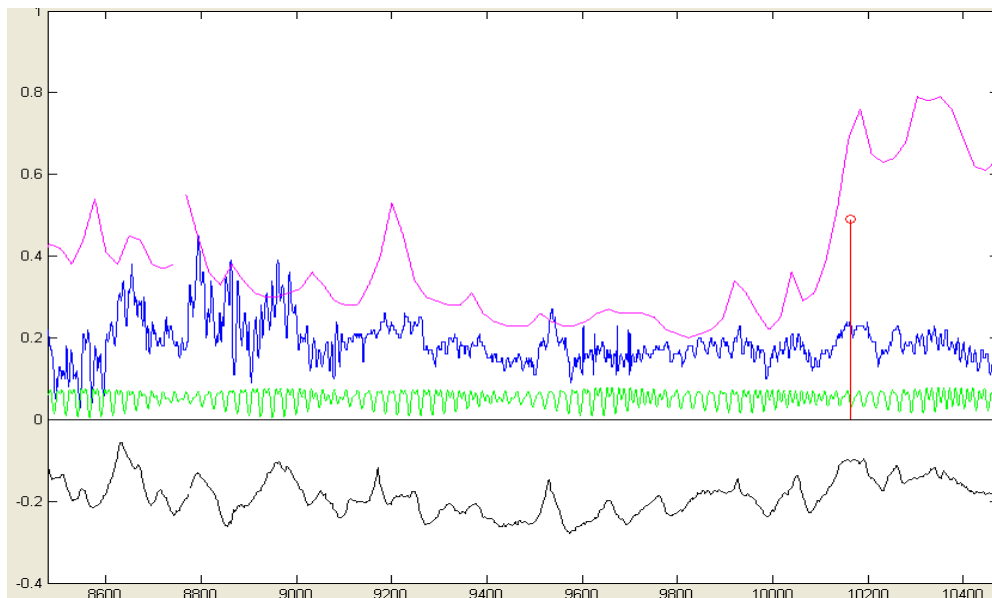
С помощью специально составленной компьютерной программы в среде MatLab (§4.5) были изучены временные ряды (с 1988 года) всех десяти скважин, приведенных в табл. 4.1, и была произведена их характеристика.

Так, например, в Ахалцихской и Аджаметской скважинах уровень воды реагировал в первую очередь на приливные вариации, и в меньшей степени на атмосферные осадки (рис. 5.4).



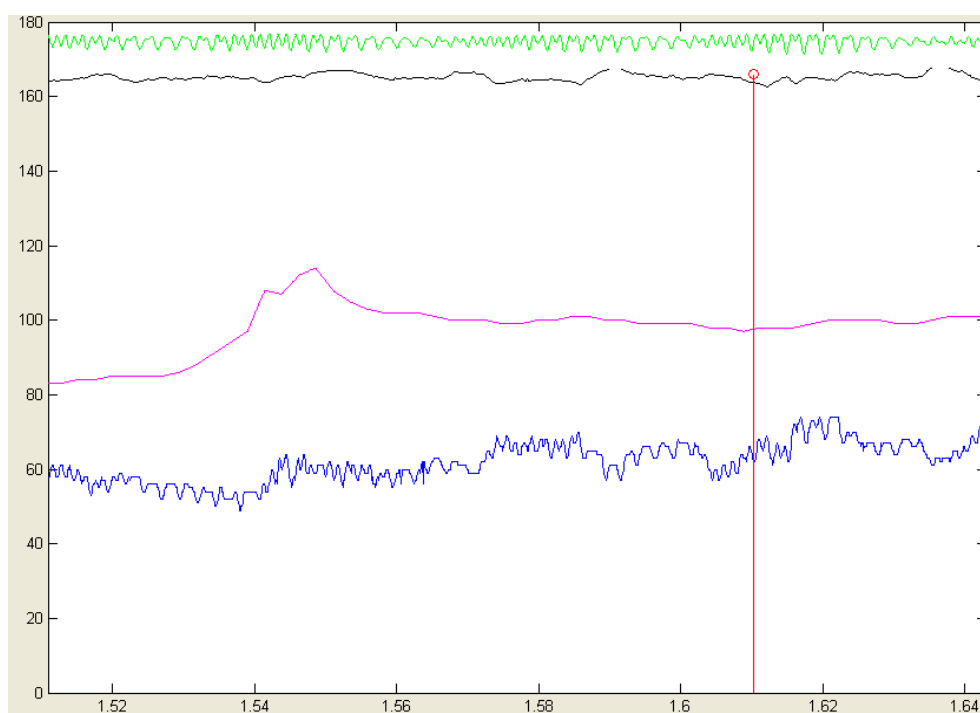
**Рис. 5.4.** Изменение уровня воды в м (синий цвет), атмосферного давления в мм Hg (черный), приливных вариаций в мгал (зеленый) и атмосферных осадков в м (розовый) на станции " Аджамети". Вертикальные линии отмечают землетрясения. По оси абсцисс время в часах

Для Кобулетской, Онской и Чаргальской скважин ведущим фактором, влияющим на реакцию скважин, являются приливные вариации, а атмосферное давление имеет подчиненное значение (рис. 5.5).



**Рис. 5.5.** То же для станции "Кобулетской, Онской и Чаргальской"

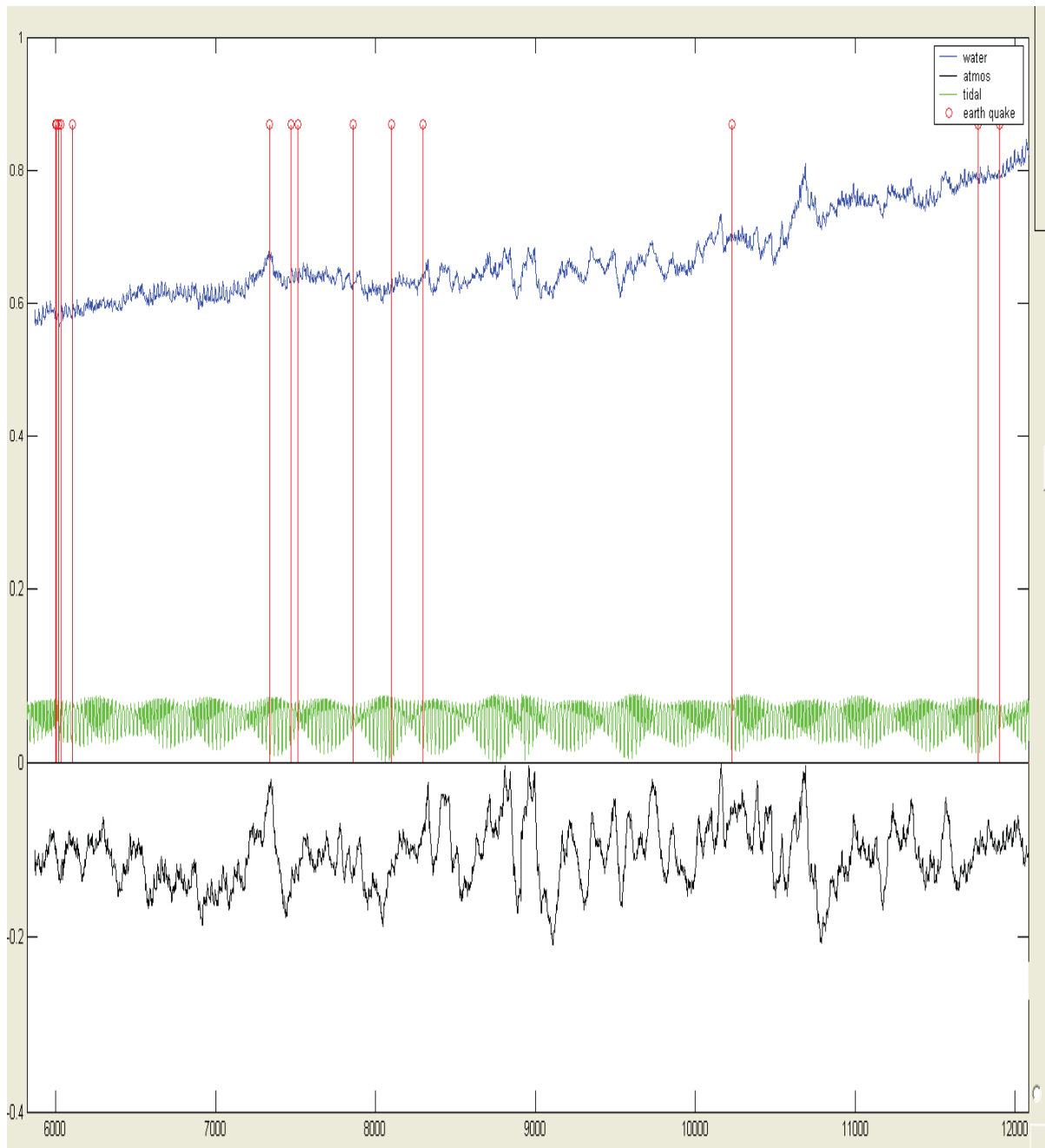
В Лагодехской, Боржомской и Тамарисской скважинах наблюдается сильная корреляция только с приливными вариациями (рис. 5.6) и т.д.



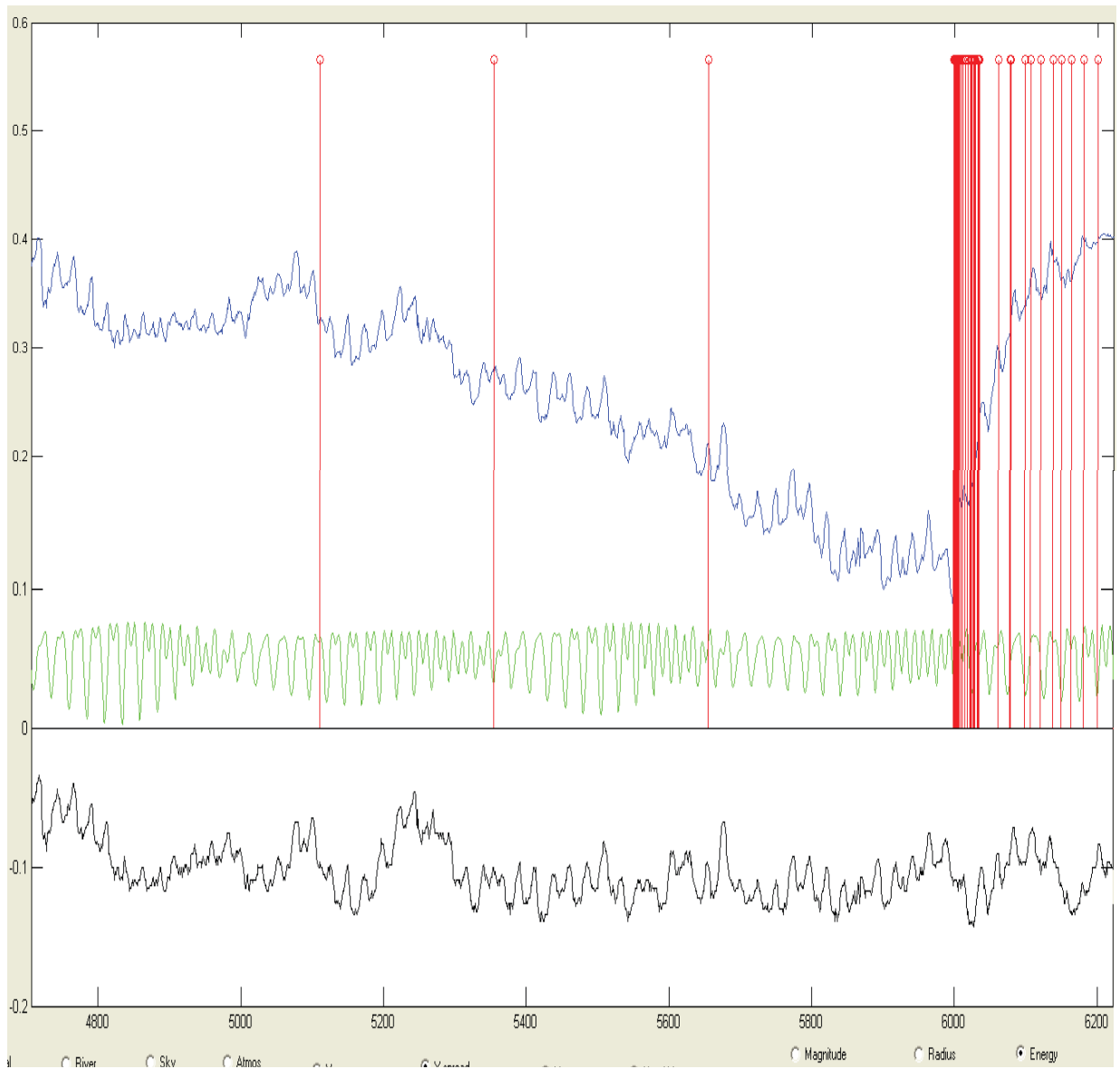
**Рис. 5.6.** То же для станции "Лагодехской, Боржомской и Тамарисской"

Для проведения качественных наблюдений необходимо было соответствующее оборудование, которое могло бы обеспечить замеры данных с заданной частотой и передачу данных по потребованию. Программа наблюдений и оборудование скважин описаны в §4.3.

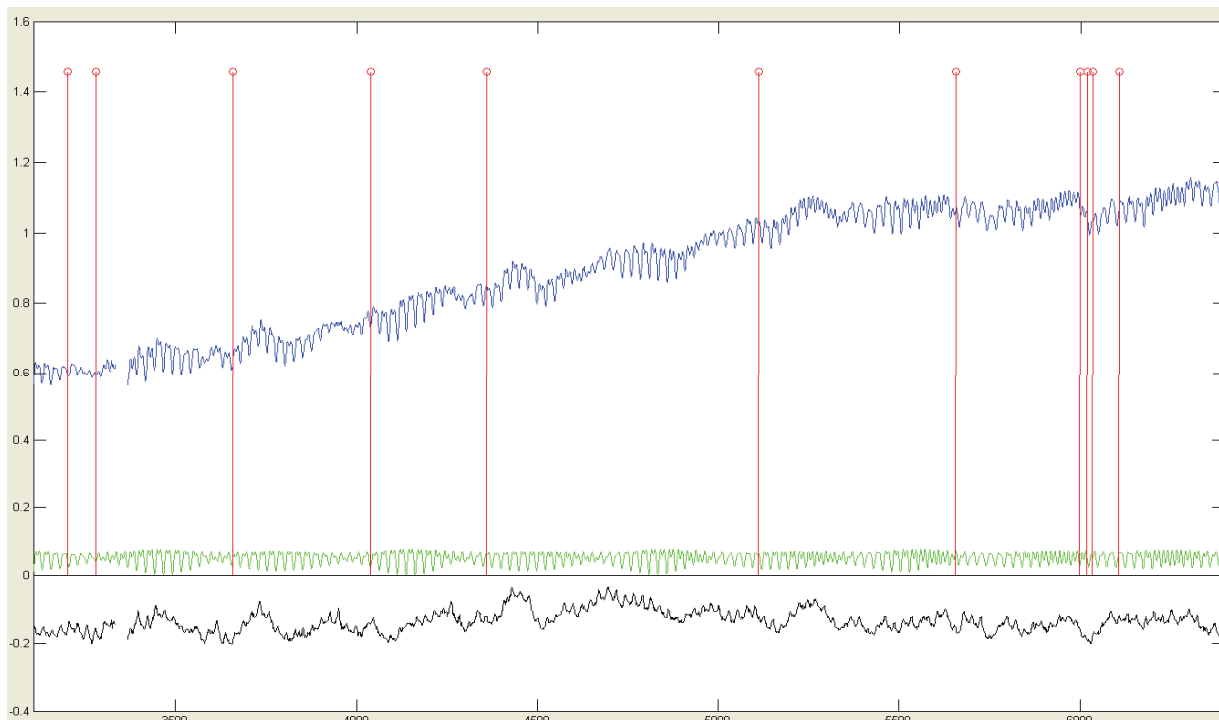
Ниже приведены примеры изменения уровня воды и атмосферного давления, зарегистрированные даталоггером на скважинах Грузии (рис. 5.7, 5.8 и 5.9).



**Рис. 5.7.** Изменение уровня воды в м (верхняя линия), атмосферного давления в мм Hg (нижняя линия) и приливы в мгал (средняя линия) в скважине Аджамети. Вертикальные линии обозначают землетрясения. По оси абсцисс время в часах



**Рис. 5.8.** То же в скважине Они.

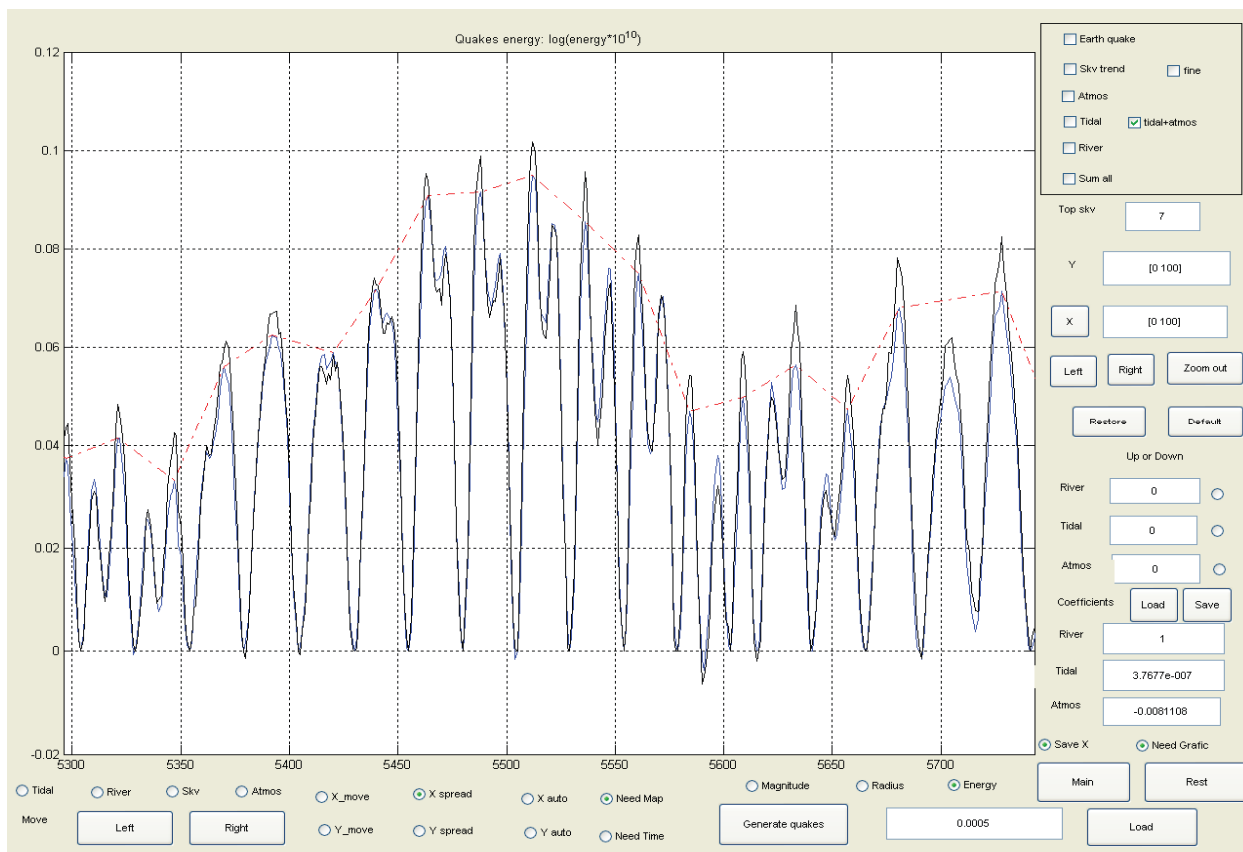


**Рис. 5.9.** То же в скважине Марнеули

Для анализа режимных данных используется компьютерная программа, написанная на языке MatLab (RestDance). Авторы программы: (Меликадзе Георгий Ираклиевич, Кобзев Геннадий Николаевич). Программа создаёт экзогенный теоретический сигнал и сравнивает его с реальным сигналом. Сравнение дает возможность характеризовать каждый экзогенный параметр отдельно. Это позволяет изучить влияние каждого из них на на уровень воды в водоносном горизонте.

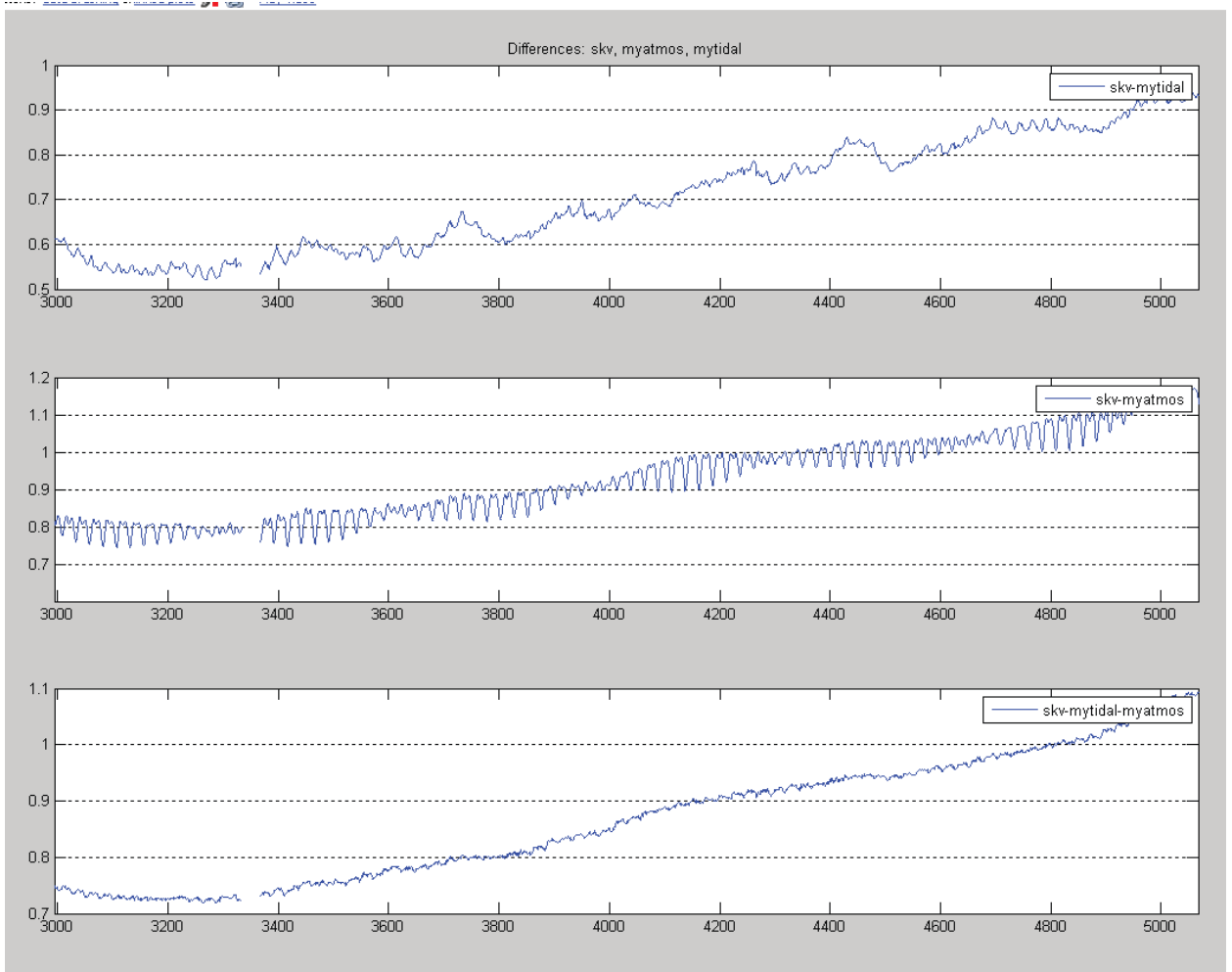
Программа находит минимумы точек времени приливных вариации. Далее, для этих моментов времени мы находим значения приливных вариаций и эти точки последовательно соединяем линией, которую мы назовём "Тренд" для приливов. Для тех же самых точек времени находим значения уровня воды и теперь строим "Тренд" для уровня воды. Так же находится "Тренд" для атмосферы.

После вычитания "Тренд"-а из исходных данных, мы получаем "остаточное" значения для приливных вариаций, уровня воды, атмосферного давления (рис. 5.10).



**Рис. 5.10.** Линия "остатков" после извлечения "Тренда" для уровня воды (синяя линия) и (tidal+atmos)(чёрная линия). Тут tidal - приливные вариации и atmos - атмосферное давление.

Программа позволяет вычитать влияние приливных вариаций, атмосферного давления или оба одновременно (рис. 5.11).



**Рис. 5.11.** Изменения уровня воды после вычитания приливных вариаций (верхняя линия), атмосферного давления (средняя линия) и обоих параметров (нижняя линия).

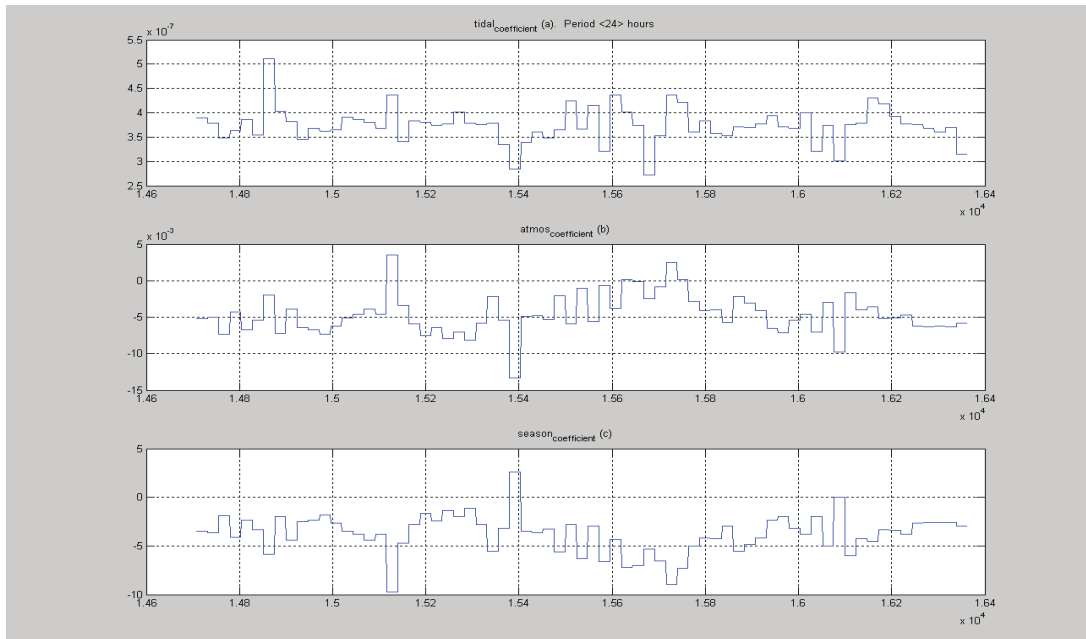
Может быть вычислена корреляция между параметрами: уровень воды и приливы; уровень воды и атмосферное давление; уровень воды и (приливные изменения + атмосферное давления).





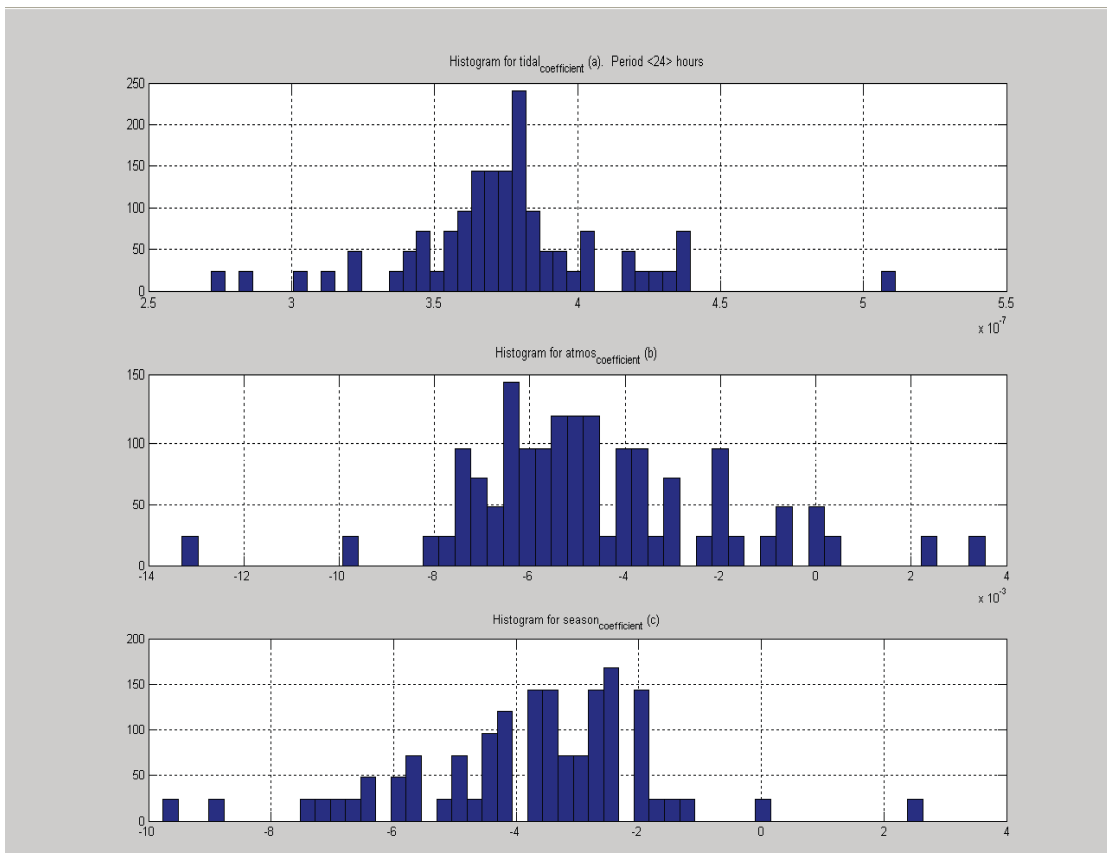
**Рис. 5.12.** Изменение коэффициента корреляции между уровнем воды и приливными вариациями. Вертикальные красные линии указывают на землетрясения.

Если нанести на временной график вычисленные коэффициенты:  $a$  - связь уровня воды и приливов,  $b$ - уровня воды и атмосферного давления, а также распределение для постоянного коэффициента  $c$ , то получим график, представленный на Рис. 5.13.



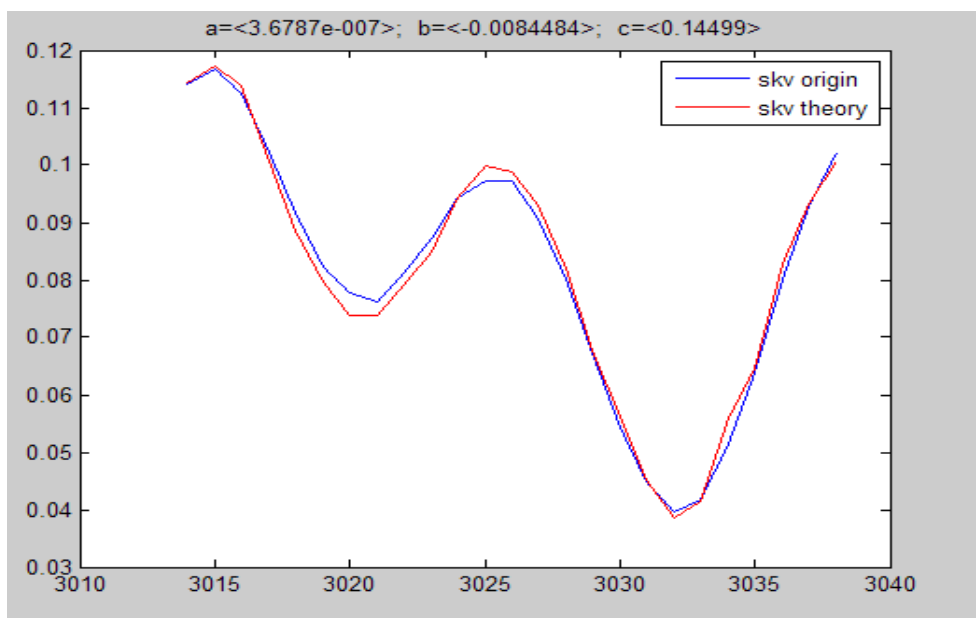
**Рис. 5.13.** Изменение коэффициентов  $a$ ,  $b$  и  $c$  (пунктирная линия). По оси абсцисс – время в часах

Вычисляются также гистограммы распределения для всех коэффициентов (рис. 5.14).



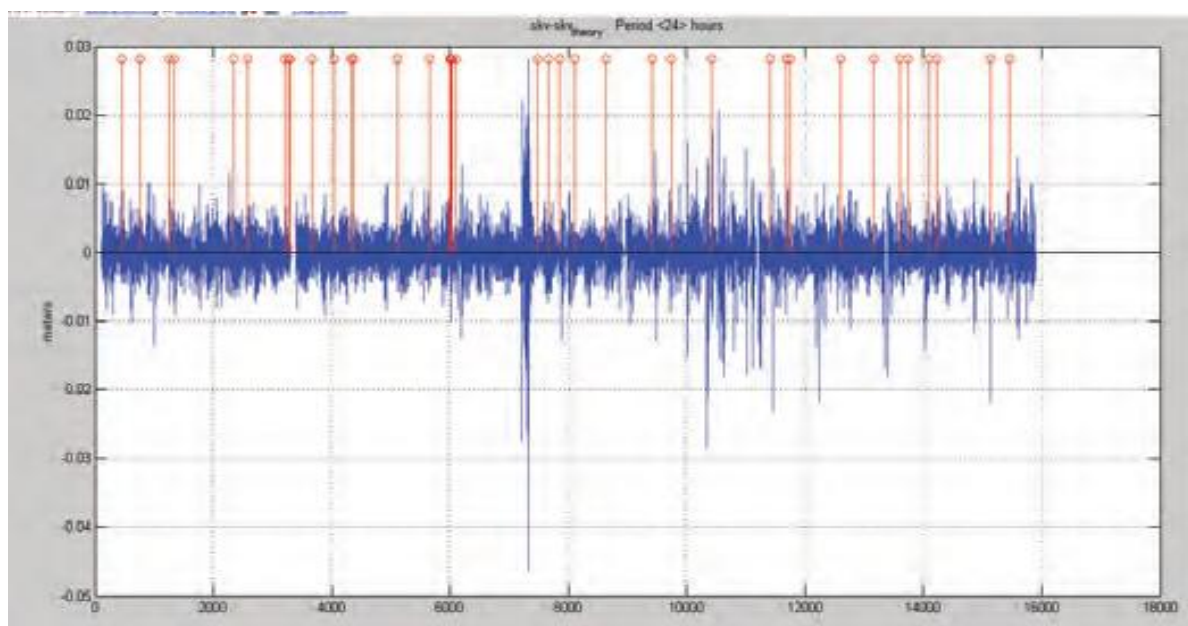
**Рис. 5.14.** Гистограммы распределений коэффициентов ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ )

На следующем рисунке (рис. 5.15) изображены уровень воды (оригинальное значение, синяя линия) и "теоретический" уровень воды (красная линия), который подсчитан с помощью (а, b, с), приливных вариаций и атмосферного давления. Кроме того программа вычисляет "остаточный" сигнал (рис. 5.16).



**Рис. 5.15** По оси абсцисс – время в часах

Кроме того программа вычисляет "остаточный" сигнал (рис. 5.16).

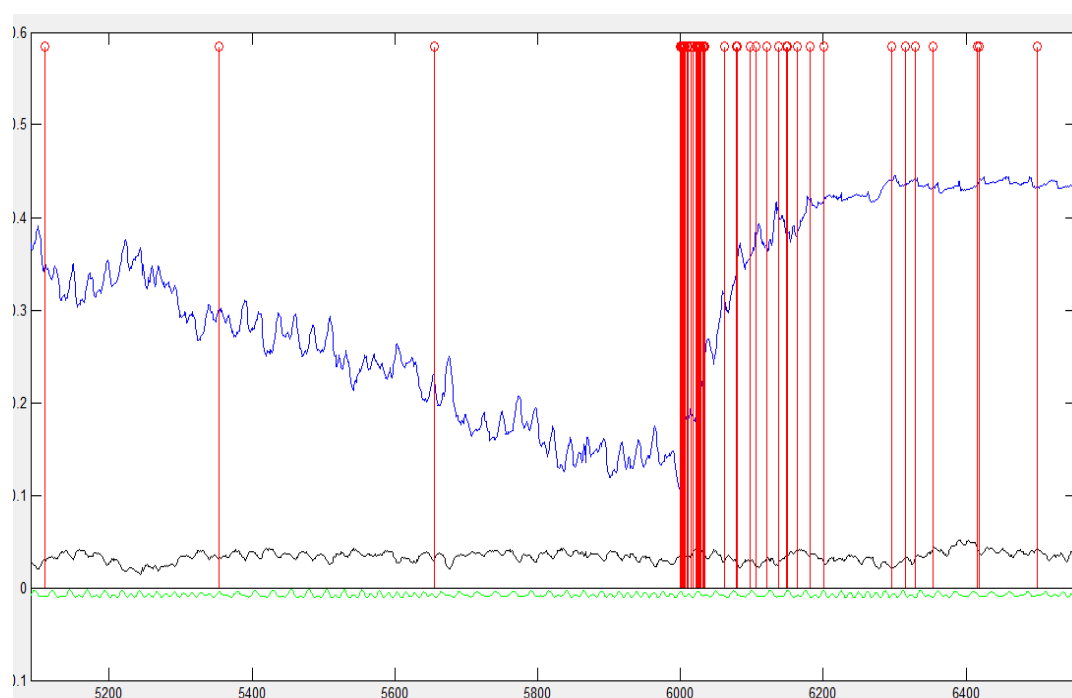


**Рис. 5.16.** Вариации сигнала "остаток". Вертикальные красные линии указывают на землетрясения. По оси абсцисс – время в часах

Результаты анализа данных показали изменения реакции коэффициентов  $a$ ,  $b$ ,  $c$  до и во время сейсмического события, что демонстрирует информативность уровня воды в качестве показателя тектонической активности.

Колебания уровня воды которые вызваны изменениями атмосферного давления и приливами земной коры, рассматриваются, как "фоновые" значения. Они меняют свой вид во время подготовки землетрясений. Амплитуда и период аномалии изменяются в зависимости от мощности готовившегося землетрясения.

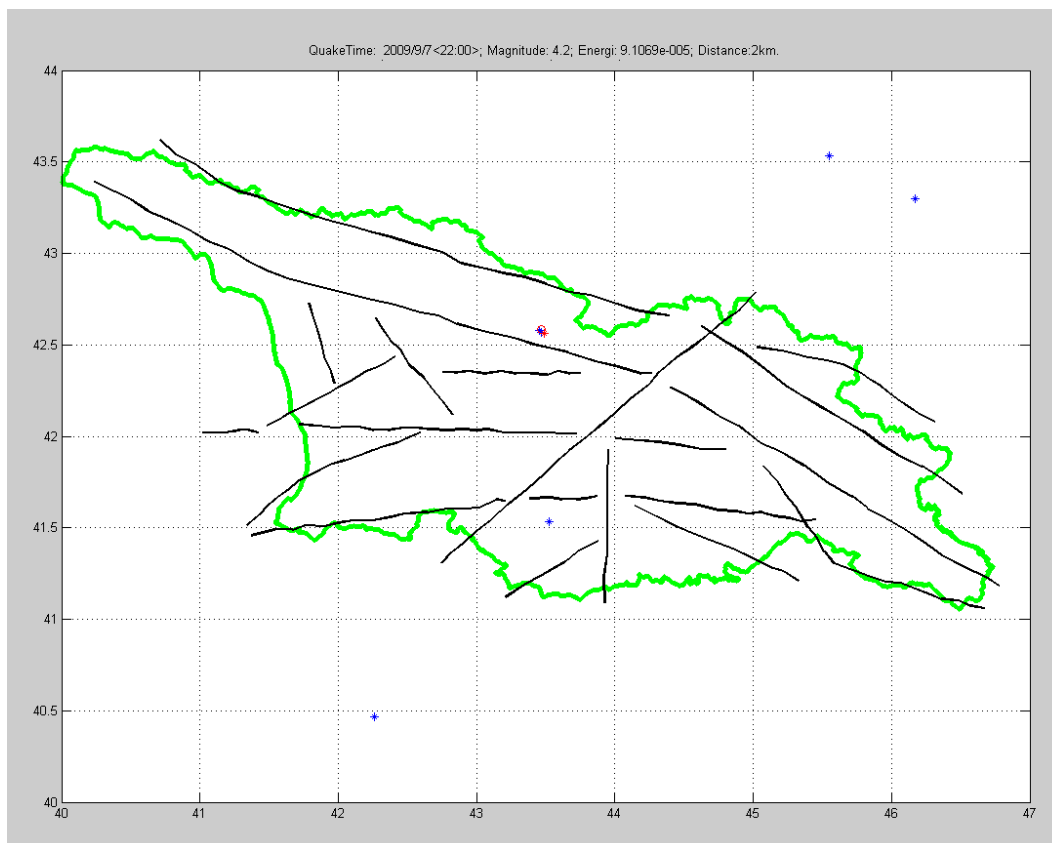
Для того, чтобы продемонстрировать методику анализа данных, рассмотрим изменения параметров в процессе подготовки землетрясения в период с 12.08.2009 ( $M = 4$ ) по 9.09.2009 ( $M = 4.6$ ) ("Рача") для трёх станций. Первая из них - "Они", расположена в эпицентральной области, вторая - "Аджамети", находится в 100 км в юго-западном направлении и, наконец, "Лагодехи" находится в 200 км на восток от эпицентра.



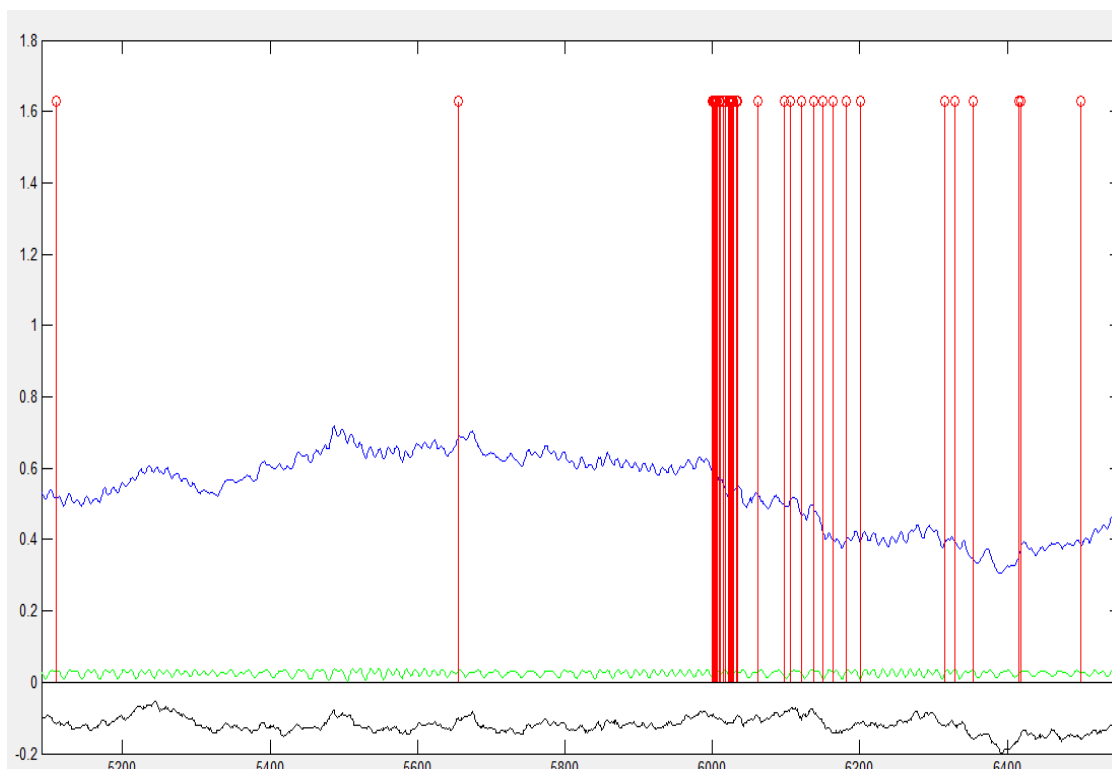
**Рис. 5.17** Изменение уровня воды (верхняя линия), атмосферного давления (средняя линия) и приливных вариаций (нижняя линия) на станции "Они".

Вертикальные линии отмечают землетрясения. По оси абсцисс – время в часах

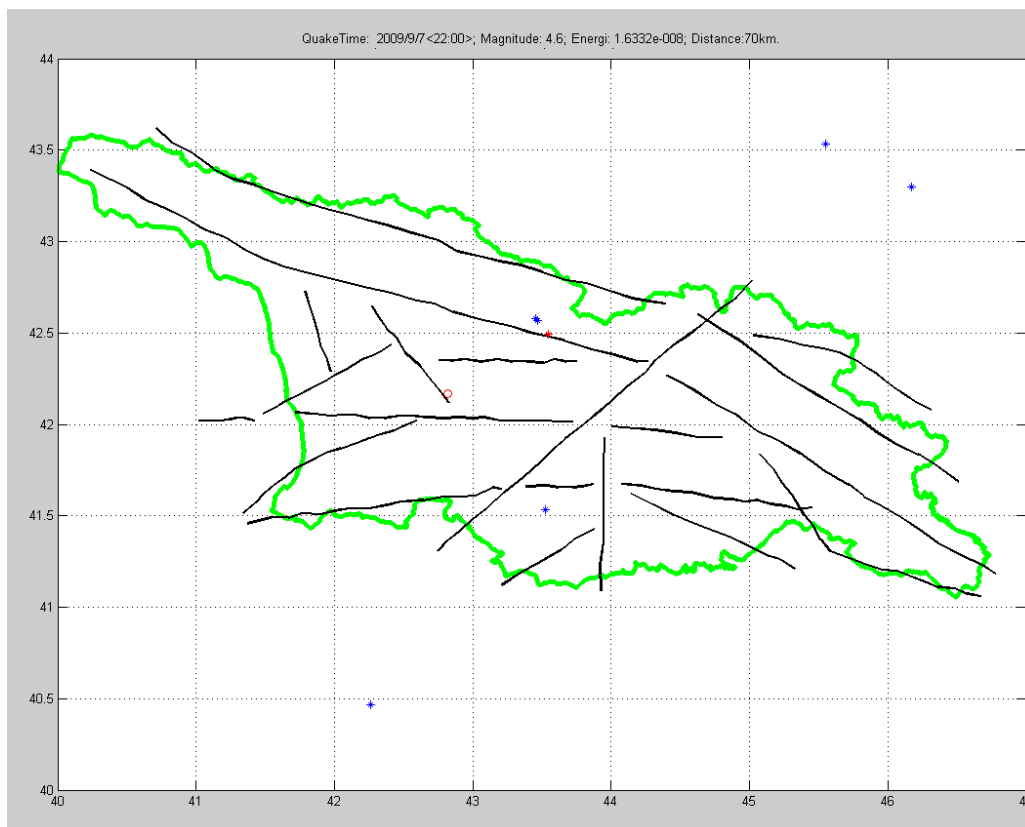
На рисунке видны нарушения, которые произошли на станции Они во время периода землетрясения в Рача.



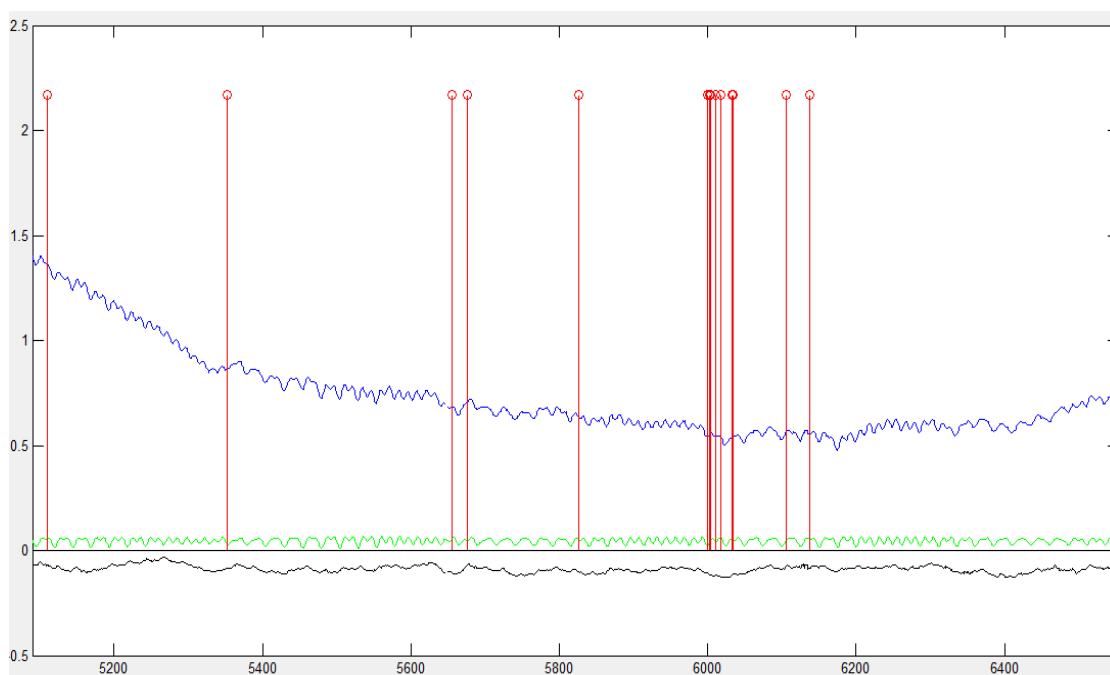
**Рис. 5.17а.** Схема расположения скважины "Они" (красная окружность) и эпицентры землетрясений (синие звездочки-все, красная - выбранное).



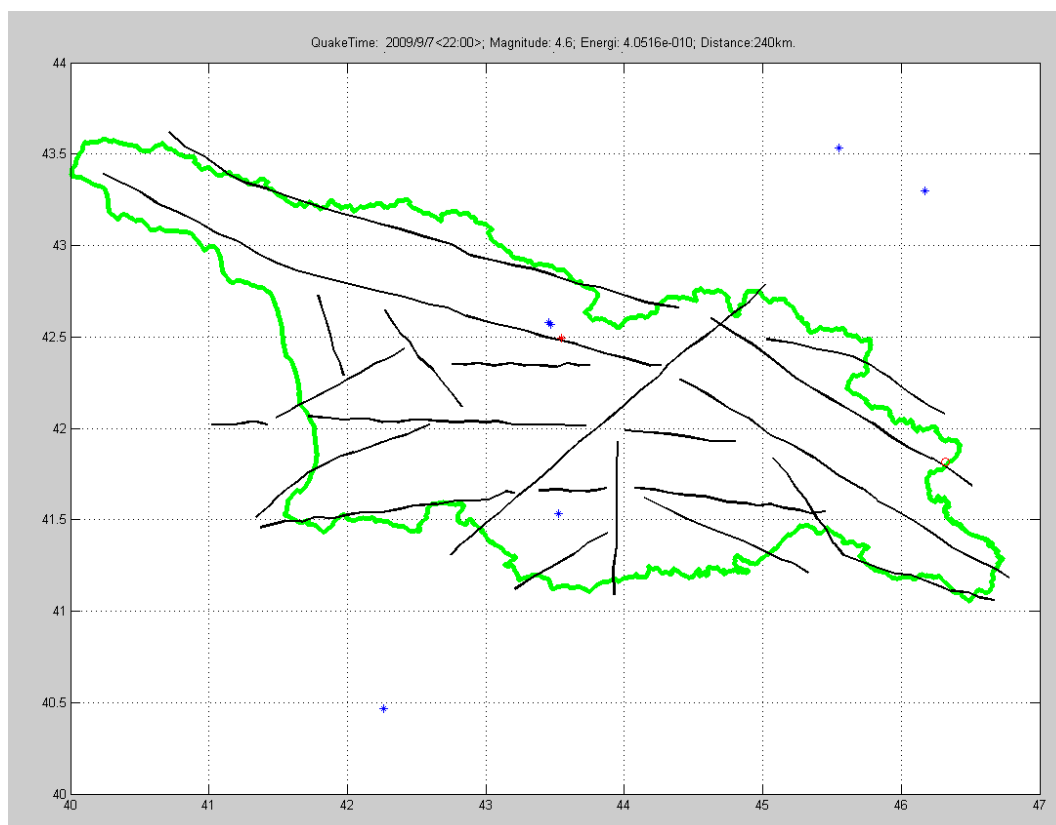
**Рис. 5.18.** Результаты наблюдений на станции "Аджамети". Обозначения аналогичны рис. 5.17



**Рис. 5.18а.** Схема расположения скважины "Аджамети" (красная окружность) и эпицентры землетрясений (синие звездочки-все, красная - выбранное)



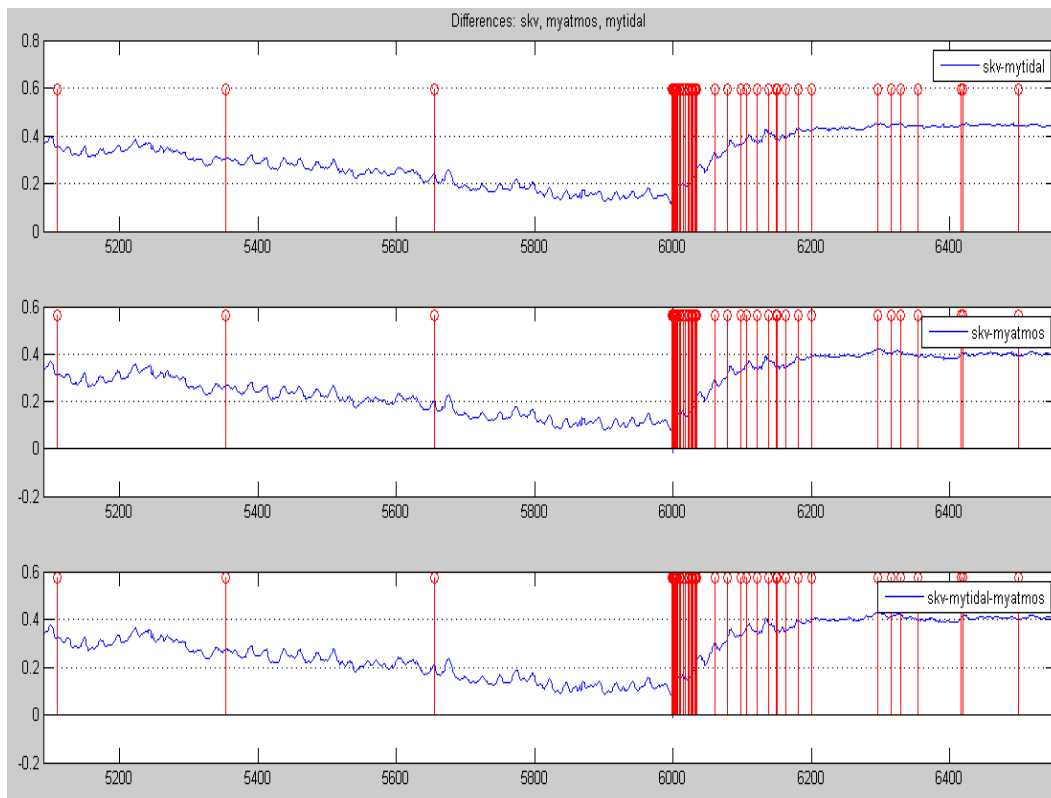
**Рис. 5.19.** Изменение уровня воды в м (верхняя линия), атмосферного давления в мм Нг (нижняя линия) и приливных вариаций в млгал (средняя линия) на станции "Лагодехи". Вертикальные линии отмечают землетрясения.



**Рис. 5.19а.** Схема расположения скважины "Лагодехи"(красная окружность) и эпицентры землетрясений (синие звездочки-все, красная - выбранное)

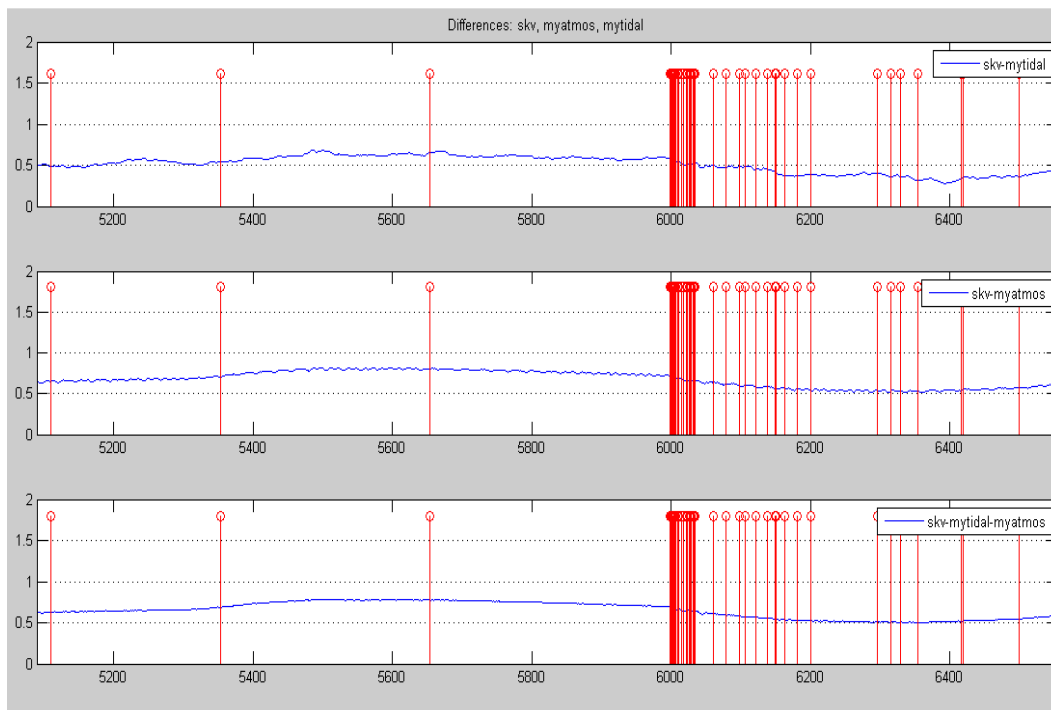
На этих графиках показаны изменения различных полей на станциях. Изменение уровня воды как мультисигнальное значение содержит влияния всех экзогенных (приливные вариации, атмосферное давление и осадки) и эндогенных (землетрясения) факторов. В сейсмически спокойный период изменение фона вызвано только внешними факторами, но в процессе подготовки землетрясений характер вариаций изменяется. В этот период наблюдаются нарушения в изменении уровня воды до и после землетрясения (рис. 5.17 – 5.19а).

Для того, чтобы вычислить "геодинамический сигнал", специальная программа удаляет каждый экзогенный фактор из мультисигнала по отдельности (рис. 5.20 - 5.22).



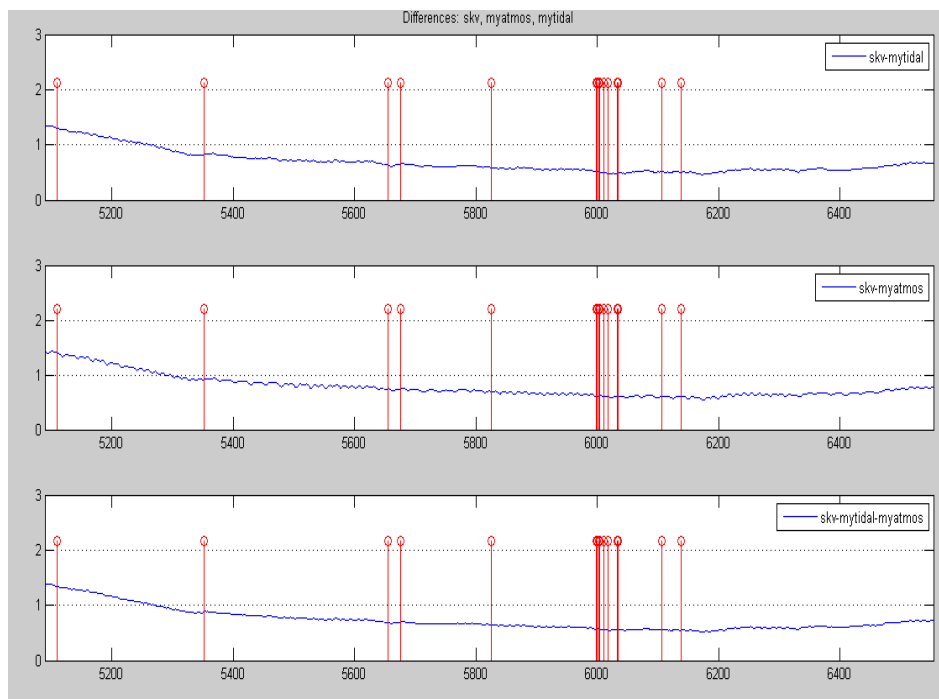
**Рис. 5.20.** Удаление экзогенного фактора из мультисигнала на станции "Они".

Мультисигнал без приливных вариаций (верхняя линия), без атмосферного давления (средняя линия) и после удаления обоих параметров (нижняя линия). Вертикальные линии отмечают землетрясения. По оси абсцисс – время в часах



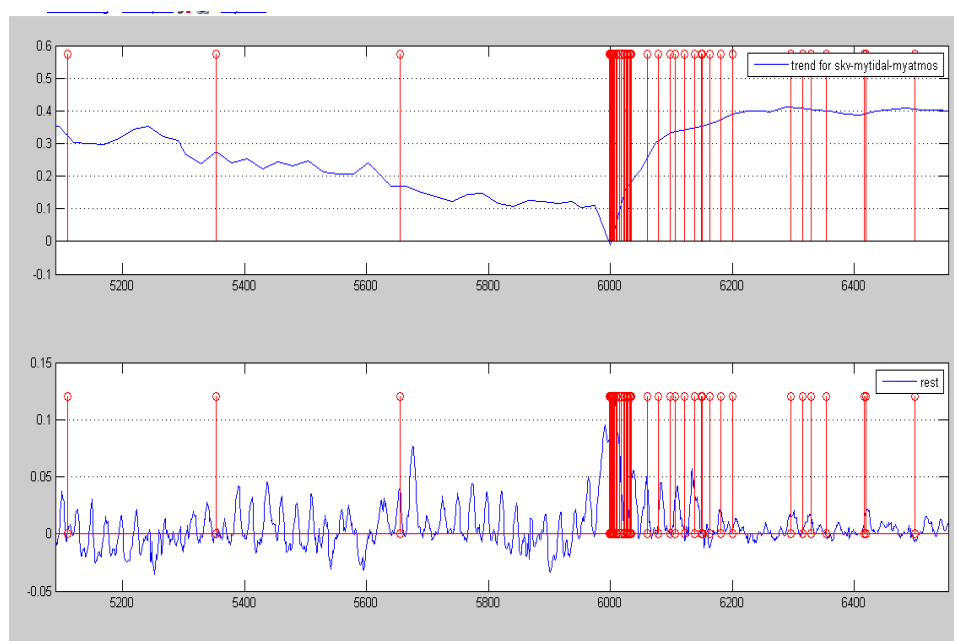
**Рис. 5.21.** Удаление экзогенного фактора из мультисигнала на станции "Аджамети". Обозначения аналогичны рис. 5.20



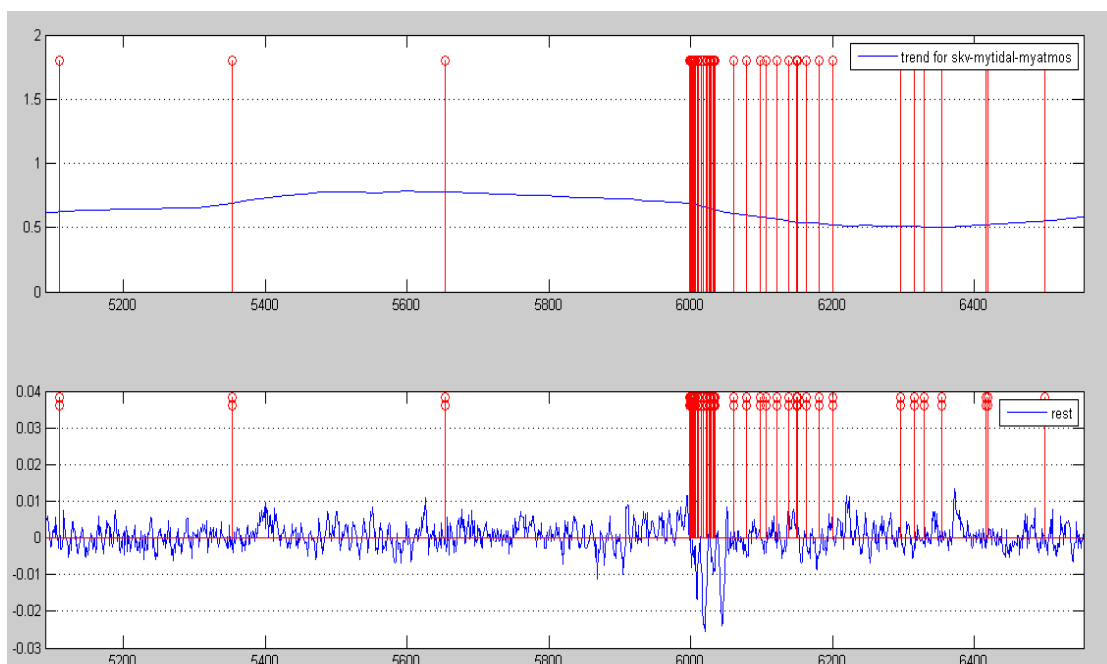


**Рис. 5.22.** Удаление экзогенного фактора из мультисигнала на станции "Лагодехи". Обозначения аналогичны рис. 5.20

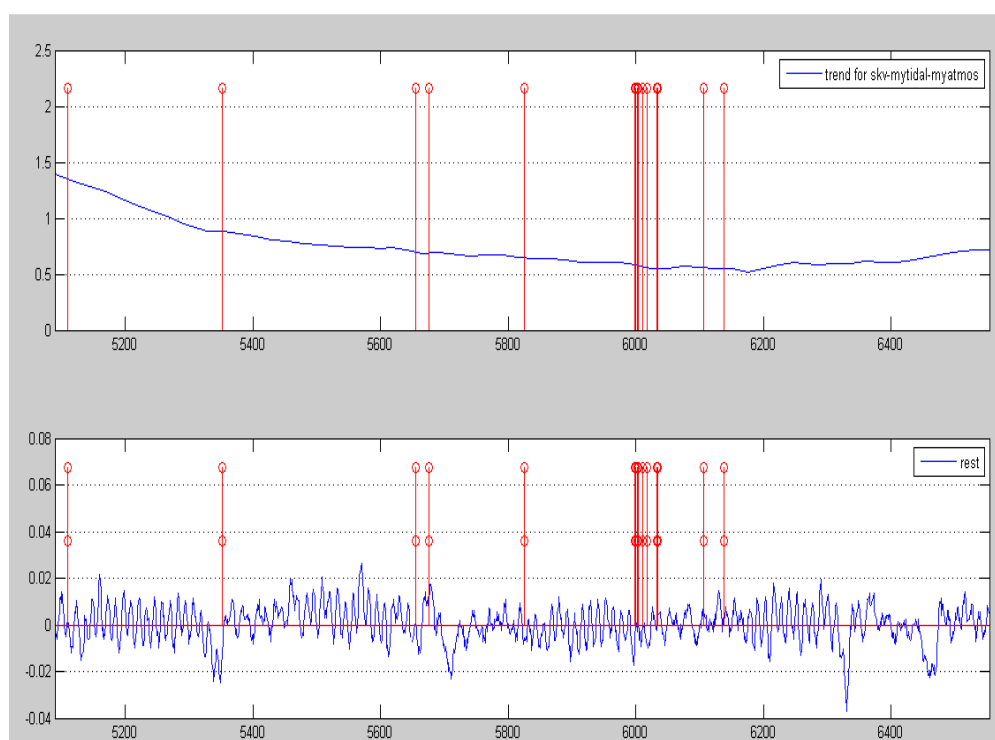
Кроме того, программа вычисляет изменение "геодинамического" сигнала – как разницу между наблюдаемым и теоретическим значениям уровня воды и "остаточное" значение высокочастотного сигнала в изменении уровня воды (рис. 5.23 - 5.25).



**Рис. 5.23.** Вариация "Тренда" геодинамического сигнала (верхняя линия) и "остаточное" значение (нижняя линия) на станции "Они"



**Рис. 5.24.** Вариация "Тренда" геодинамического сигнала (верхняя линия) и "остаточное" значение (нижняя линия) на станции "Аджамети"

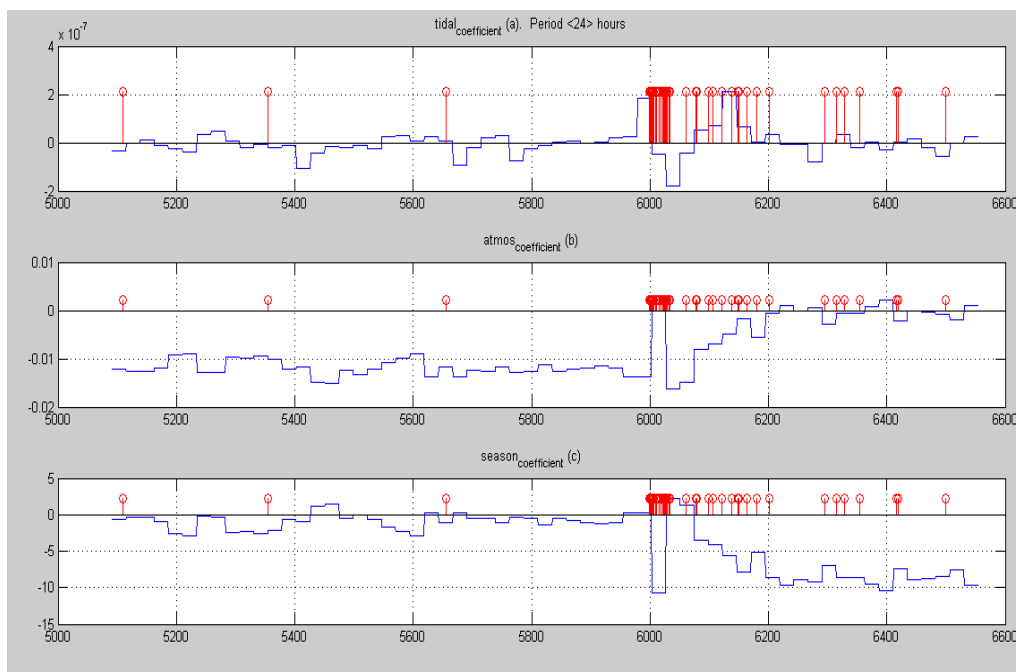


**Рис. 5.25.** Вариация "Тренда" геодинамического сигнала (верхняя линия) и "остаточное" значение (нижняя линия) на станции "Лагодехи"

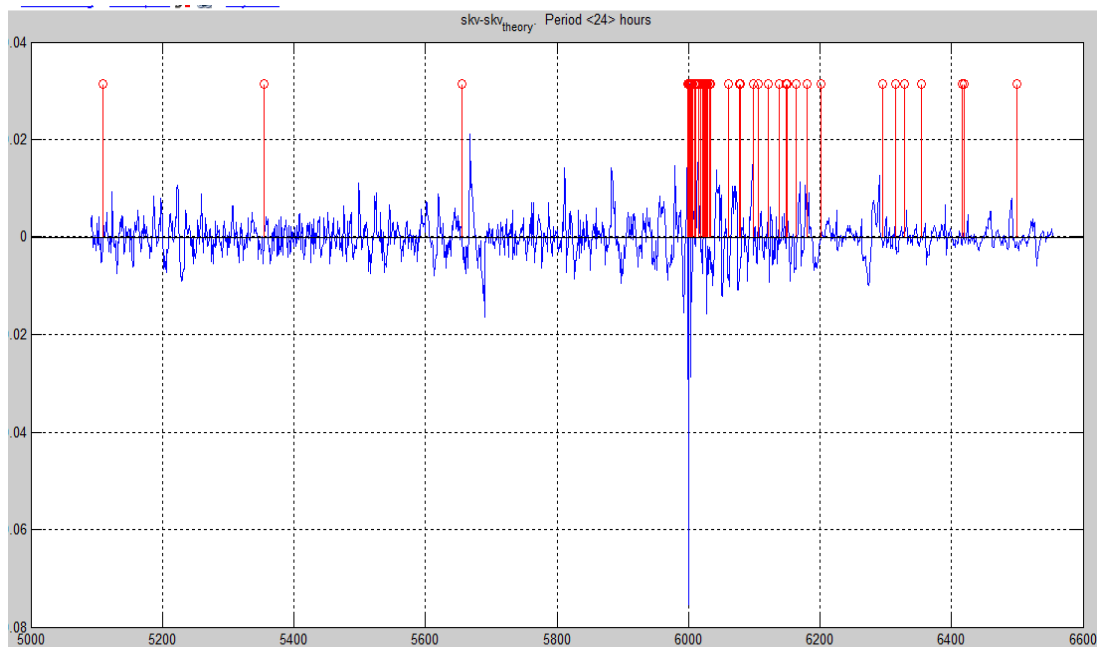
Как мы заметили, было зафиксировано падения уровня воды на скважинах "Они" и "Лагодехи" и увеличение на скважине "Аджамети". Эффект падения

характерен для процесса декомпрессии, а увеличение – для сжатия водоносного горизонта перед землетрясением в Рача. После рассмотренного события уровень воды в скважине "Аджамети" идет вниз, это характеризует процесс декомпрессии. Станция "Они" сохраняет процесс сжатия.

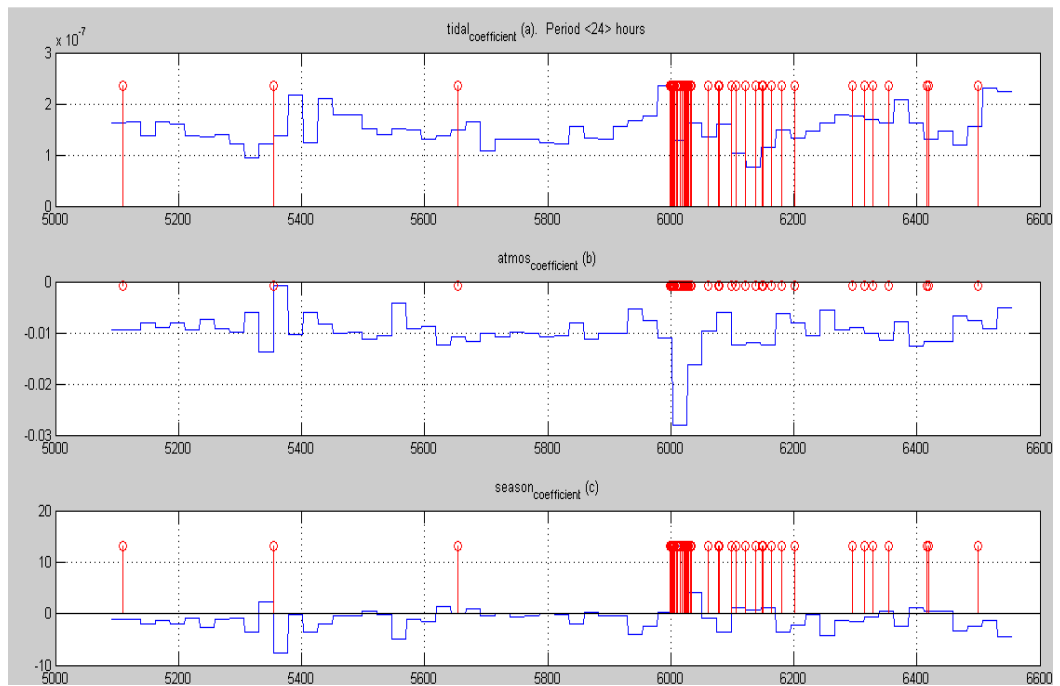
Для того, чтобы вычислить статистическую зависимость между изменениями в коэффициентах  $a$ ,  $b$ ,  $c$  и других параметров и связать его с энергией, достигающей области скважин от эпицентра зоны, была написана специальная программа (автор Кобзев Геннадий). Значения "фона" коэффициентов  $a$ ,  $b$ ,  $c$  и сигнал "остатка" в период землетрясений на трёх станциях приведены на рис. 5.26-5.31.



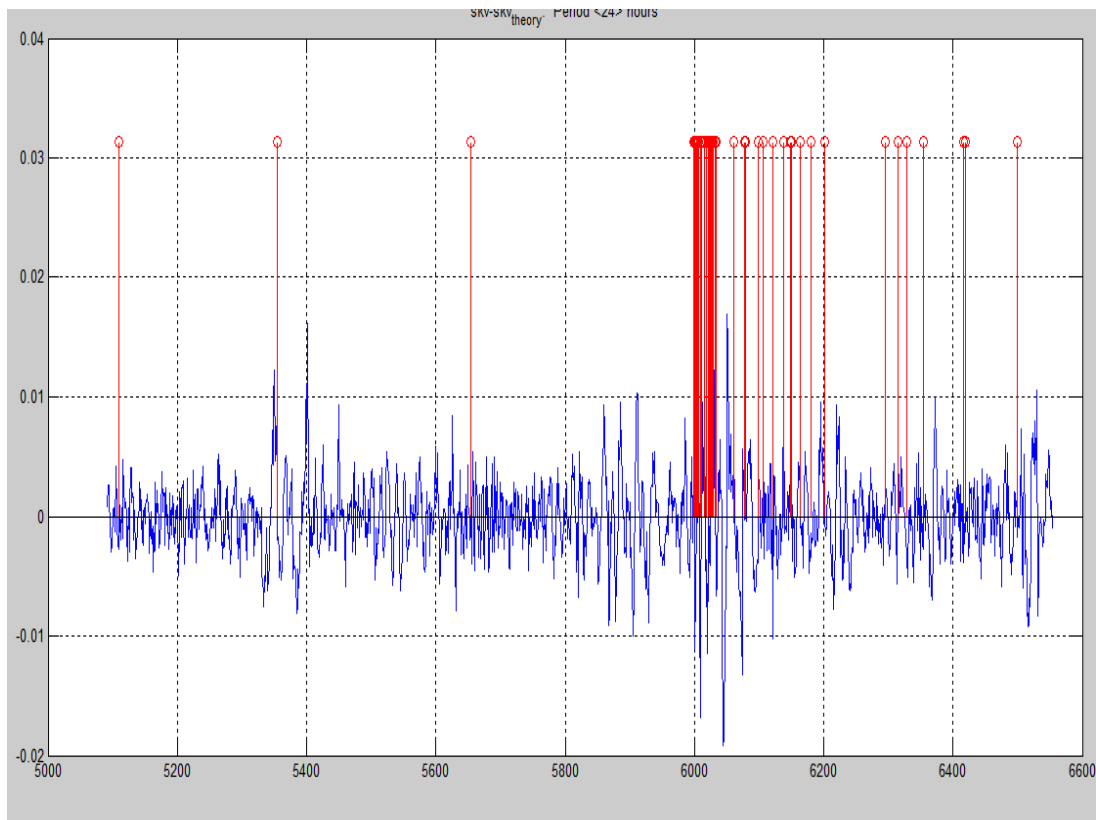
**Рис. 5.26.** Изменения коэффициентов  $a$ ,  $b$  и  $c$  на станции "Они". По оси абсцисс – время в часах



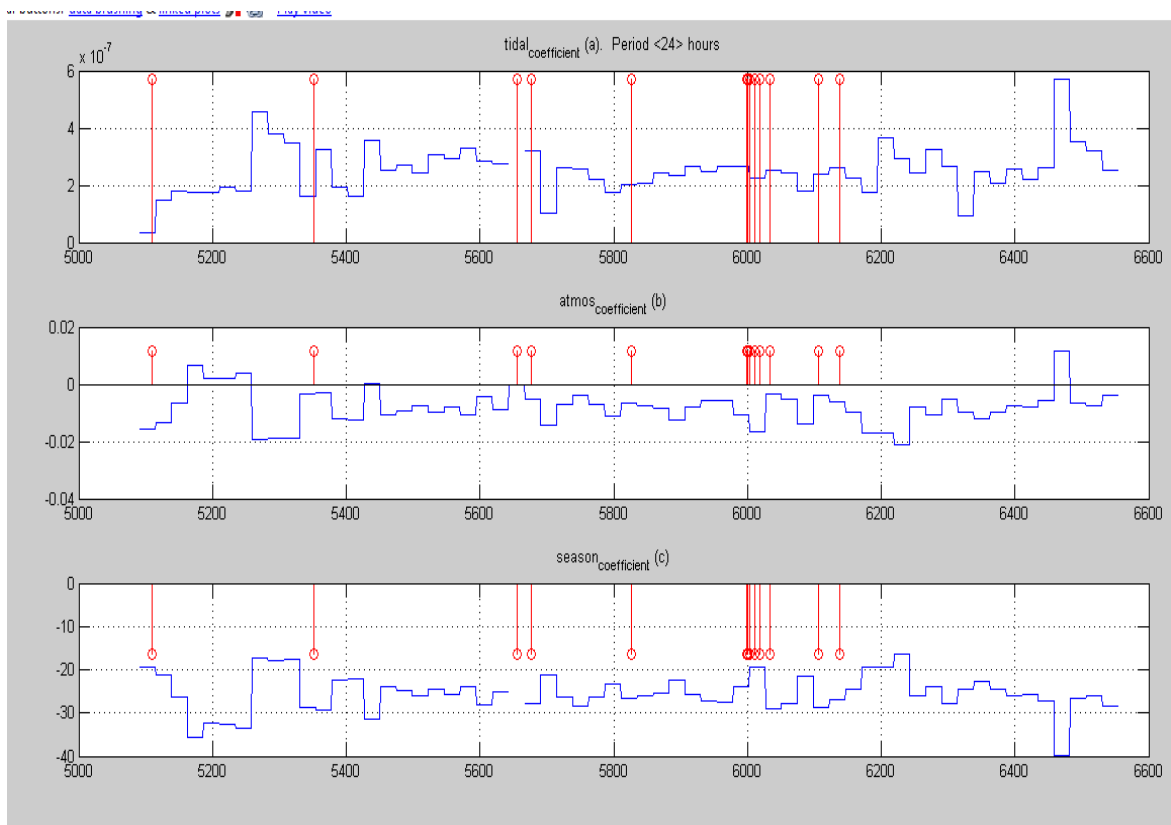
**Рис. 5.27.** Вариация сигнала "остаток" на станции "Они"



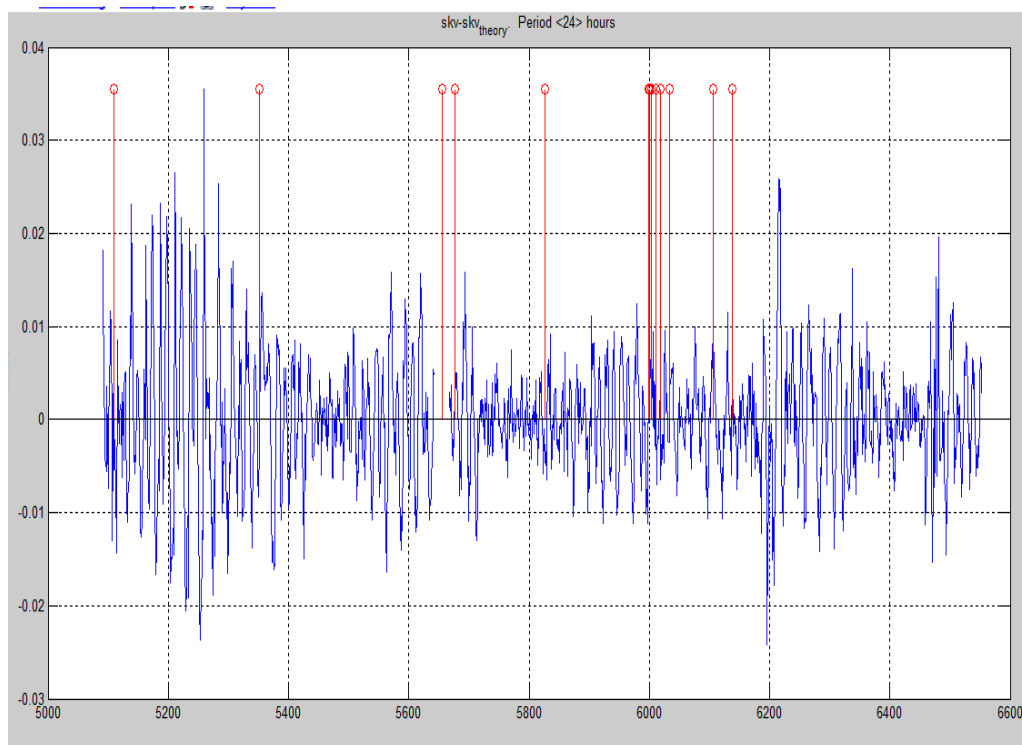
**Рис. 5.28.** Изменения коэффициентов  $a$ ,  $b$  и  $c$  на станции "Аджамети"



**Рис. 5.29.** Вариация "остатка" на станции "Аджамети". Вертикальные линии отмечают землетрясения



**Рис. 5.30.** Изменения коэффициентов  $a$ ,  $b$  и  $c$  на станции "Лагодехи"

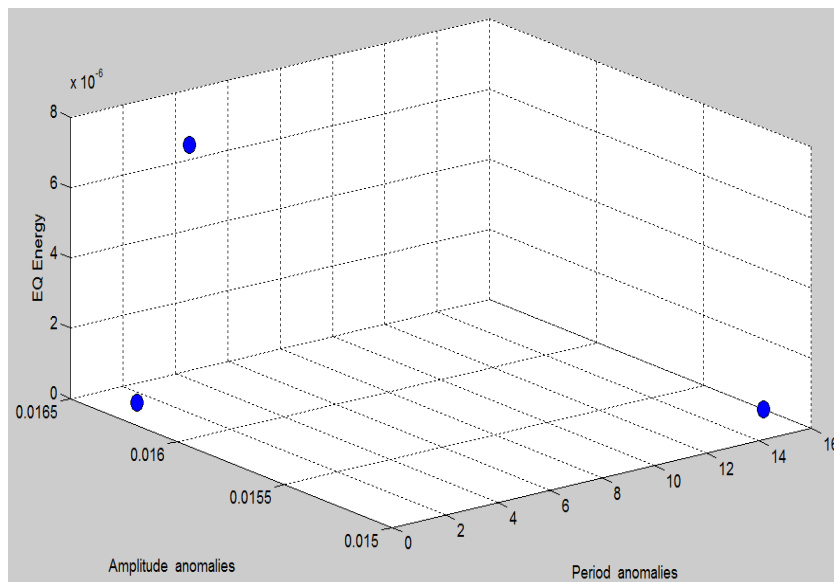


**Рис. 5.31.** Вариация "остатка" на станции "Лагодехи"

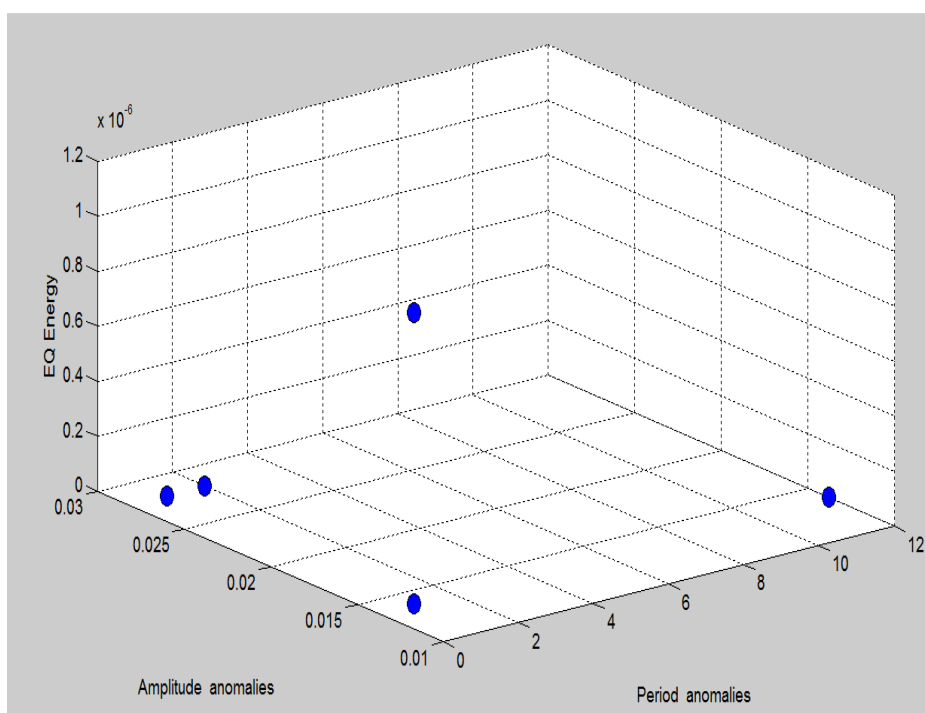
Значения "Фона" уровня воды меняется до и после события. Характер изменения коэффициентов для каждой скважины зависит от энергетической величины, которая достигла в области скважинах.

Скважина "Лагодехи" является более чувствительной к местным землетрясениям, чем для землетрясения в "Рача". В то же время амплитуда изменения перед землетрясением в "Рача" сильнее на станции "Аджамети". Это можно объяснить большей чувствительности деформации станции "Аджамети".

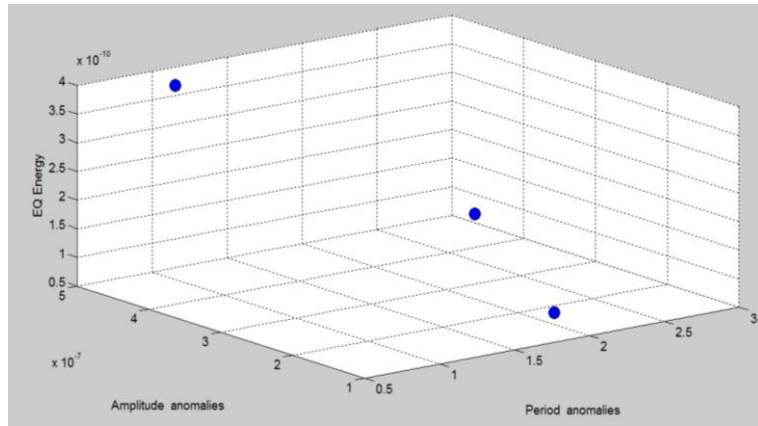
Специальная программа рассчитывает зависимость между энергией землетрясения и характеристикой аномалии (амплитуда и период аномалий) (рис. 5.32 - 5.34).



**Рис. 5.32.** Зависимость между амплитудой уровня воды в м, периодами аномалий в днях и энергией землетрясений на станции "Они"



**Рис. 5.33.** Зависимость между амплитудой уровня воды в м, периодами аномалий в днях и энергией землетрясений на станции "Аджамети"



**Рис. 5.34.** Зависимость между амплитудой уровня воды в м, периодами аномалий в днях и энергией землетрясений на станции "Лагодехи"

Полученные результаты (рис. 5.32 - 5.34) показывают, что амплитуда аномалии для станции "Они" в основном находится между 0.016 и 0.0165 м в течение 4-х дней. Для станции "Аджамети" амплитуда аномалии в основном расположена между 0.025 и 0.03 м в течение 2-х дней. Для станции "Лагодехи" амплитуда аномалии расположена между 2 и 4 м в течении 3-х дней. На станциях "Лагодехи" и "Аджамети" период аномалий меньше, чем на станции "Они", так как они находятся далеко от эпицентра.

На рис. 5.35 (a,b,c) показана зависимость между продолжительностью аномалии (в днях) и энергией землетрясений на станциях "Аджамети", "Они" и "Лагодехи". Высокая энергия зарегистрирована в период первых 5 дней аномалии.

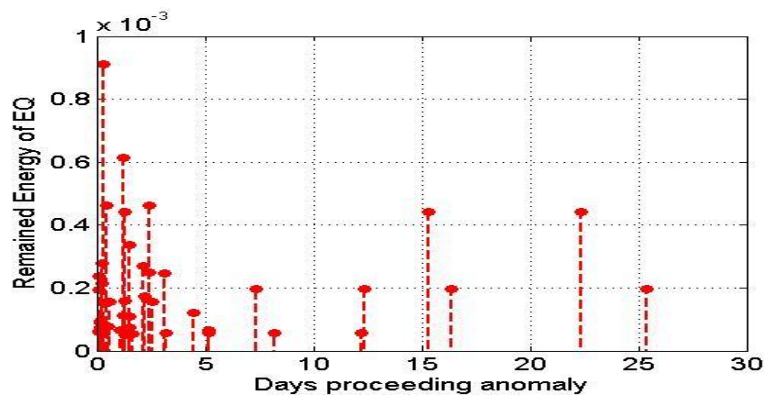




Рис. 5.35(а). Зависимость между продолжительностью аномалия (в днях) и энергией землетрясений на станции "Аджамети"

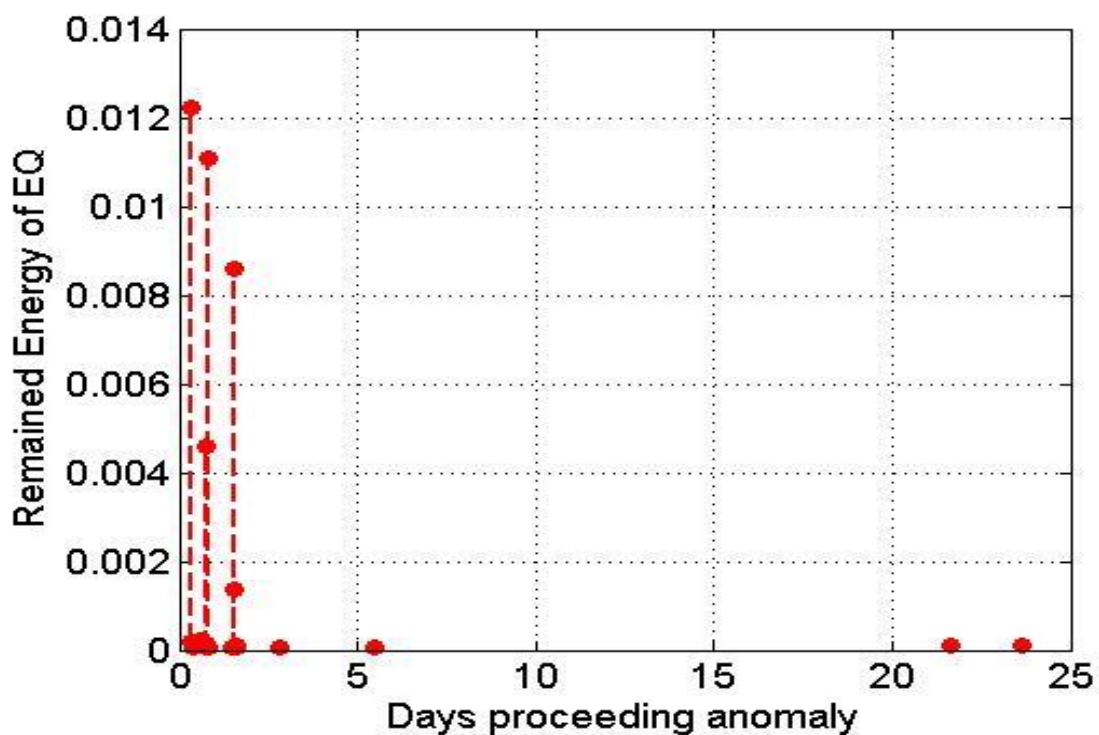


Рис. 5.35(б). Зависимость между продолжительностью аномалии (в днях) и энергией землетрясений на станции "Они"

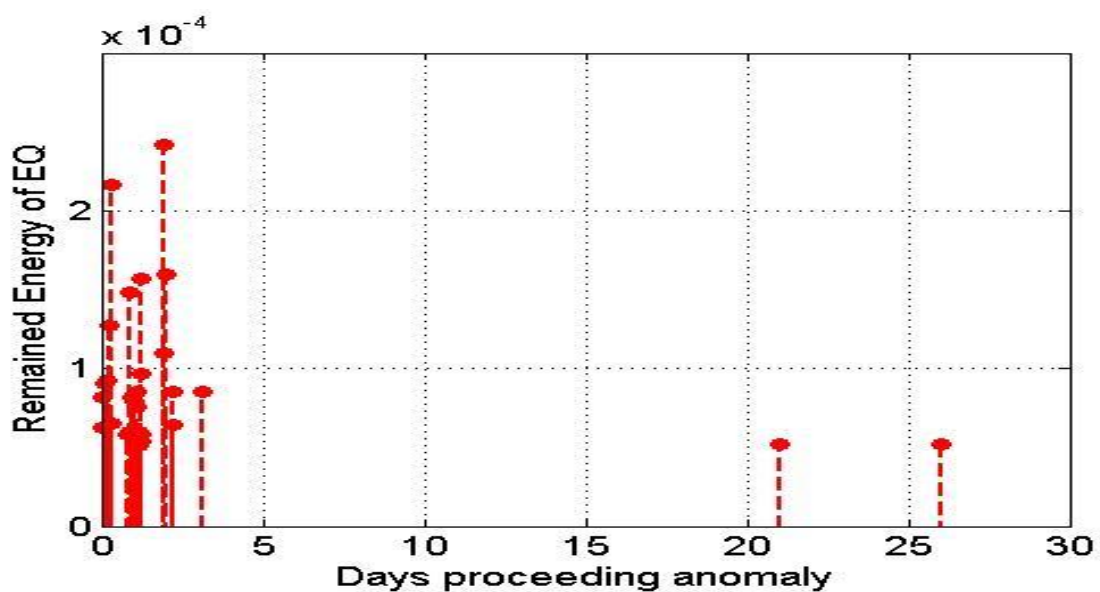


Рис. 5.35(с). Зависимость между продолжительностью аномалии (в днях) и энергией землетрясений на станции "Лагодехи"

На рис. 5.36 (a,b,c) показана корреляция между сдвигом во времени (запаздывание) между экстремумом уровня воды и приливами с энергией

землетрясений. Как правило, период сдвига во времени увеличивается с увеличением энергии.

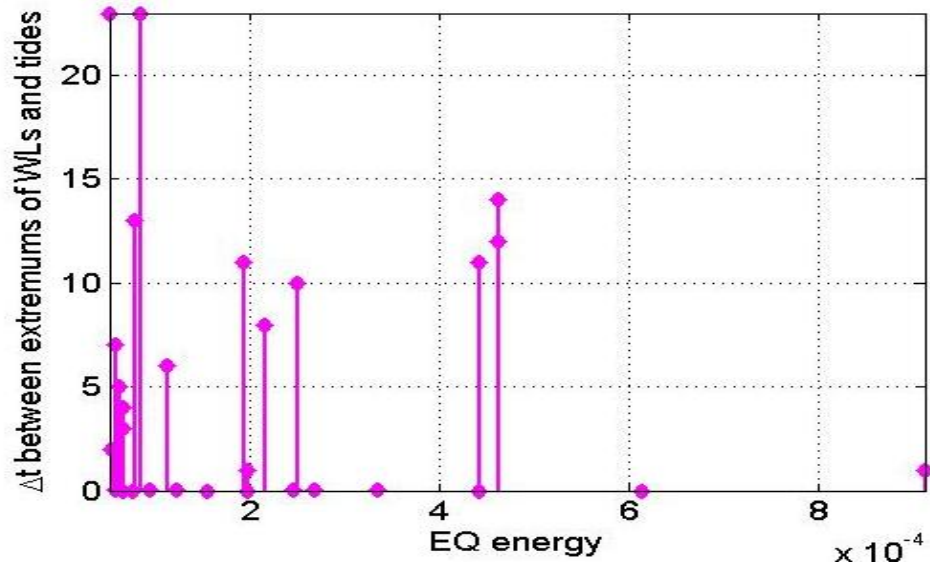


Рис. 5.36(а). Зависимость сдвига во времени (в днях) между экстремумом уровня воды и приливами от энергии землетрясений на станции "Аджамети"

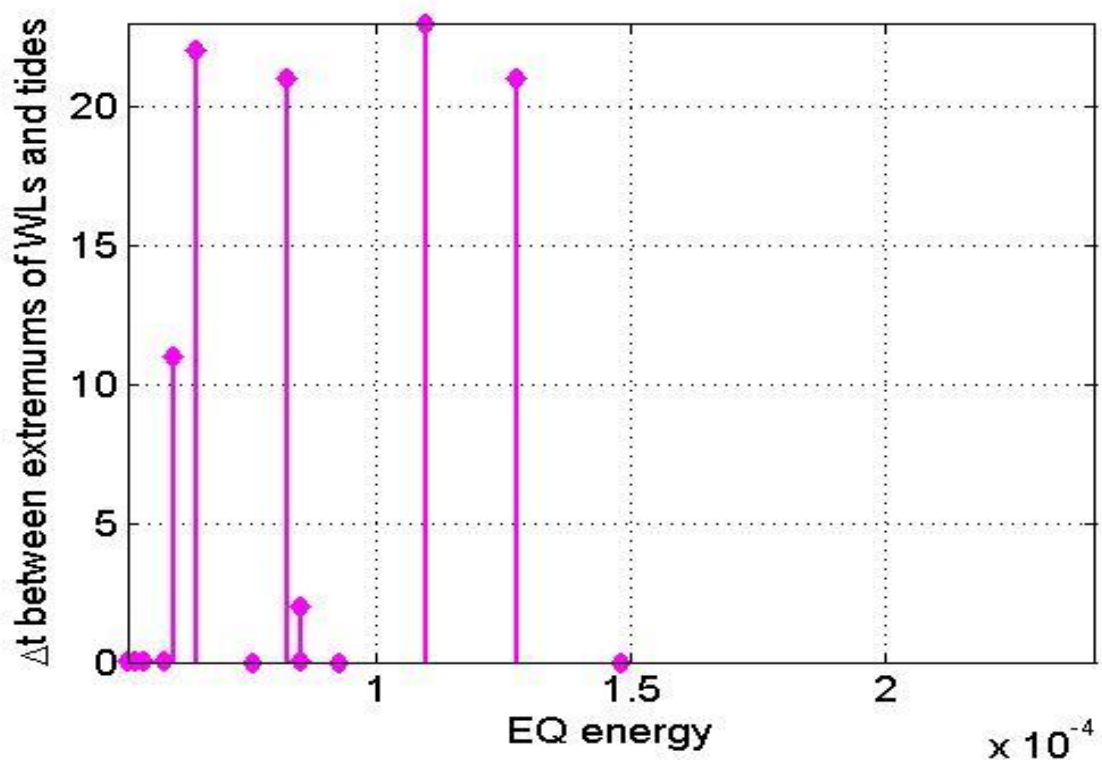
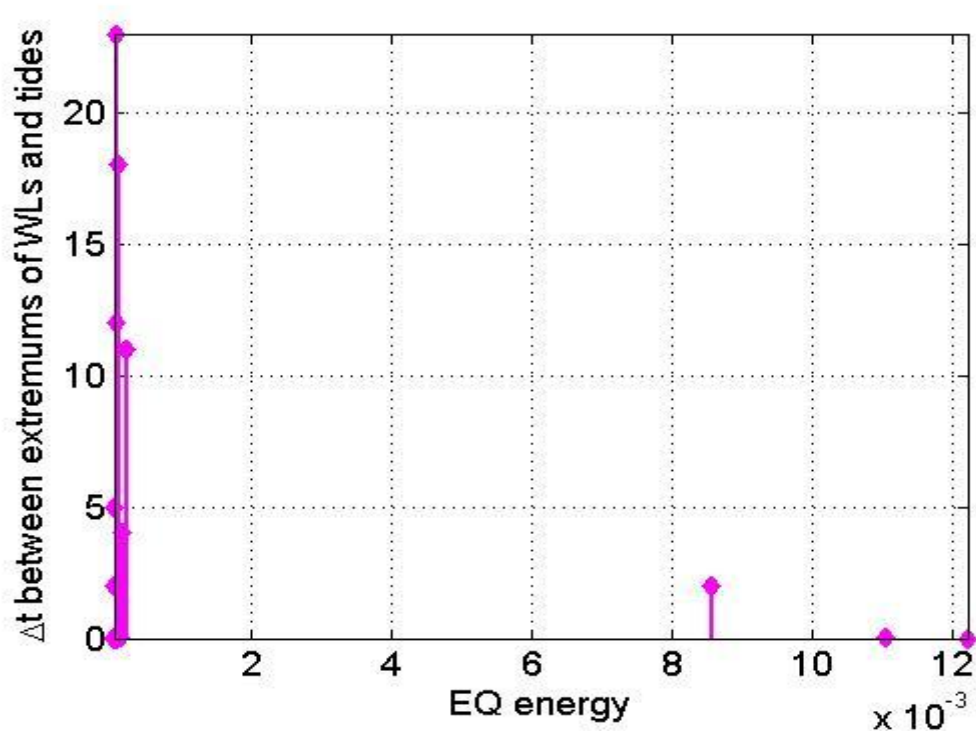


Рис. 5.36(б). Зависимость сдвига во времени между экстремумом уровня воды и приливами от энергии землетрясений на станции "Лагодехи"



**Рис. 5.36(с).** Зависимость сдвига во времени (в днях) между экстремумом уровня воды и приливами от энергии землетрясений на станции "Они"

Таким образом, была установлена информативность различных скважин с точки зрения прогнозирования землетрясений. Зафиксированные аномалии совпадают с периодом подготовки сильных землетрясений. Характеристика аномалий (амплитуда, период и т.д.) коррелируют с силой землетрясения. Тем не менее, в некоторых случаях высокие уровни аномалии фиксируются в скважинах, расположенных относительно далеко от эпицентра.

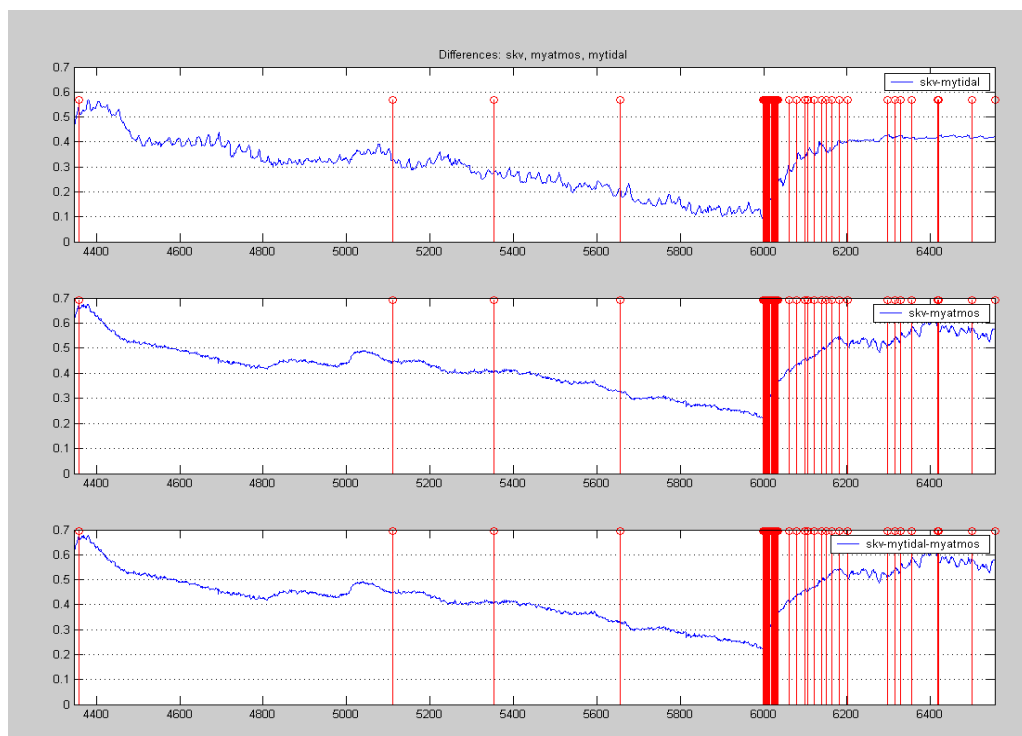
Для того, чтобы это объяснить, следует изучить чувствительность каждой скважины, а также распределение поля деформации на участке скважины и её геологические характеристики.

### §5.3 Эволюция геодеформационного поля в период подготовки землетрясения

Современные методы прогноза землетрясений позволяют проследить во времени и пространстве за изменением напряженно-деформированного состояния в земной коре.

С целью мониторинга тектонических процессов в режиме реального времени и выделения сейсмического компонента, на основании предыдущих исследований был разработан специальный метод.

Программа Matlab позволяет вычислить корреляцию между колебаниями уровня воды и теми внешними факторами, которые дают возможность разделить мультисигнал на его компоненты. А именно, мы получаем "расчетный" (очищенный) сигнал без влияния вариаций приливов, атмосферного давления и осадков (рис. 5.37) и полученный сигнал может быть разделен на две компоненты - "геодинамический" (тренд) и "шум" (рис. 5.38).



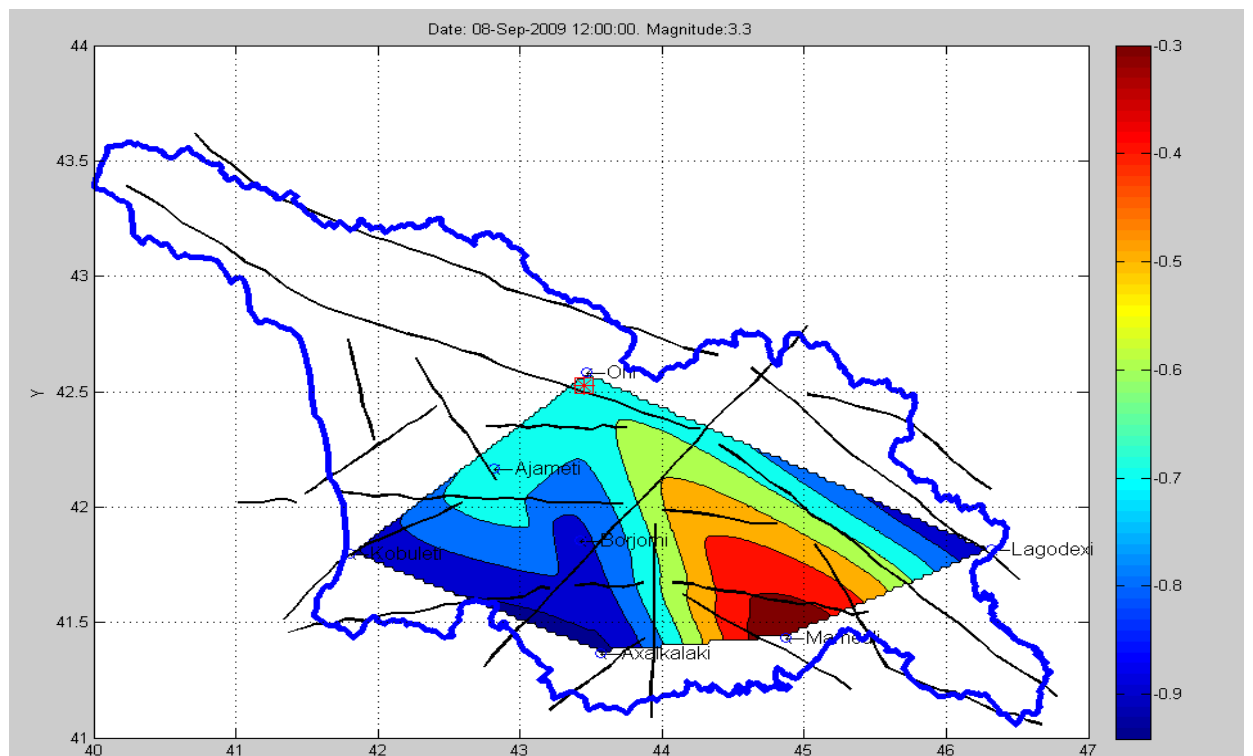
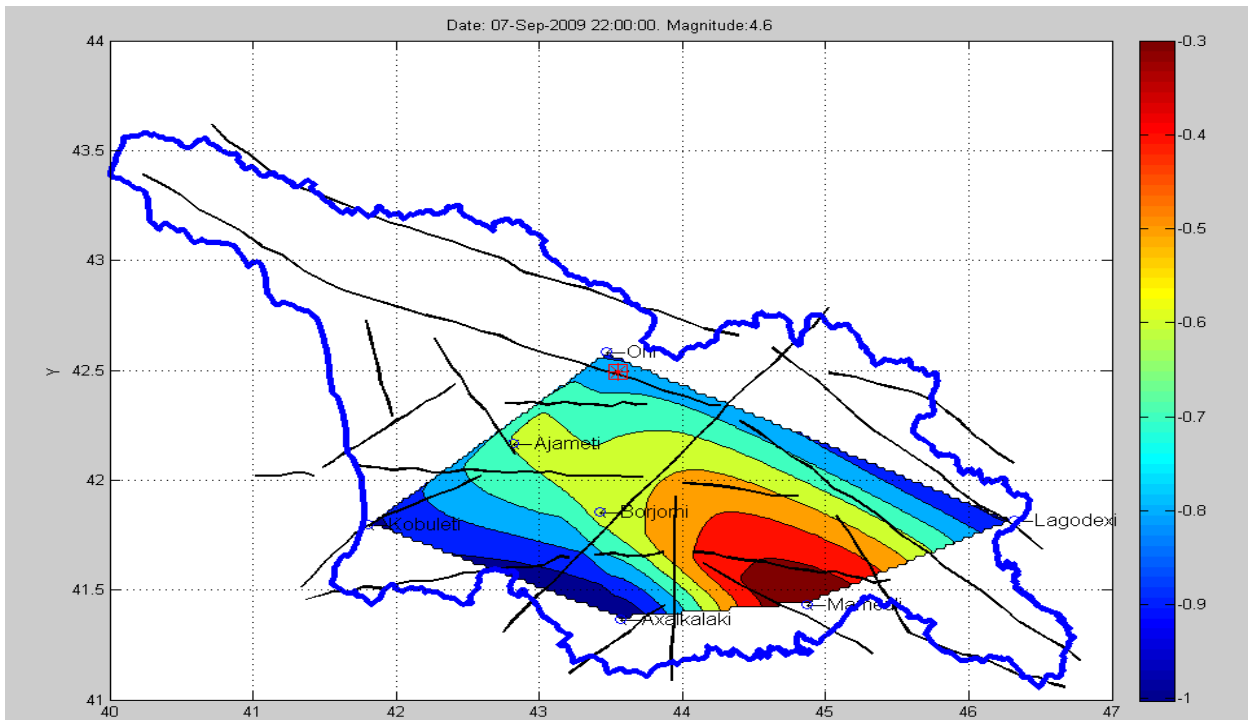
**Рис. 5.37.** Удаление "экзогенных" компонентов



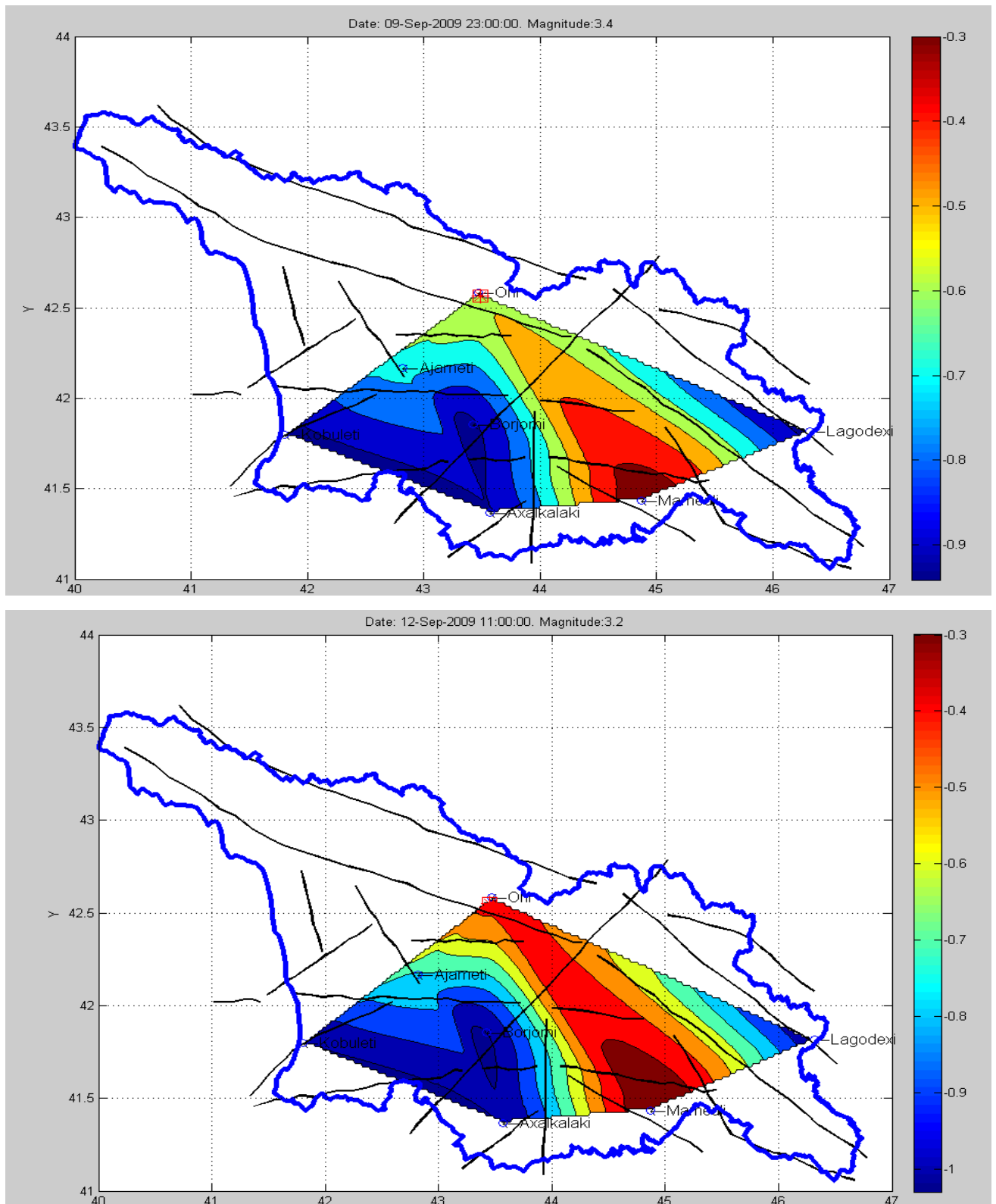
**Рис. 5.38.** Вариация сигналов - "геодинамический" сигнал и "шум"

Для каждой скважины были рассчитаны соответствующие значения. Следующим шагом является стандартизация (нормировка) "геодинамического" компонента станции от (-1) до (+1) и создании геодинамического картины. Положительное значение сигнала (действительное значение уровня воды больше, чем теоретическое) соответствует деформации при сжатии, а отрицательное значение – при расширении.

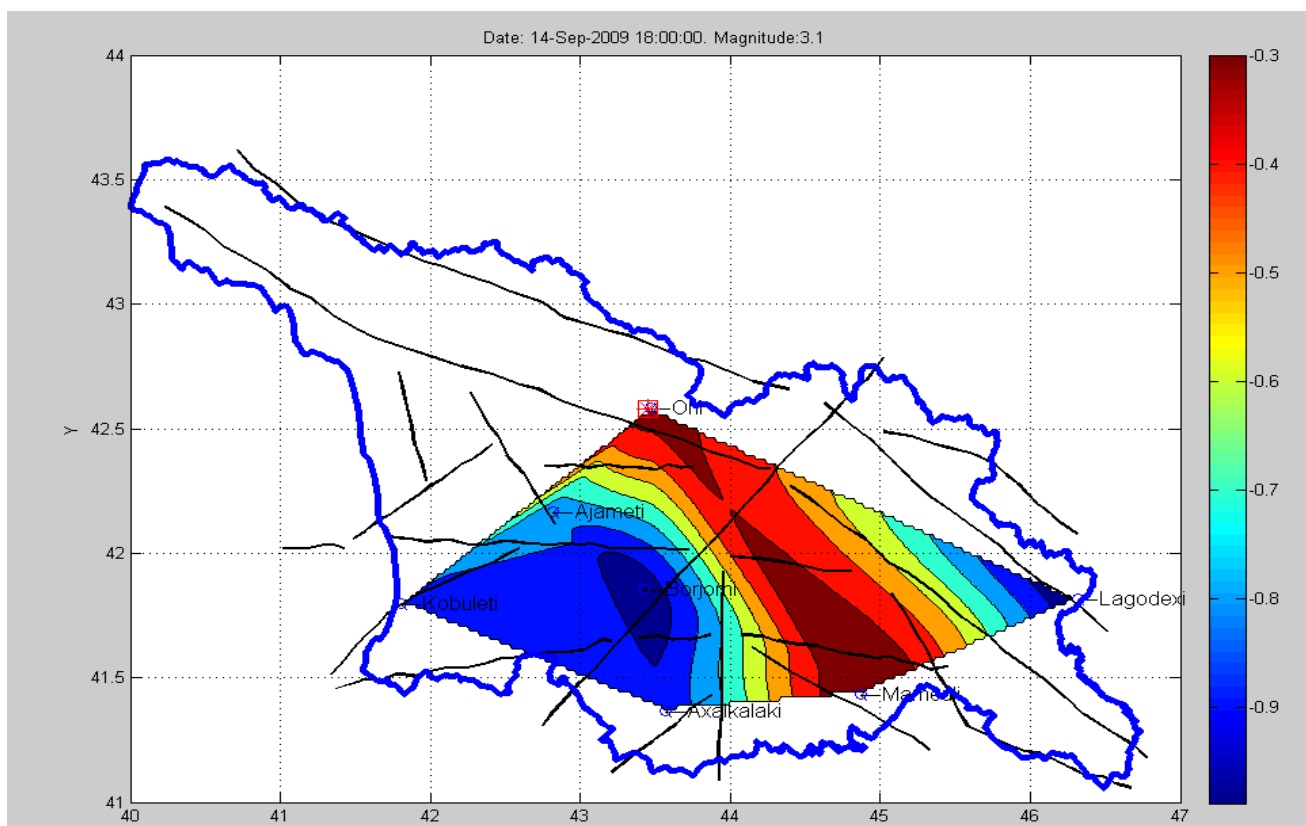
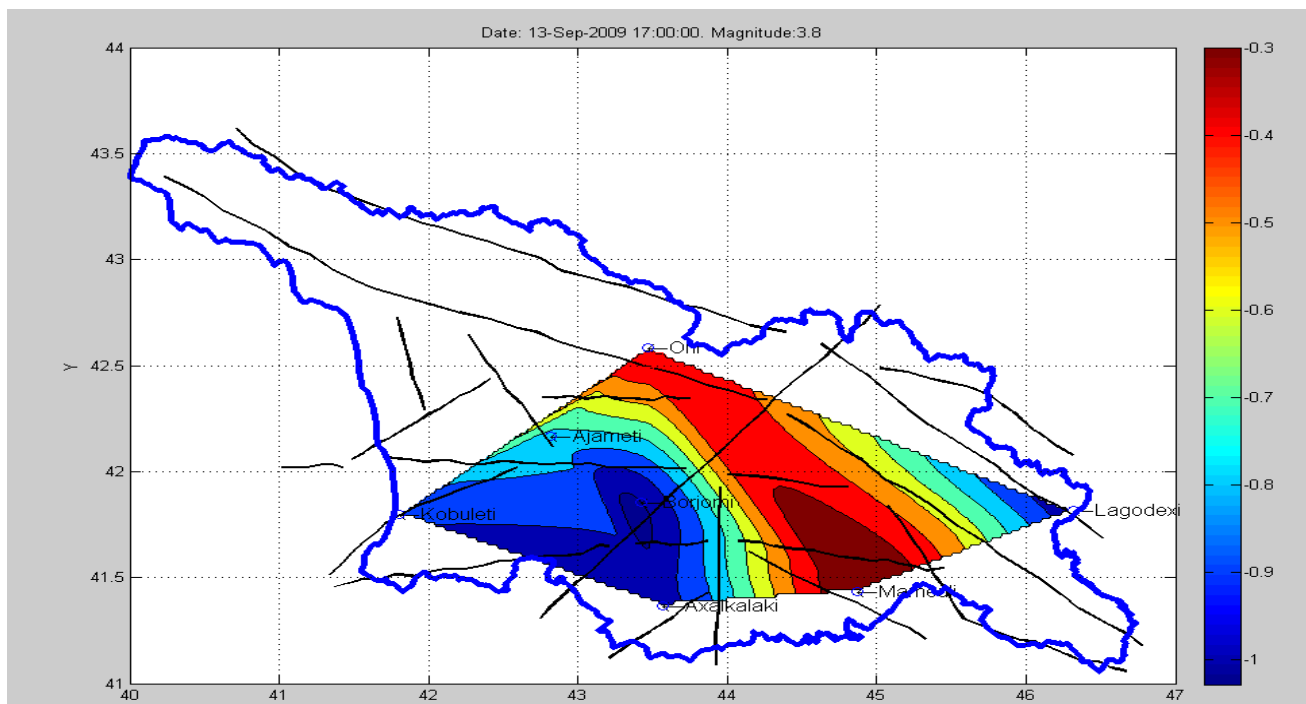
Эволюцию геодеформационного поля (нормированная безразмерная величина) во время и после землетрясения в "Они" (12.09.2009) можно проследить на рис. 5.39 - 5.41. Видна миграция деформации при сжатии с востока на запад, а также увеличение значения в эпицентре зоны.



**Рис. 5.39.** Изменение геодеформационного поля от 7.09.2009 22:00 до 8.09.2009 12:00



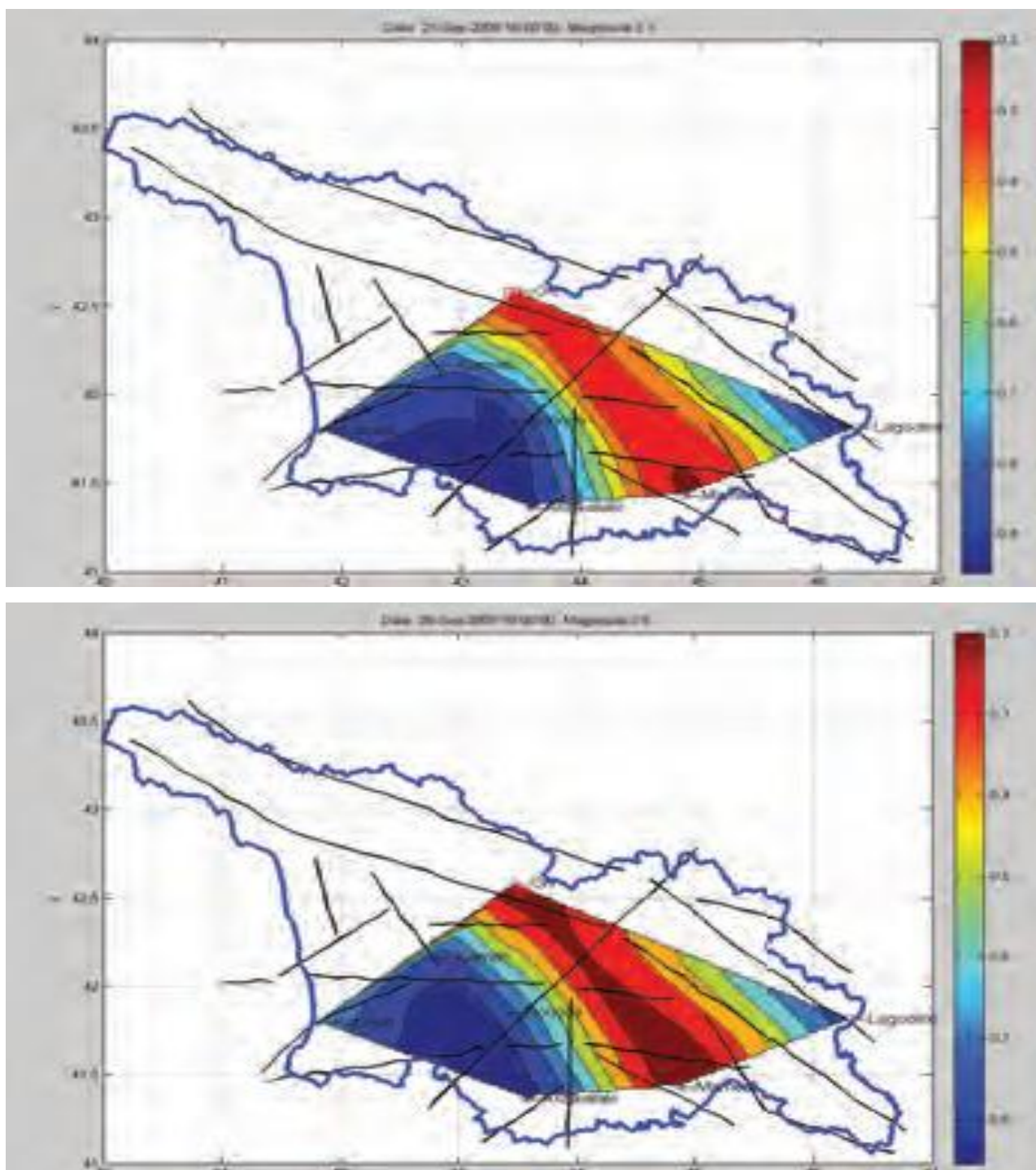
**Рис. 5.40** Изменение геодформационного поля  
от 9.09.2009 23:00 до 12.09.2009 11:00



**Рис. 5.41.** Изменение геодеформационного поля  
от 13.09.2009 17:00 до 14.09.2009 18:00



За период с 7 по 14 сентября наблюдаются снижение интенсивности напряжения, которое соответствует разгрузке деформации (рис. 5.42). До 28 сентября все еще наблюдается увеличение напряжения деформации, которое было вызвано процессами подготовки афтершоков.



**Рис. 5.42.** Изменение геодформационного поля от 21.09.2009 16:00 до 28.09.2009 18:00

Согласно статистическим данным, эпицентр землетрясения совпадает с экстремумом градиента зоны в поле деформации. Аномальные нарушения уровня

воды были отмечены на всей территории Грузии (и Кавказа), что несомненно показывает подготовку деформационных процессов на этой большой территории. Соответственно, в диапазоне изменения уровня воды в скважинах, отмечено развитие деформационных процессов. Это развитие происходит от периферии к центру с повышением интенсивности давления в течение нескольких месяцев.

Обзор периода до и после землетрясения в Рача показал, что скважины имеют различную тензочувствительность, вызванную различной геолого-гидрогеологической структурой. Для оценки тензочувствительности был проведен статистический анализ изучения зависимости между следующими параметрами: энергия землетрясения (Energy), магнитуда (Mag) и радиус (Radius).

**Таблица 5.1.** Статистический анализ параметров землетрясений для различных станций

Ajameti St.		
Mag	Radius	Energy
6	72	1.06E-06
5.7	26	8.65E-06
4.6	71	1.69E-08
4	96	1.13E-09
3.9	84	1.25E-09
3.8	70	1.59E-09
3.5	23	1.61E-08
3.4	25	1.05E-08
3.3	28	5.47E-09

Axalkalaki St.		
Mag	Radius	Energy
6	134	1.67E-07
4.6	136	2.40E-09
4.5	129	2.11E-09
4.5	135	1.84E-09
3.3	17	2.49E-08
3.3	41	1.72E-09
2.3	12	3.11E-09
1.9	3	3.03E-08

Borjomi13 St.		
Mag	Radius	Energy
6	79	7.95E-07
5.7	62	6.61E-07
4.6	81	1.12E-08
4.5	75	1.03E-08
4.5	85	8.76E-09
2.9	15	1.28E-08
2.7	16	5.02E-09

Kobuleti St.		
Mag	radius	Energy
6	163	8.66E-08
5.7	75	3.50E-07
4.6	165	1.36E-09
3.9	86	1.10E-09
3.8	48	4.77E-09

Lagodekhi St.		
Mag	Radius	energy
6	248	2.42E-08
4.6	164	1.36E-09
3.9	27	3.56E-08
3.2	19	1.15E-08
2.9	31	1.08E-09
2	12	1.39E-09

Marneuli		
Mag	Radius	Energy
6	170	7.80E-08
5.7	193	2.27E-08
4.6	176	1.11E-09
4.5	162	1.05E-09
2.1	10	2.92E-09
1.9	11	1.13E-09

Полученные результаты (табл. 5.1) дают возможность оценить радиус чувствительности скважин для землетрясений с магнитудой 3, 4, 5 и оценить возможность их обнаружения на территории станций (рис. 5.43 – рис. 5.45).

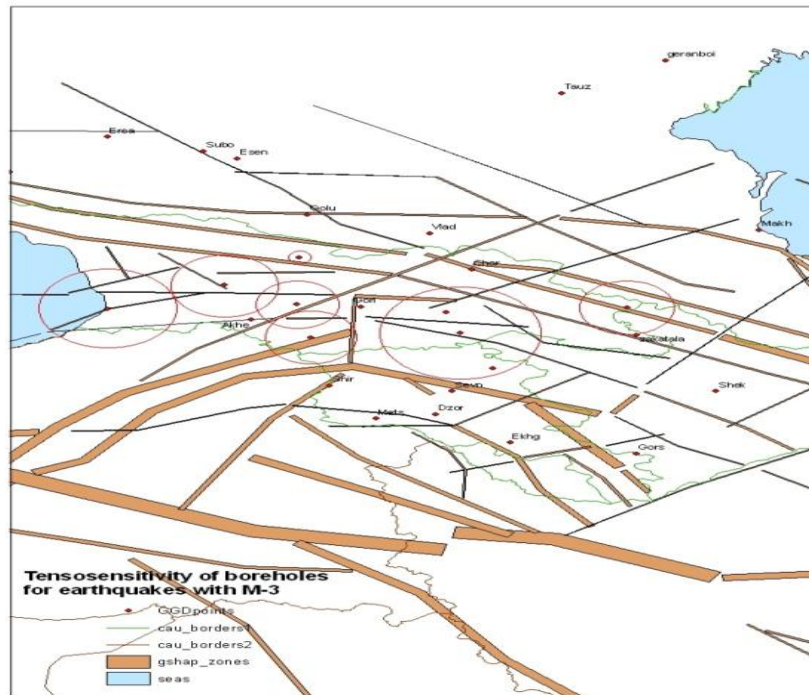


Рис. 5.43. Радиусы тензочувствительности скважин на землетрясений с магнитудой  $Mag = 3$

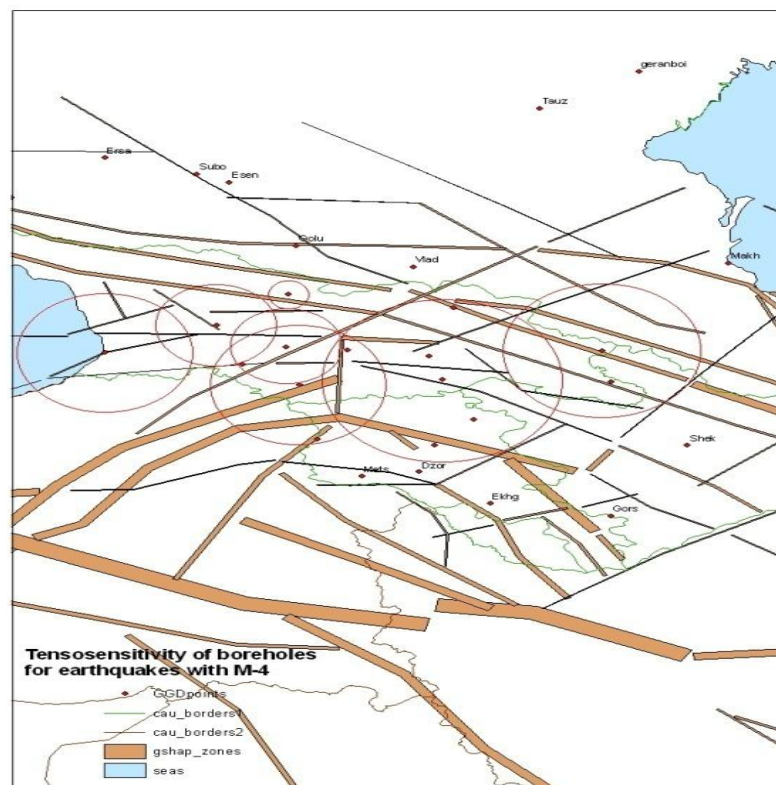
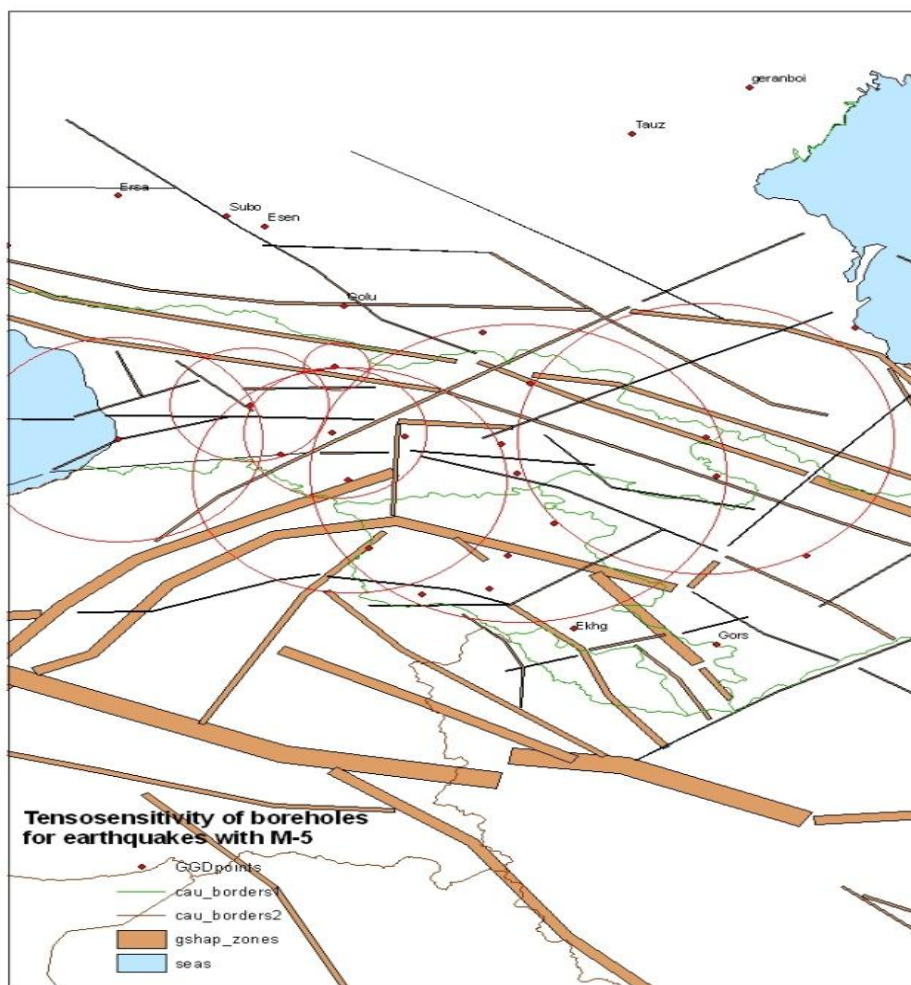


Рис. 5.44. Радиусы тензочувствительности скважин на землетрясений с магнитудой  $Mag = 4$



**Рис. 5.45.** Mag=5

**Рис. 5.45.** Радиусы тензочувствительности скважин на землетрясений с магнитудой  $Mag = 5$

Сеть дает нам возможность сделать прогноз для землетрясений с магнитудой 5 и более. Для прогноза землетрясений с магнитудой, меньше 5, нужно расширение сети.

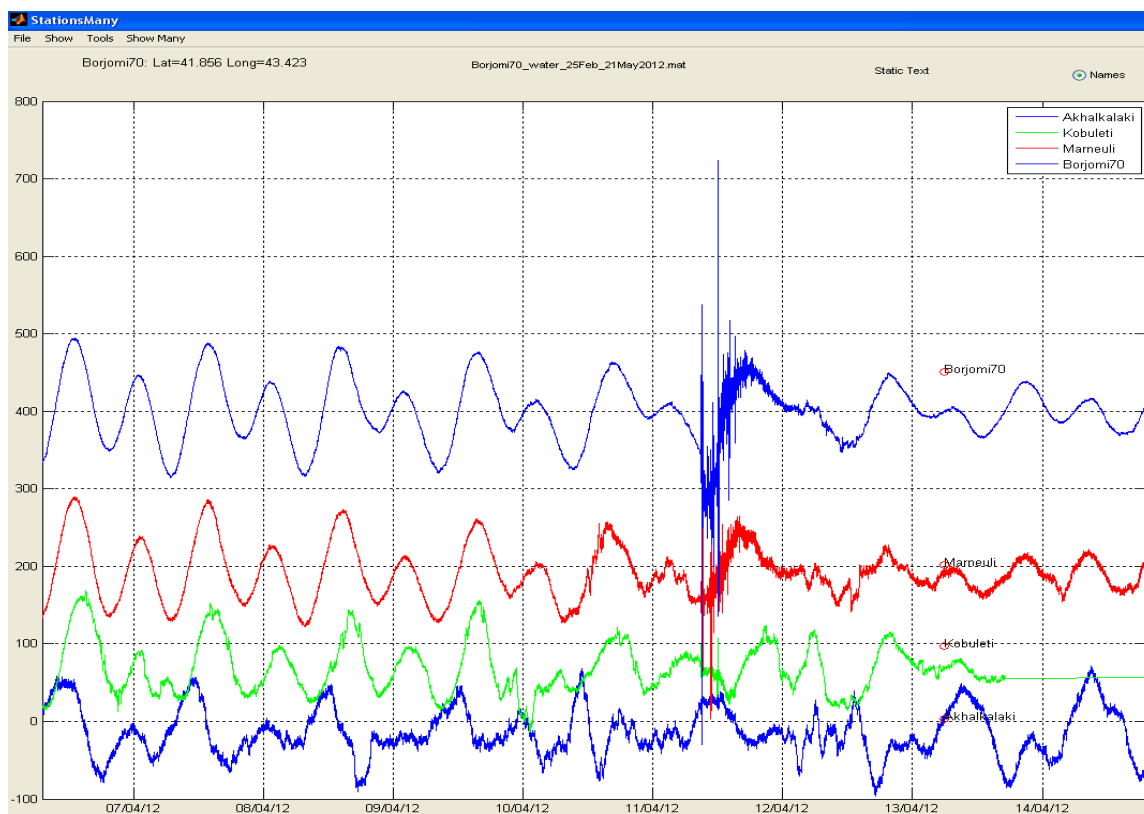
#### **§5.4. Применение метода скоростей для выявления реакции на землетрясения**

При обработке ранее представленных материалов диссертации был использован метод, разработанный в среде MatLab, позволяющий синтезировать теоретический сигнал и сравнивать его с реальными данными уровня воды.

Программа предоставила возможность рассчитать каждый экзогенный параметр отдельно и изучать его влияние на водоносный горизонт.

Рассмотрим еще один способ изучения аномального поведения уровня воды – метод скоростей, подробно описанный в §4.5.

В приведенных ниже примерах скорости изменения уровня воды в см/мин, умножены на коэффициенты (подобранные вручную) для целей визуального сравнения.



**Рис. 5.46.** Скорости (см/мин). Реакция на землетрясение в Индонезии (Суматра)  
Сверху вниз: Боржоми70, Марнеули, Кобулету, Ахалкалаки  
 $m=180$  минут

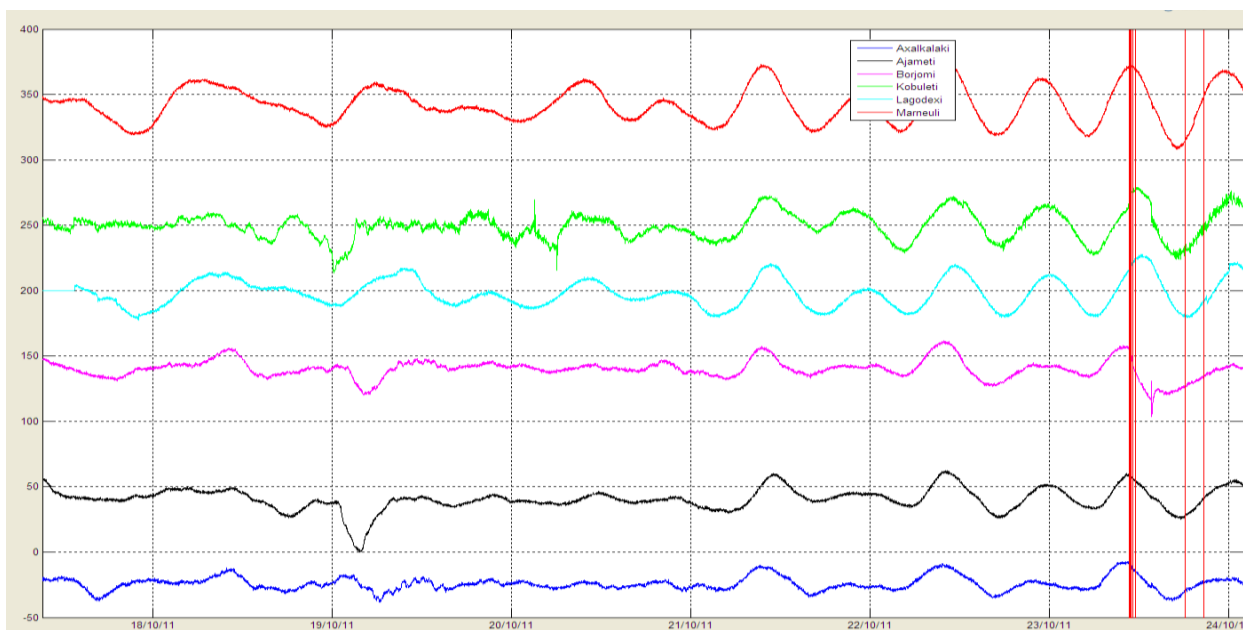
На рисунке (рис. 5.46) зафиксированы нарушения скоростей во время землетрясения в Индонезии (Суматра).

В табл. 5.4 приведены значения изменения уровня воды, которые были зафиксированы во время землетрясения в Индонезии (Суматра).

**Таблица 5.4.** Изменение уровня воды от землетрясения в Индонезии (Суматра), 11 April 2012, Mag=8.4, расстояние =6508 км

Наименование	Скачок уровня воды (см)
Боржоми70	70
Марнеули	8
Кобулету	4

На рис. 5.47 также видны некоторые нарушения, которые произошли за 2-3 дня до землетрясения в Турции (Вани), произошедшего 23 октября 2011 (Mag = 7.2).



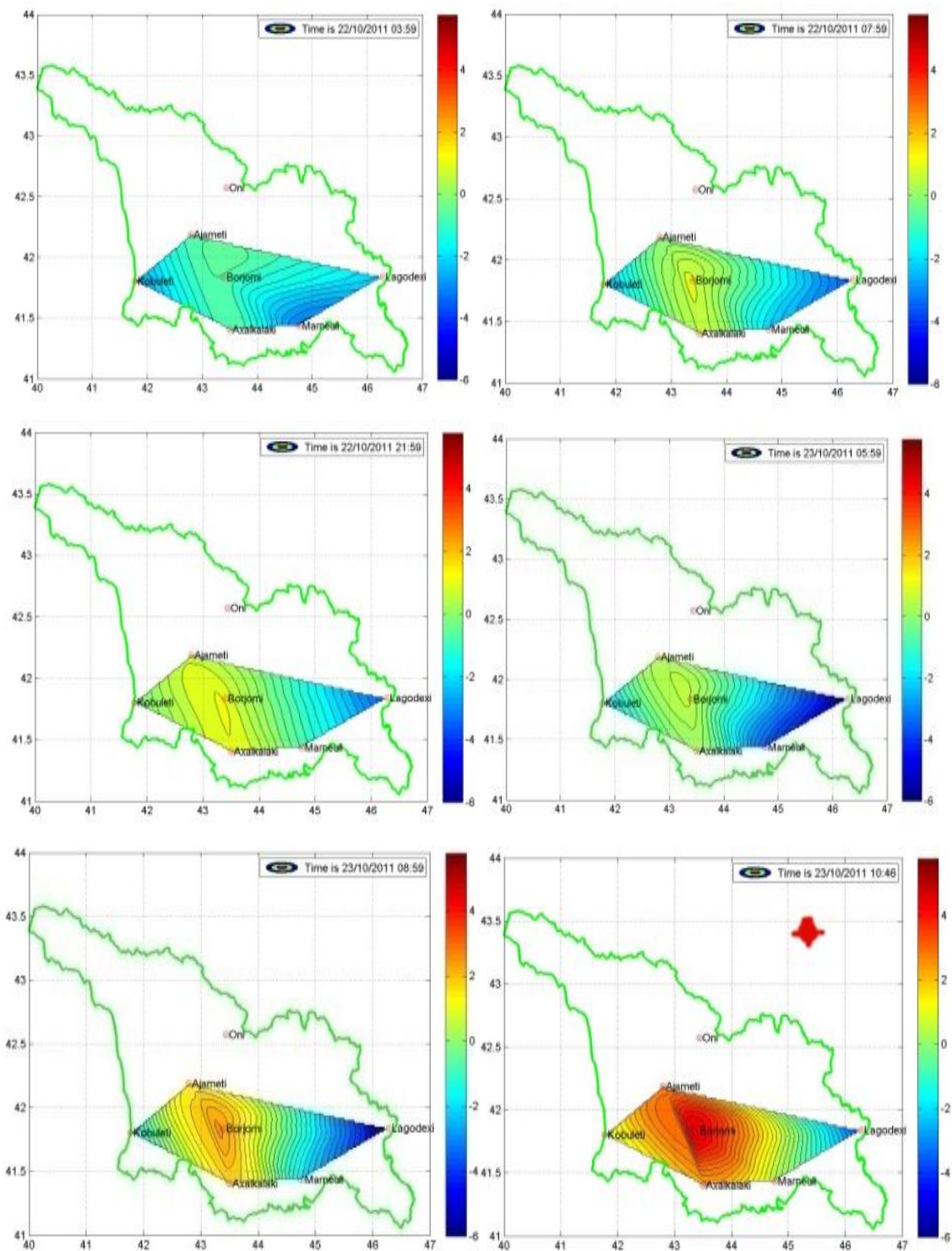
**Рис. 5.47.** Скорости (см/мин) для скважин Грузии: Марнеули, Кобулет, Лагодехи, Боржоми, Аджамети, Ахалкалаки, с 18 по 24 октября, в период землетрясения в Турции (Вани) 23 октября 2011, Mag = 7.2. Здесь  $t = 180$  минутный интервал

В течение 2-х дней до землетрясения, с 18 по 21 октября 2011 года, видны нарушения, потом произошла стабилизация уровня.

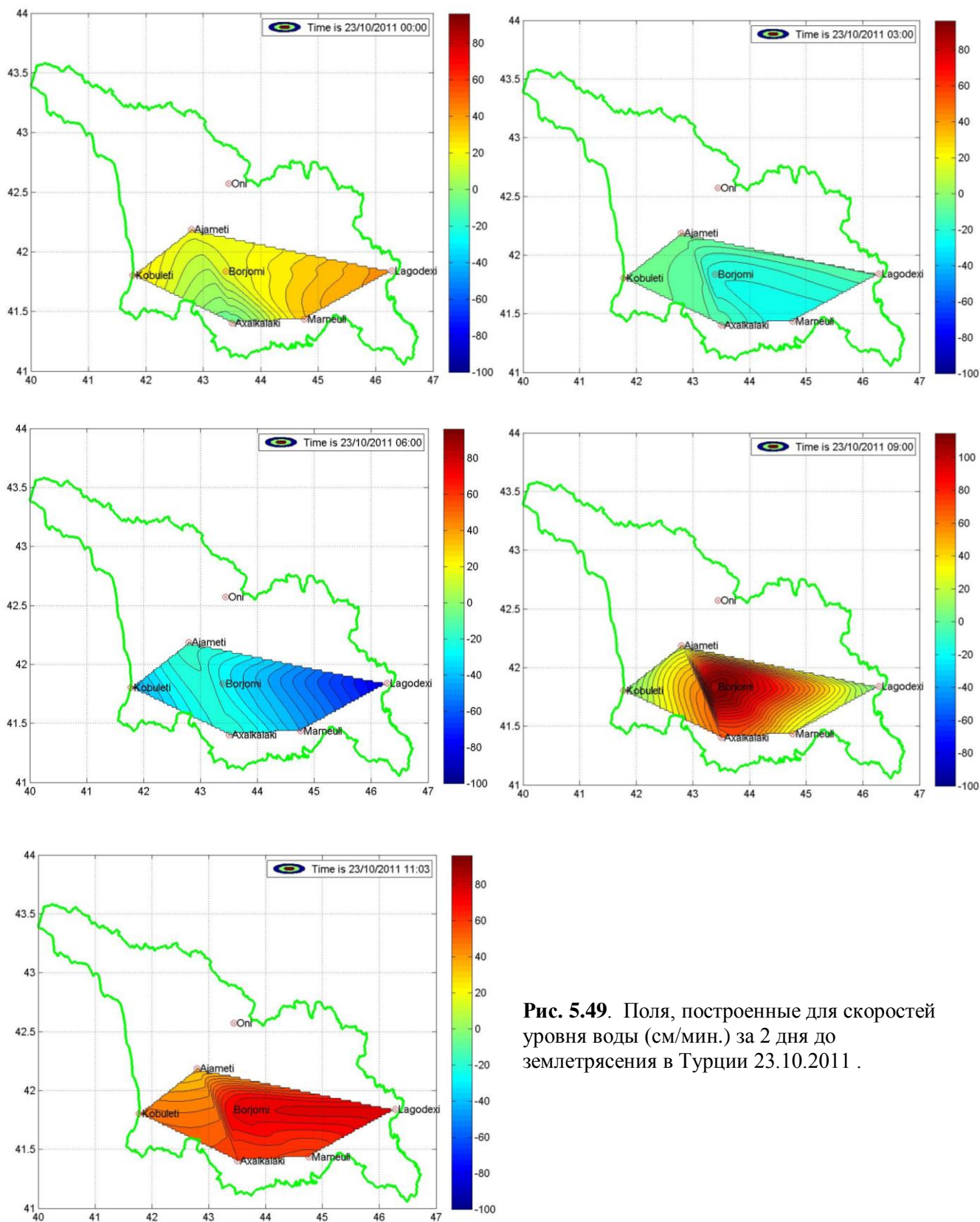
Во время землетрясения 23 октября наблюдались следующие изменения:

- на скважине Кобулет (369 км от эпицентра) произошло падение уровня воды на 0,5 см;
- на скважине Боржоми (339 км от эпицентра) произошло увеличения уровня воды на 3,5 см;
- на скважине Ахалкалаки (291 км от эпицентра) произошло падения уровня воды на 0,5 см.
- малые нарушения видны на станции Марнеули (317 км от эпицентра).

При построения полей (уровня воды, а также скорости) для всех скважин (рис. 5.48, рис. 5.49), за несколько дней до землетрясения, мы искусственно устанавливаем уровень воды, равный нулю, далее строим поля и наблюдаем вариации уровня воды до момента землетрясения.



**Рис. 5.48.** Поля, построенные для уровня воды (см) за 2 дня до землетрясения в Турции 23.10.2011



**Рис. 5.49.** Поля, построенные для скоростей уровня воды (см/мин.) за 2 дня до землетрясения в Турции 23.10.2011 .



## **Выводы**

По результатам настоящей диссертационной работы сделаны следующие выводы:

1. Составлен обзор литературы по вопросу о косейсмичных и постсейсмичных реакциях подземных вод. Изучен международный опыт обработки данных режима подземных вод для выделения сейсмической составляющей уровня подземных вод.
2. Создана первая в Грузии систематизированная база гидрогеологических (гидрохимических и гидродинамических) и геофизических данных, связанных с периодами повышенной сейсмической активности. Каждой отдельной станции (скважине) соответствует своя база данных, которая содержит дату и серию фиксируемых параметров: уровень воды, атмосферное давление, приливные вариации и др. Информация о зарегистрированных сейсмических воздействиях, включенных в базу данных, охватывает временной интервал от 1988 г. до настоящего момента и приведена в вид, удобный для исследования сравнений с гидрогеологическими и геофизическими параметрами.
3. Проведен анализ временных рядов гидрохимических режимных наблюдений. Установлено, какие гидрохимические параметры являются наиболее информативными, показывая изменения под влиянием сейсмических воздействий (значения рН и минерализации).
4. Проанализированы основные факторы, воздействующие на режим подземных вод. Оценено влияние атмосферного давления и приливных вариаций на колебания уровня подземных вод для сети наблюдательных скважин на территории Грузии.
5. На основании созданной систематизированной базы данных построена серия разнообразных корреляционных соотношений: уровень воды и приливы; уровень воды – атмосферное давление; уровень воды – сумма от воздействий атмосферного давления и приливов. Результаты корреляционного анализа свидетельствуют о различных видах предшествующей и косейсмической реакции в отдельных сейсмических зонах Грузии.
6. Установлена высокая информативность уровня воды в скважинах на территории Грузии в качестве индикатора повышенной тектонической

активности. Проведено выделение геодинамической составляющей колебаний уровня подземных вод и разработана методика её тестирования. Полученные результаты показывают, что развитие деформационных процессов начинается за несколько дней до основного землетрясения, причем повышение давления наблюдалось от периферии к центру.

7. Установлено, что метод скоростей, обычно используемый для удаления сезонных колебаний уровня воды, позволяет также выделять резкие изменения колебания уровня воды, в частности, вызванные землетрясениями или их подготовкой.
8. На основе детальной гидрогеологической и геофизической информации сделаны выводы о сейсмических эффектах от некоторых сильных землетрясений на территории Грузии и соседних стран.

### **З а к л ю ч е н и е**

Диссертационная работа представляет результаты многолетних исследований соискателя по изучению связи режима подземных вод на территории Грузии с сейсмической активностью.

В течение ряда лет соискатель участвовал в проведении режимных наблюдений и создании базы данных, занимался обработкой данных, в том числе с использованием компьютерных программ. Автор принимал активное участие в научных исследованиях, которые проводились при финансовой поддержке международных (INTAS and GNSF 2006-2007; GNSF 2008-2010; BlackSeaHazNet EU 7-th Framework Programme project(PIRSES-GA-2009-246874) и национальных фондов (2014-2017).

Диссертация посвящена гидрогеологическим исследованиям в связи с сейсмической активностью на территории Грузии, в рамках тематики научно-исследовательских работ Центра. Исследования Центра по данному вопросу имеют длительную историю. Перед соискателем были поставлены следующие задачи:

- Систематизировать гидрогеологическую (включая гидрохимическую и гидродинамическую) и геофизическую информацию и создать базу данных.
- Обработать данные с помощью новых компьютерных программ – RestDance и StationsMany в среде MatLab.

- Провести корреляционный анализ соотношений: уровень воды и приливы; уровень воды – атмосферное давление; уровень воды – суммарное влияние атмосферного давления и приливов.
- Обобщить результаты корреляционного анализа. Оценить роль различных факторов на колебания уровня подземных вод для всех скважин.
- Исследовать информативность различных химических элементов и уровня воды в качестве показателя тектонической активности.
- Протестировать программы RestDance и StationsMany для периода землетрясений: "Рача" с 12.08.2009 г. (M = 4) по 9.09.2009 г. (M = 4.6), в Индонезии (Суматра) – 11.04.2012 г., M = 8.4 и для землетрясения в Турции (Вани), происшедшего 23.10.2011 г. (M = 7.2).

Основные результаты проведенных исследований являются личным вкладом и определяют научное, методическое и прикладное значение настоящей диссертации:

1. Создана первая в Грузии систематизированная база концентрации химических элементов, гидродинамических, гидрогеологических и геофизических данных, связанных с периодами повышенной сейсмической активности. Идея, заложенная в структуру базы данных такова. Каждой скважине соответствует своя база данных. База данных отдельной станции содержит дату и серию фиксируемых параметров: уровень воды, атмосферное давление, приливные вариации. Отдельно обновляется база данных землетрясений, в которой фиксируются дата, координаты, глубина и магнитуда. Информация о зарегистрированных сейсмических воздействиях, включенных в базу данных, охватывает временной интервал от 1988 г. до настоящего момента и приведена в вид, удобный для исследования сравнений с гидрогеологическими и геофизическими параметрами. Созданная база данных может быть полезной для ряда специалистов в областях науки, связанных не только с землетрясениями, но и с общей геофизикой, геологией, гидрогеологией и т.д. В этом отношении база данных позволяет ее будущее дополнение новыми результатами, а также введение новых параметров;
2. Проведен анализ временных рядов гидрохимических режимных наблюдений и отобраны информативные гидрохимические параметры как для отдельных участков (из ведущих макрокомпонентов), так и для регионов (значения рН и

минерализации). Установлено, что наиболее информативными для Скури являются Na, Ca, pH. Приблизительно за две недели до Рачинского землетрясения (20.03.1983) отмечается быстрый подъем концентрации макрокомпонентов (Na и Ca) и падение значения pH. На скважине Цинубани в некоторых случаях наблюдается совпадение максимумов параметров с происшедшими землетрясениями (pH, Na, SO<sub>4</sub>), в других случаях – с минимумами (Cl). Аналогичная картина наблюдается и на скважине Тинисхиди. И здесь фиксируется совпадение положительных экстремумов для Cl с происшедшими землетрясениями, а также отрицательных для Ca. Полученная информация позволит применение данного способа анализа при выборе новых скважин и включений их в наблюдательную сеть;

3. Исследованы и охарактеризованы режимобразующие факторы подземных вод. Водоносные горизонты находятся под влиянием всех видов экзогенных факторов. Анализ режима уровня подземных вод в скважинах позволяет выяснить, какой из факторов доминирует. Этот анализ позволяет выделить информативные скважины, подходящие для наблюдений, фиксирующие влияние сейсмической активности на режим подземных вод не только на территории Грузии, но и в других районах мира;
4. На основании созданной систематизированной базы данных построена серия разнообразных корреляционных соотношений: уровень воды и приливы; уровень воды – атмосферное давление; уровень воды – сумма атмосферного давления и приливов. Используемый подход позволяет оценить корреляционные соотношения между ними и определить роль каждого фактора на режим подземных вод. Предлагаемый метод анализа может быть использован и для решения других важных научных и прикладных проблем, как влияние изменения климата и воздействие антропогенных факторов на подземные воды;
5. При вычислении теоретического значения уровня воды предполагалась линейная связь уровня воды с атмосферным давлением и приливными вариациями (с коэффициентами соответственно  $a$  и  $b$ ),  $c$  как свободный член. Результаты анализа данных впервые показали изменение значений коэффициентов  $a$ ,  $b$ ,  $c$  до и во время сейсмического события, что свидетельствует об информативности уровня воды в качестве показателя

- тектонической активности. Изменения уровня воды, которые обусловлены вариациями атмосферного давления и прилива земной коры, как "фоновое" значение, изменяются во время периода подготовки землетрясений, соответственно коэффициенты  $a$ ,  $b$ ,  $c$  изменяются. Полученные результаты являются начальной базой для будущих исследований в этом направлении;
6. На основании детальной гидрогеологической и геофизической информации сделаны выводы о сейсмических эффектах на подземные воды от некоторых сильных землетрясений на территории Грузии и соседних стран;
  7. Обобщены результаты корреляционного анализа гидрогеологических и геофизических данных с сейсмической активностью и представлены различные варианты предшествующей и косейсмической реакции в различных сейсмических зонах Грузии. Предложенный способ может быть использован и для других сейсмических районов;
  8. Установлена высокая информативность уровня воды в скважинах в качестве индикатора повышенной тектонической активности. Для этого проведено выделение геодинамической составляющей колебаний уровня и разработана методика её тестирования. Полученные результаты показывают, что развитие деформационных процессов начинается за несколько дней до основного землетрясения, причем повышение давления наблюдалось от периферии к центру.
  9. Метод скоростей первоначально был использован для удаления сезонного тренда, присутствующего в уровне воды. Нами установлено, что он позволяет также выделять резкие изменения колебания уровня воды, в частности, вызванные землетрясениями или их подготовкой.
  10. Полученные результаты могут быть использованы для выделения геодинамической напряженности. Установление закономерностей развития тектонических процессов и определение геодинамической напряженности - это обязательное условие для организации мониторинга стихийных процессов, в том числе землетрясений.

Представленные в диссертации материалы, использованные методы обработки данных, а также полученные результаты имеют свой научный, методический, прикладной и региональный вклад, из которых самый существенный методический. Использованная общая система подходов для установления связи

между сейсмической активностью и режимом подземных вод позволила выделить основные параметры, которые изменяются при сейсмических событиях. Все использованные методы анализа данных **могут быть** использованы и в других сейсмических районах.

Отдельное значение имеют региональные и прикладные вклады. Разработанная база данных и полученные результаты дополняют степень гидрогеологической, геофизической и сейсмической изученности Грузии и могут быть использованы и в других областях геологических наук.

Научный вклад включает установление связи сейсмических событий с факторами, влияющими на режим подземных вод.

## Список публикаций по теме диссертации

По теме диссертации опубликовано 12 научных работ в сборниках и журналах:

1. Melikadze, G., G. Kobzev, T. Jimsheladze. New method of hydrodynamical data analyze. *BlackSeaHazNet Series*, Volume 2, 65-72. 2011.
2. Melikadze, G., N. Kapanadze, G. Kobzev, T Jimsheladze. 2011. Geodynamical Impact on the Hydrodynamic Field. *BlackSeaHazNet Series*, Volume 2, 164-169. 2011.
3. Melikadze, G., G. Kobzev, T. Jimsheladze, N. Kapanadze, N. Dovgal. Some analyze method of hydro-geodynamical data. *Ministry of Education and Sciences of Georgia, Georgian Academy of Sciences, Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Proceedings*, Vol. XVII, Tbilisi 2009.
4. Jimsheladze, T., Kapanadze, N., Melikadze, G. Microtemperature observation in Tbilisi seismoactiv region. *Journal of Georgian Geophysical Society*, №12 A. 2009.
5. Chelidze, T. L., T.J. Jimsheladze, G. I. Melikadze. Induced seismicity due to the oil production in Tbilisi region, Georgia. *Journal of the Georgian Geophysical Society*, №12. 2008.
6. Melikadze G., Jimsheladze T., Kobzev G., Kapanadze N., Dovgal N. Seismohydrodynamic observations on the territory of Georgia. *Transactions of the Institute of Hydrometeorology, International year of the Planet Earth, "Climate, Natural resources, Disasters in the South Caucasus", Papers of the International Conference*, vol. #115, p. 375-380. 2008.
7. Jimsheladze, T., M. Todadze, N. Kapanadze, G. Melikadze, V. Glonti, Variation of hydro-chemical regime of underground water during preparation of seismic events. *Transactions of the Institute of Hydrometeorology, International year of the Planet Earth, "Climate, Natural resources, Disasters in the South Caucasus", Papers of the International Conference*, vol. #115, p. 389-393. 2008
8. Melikadze, G., I. Kobzeb, N. Kapanadze, Z. Machaidze, T. Jimsheladze. Analyze of underground water regime factors for determine tectonic component. *LEPT Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Collection articles, vol. XXI. Proceeding of Conference Dedicate to the 100-th Anniversary of Professor Josef Buachidze*. Tbilisi. 2007.

9. Меликадзе, Г., Кобзев, Г., Джимшеладзе, Т. Выявление предвестников землетрясения с помощью гидродинамического мониторинга на территории Грузии. *Материалы научной конференции “Актуальные проблемы геофизики”, посвященной 80 – летию со дня основания Института геофизики.* Тбилиси, 2014, с. 164-173.
10. Джимшеладзе, Т., Меликадзе, Г., Кобзев, Г. Построение и анализ напряженного состояния среды во время подготовки Рачинского землетрясения 2009 года. *Труды Института геофизики им. Нодиа*, т. LXIV, 2013, с. 36-45.
11. Melikadze, G., Kobzev, G., & Jimsheladze, T. Some methods of analyze geodynamic impact on the deep aquifer. *Journal of Georgian Geophysical Society*, Issue (A), Physics of Solid Earth, v.17a, 2014, pp. 47-52.
12. Jimsheladze, T., Melikadze, G., Kobzev, G., Benderev, A., Botev, E. Linear methods of studying the water level variation related with seismicity. *Journal of Georgian Geophysical Society*, Issue (A), Physics of Solid Earth, v.17a, 2014, pp. 65-75

#### Литература:

1. Адамия Ш.А., Габуния Г.А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа. - Сборник "Геодинамика Кавказа". - Наука, 1989. - с. 3-15.
2. Баранов А.Е., Бобрович А.Г., Жданов С.Е., Попов Е.А. Результаты гидрогеологических наблюдений за режимом подземных вод в пределах Боржомского месторождения минеральных вод в целях прогноза землетрясений. - Тезисы докладов Всесоюзного научно-технического семинара "Методика и организация наблюдений за режимом подземных вод для прогноза землетрясений." - М.: ВСЕГИНГЕО, 1983.
3. Барсуков В.Л., Серебренников В.С. и др. Гидрохимические методы прогноза землетрясении. - Доклады АН СССР, т. 251, N 4, 1980.
4. Бачурин А.В., Власенков В.В., Нестеров В.П., Федоровский Ю.П. и др. Полевые бета-радиометры РКБ4-1ем и РКБ4-2ем для контроля загрязненности окружающей среды. - Вопросы атомной науки и техники. Серия "Ядерное приборостроение". - М.: СНИИП, вып.3 (48), 1981. - с. 3-7.



5. Бороздич Э.В., Яницкий И.Н., Еремеев Л.Н. Предварительные результаты исследований вариаций поля гелия в сейсмоактивных зонах. - "Геохимия", N 3, 1973.
6. Буачидзе И.М. Гидрогеология СССР. Том X. Грузинская ССР
7. Вартамян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли. - Доклад АН СССР, 262, N 2, 1982.
8. Вартамян Г.С., Куликов Г.В. О глобальном гидрогеодеформационном поле. - Советская геология, N 5, 1983.
9. Гамбурцев Г.А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. - Бюллетень Совета по сейсмологии, N 1, 1955
10. Гамкрелидзе И.П. Геодинамическая эволюция и механизм формирования структуры Средиземноморского складчатого пояса. - Сборник "Геодинамика Кавказа", Наука, 1989, - с. 28-36.
11. Геология Грузии т. X *Геология СССР*, 1964, т. X, Грузинская ССР, Геологическое описание. Госгеолтехиздат.
12. Гриневский А.С., Барабанов В.Л. Методика обработки гидрогеодинамических данных в целях прогноза землетрясений. Тезисы докладов Всесоюзного научно-технического семинара "Методика и организация наблюдений за режимом подземных вод для прогноза землетрясений. - М. : ВСЕГИНГЕО, 1983..
13. Девис Д. Предсказание землетрясений в Китае . - "Натура", 1975.
14. Ермаков Т.С. и др. Вариации гидрогеохимических и гидрогеодинамических параметров на Алма-Атинском прогностическом полигоне. - Тезисы докладов Всесоюзного научно-технического семинара "Методика и организация наблюдений за режимом подземных вод для прогноза землетрясений". - М. : ВСЕГИНГЕО, 1983.
15. Каталог гидрогеодинамических предвестников землетрясений. - ИФЗ АН СССР. М., 1983.
16. Копылова, Г.Н. Эффекты сейсмичности в режиме подземных вод (на примере Камчатского региона). Автореферат диссертации на соискание ученой степени Д.г.-м.н. Петропавловск-Камчатский. 2010, 36 с.

17. Меликадзе Г.И. и др. Отчет "О работах по прогнозу землетрясений в сейсмогенной зоне Джавахетского нагорья и Тбилисского района" за 1979-83 гг., ТГФ ПО "Грузгеология".
18. Меликадзе Г. и др. "Отчет предварительной разведки Цромского месторождения с подчетом эксплуатационных запасов теплоэнергетических вод среднего эоцена, по состоянию на 01,12,90 г." 1991г. ТГФ ПО "Грузгеология".
19. Методические указания по организации и проведению гидрогеологических наблюдений на специализированной региональной сети в целях прогноза сильных землетрясений. - М.: МинГео. 1978.
20. Методические рекомендации по организации и проведению наблюдений за режимом подземных вод для прогноза землетрясений. -- М. : ВСЕГИНГЕО, 1980.
21. Милькис М.Р., Воронин И.В. Методические принципы постановки гидрогеологических исследований для прогноза сильных землетрясений. - Тезисы докладов Всесоюзного научно-технического семинара "Методика организации за режимом подземных вод для прогноза землетрясений". - М.: ВСЕГИНГЕО, 1983.
22. Монахов Ф.И., Хантаев А.М., Сапрыгин С.М. Краткосрочный гидрогеодинамический предвестник землетрясений и его связь с упругой деформацией земной коры. - Южно-Сахалинск, 1979.
23. Монахов Ф.И. Некоторые аспекты проблемы прогноза землетрясений АН СССР. - Южно-Сахалинск, 1980.
24. Сардаров С.С. О поисках газовых предвестников землетрясений. - В сб.: Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. - Махачкала: ФАН, 1978, - с.95-116, 130-138.
25. Селяков В.И., Попов Е.А. Влияние напряженного состояния горных пород на выход газов при геодинамических процессах. - Тезисы Всесоюзного совещания "Природные газы". - М., 1981.
26. Сейсмическое районирование территории СССР. Методические основы и региональное описание карты 1978 г. (Грузия). М.: Наука, 1980, сс. 126-130.

27. Тезисы докладов Всесоюзного научно-технического семинара "Методика и организация наблюдения за режимом подземных вод для прогноза землетрясения". - М. : ВСЕГИНГЕО, 1983.
28. Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Гидрогеохимические исследования на прогностических полигонах". - Алма-Ата; Наука, 1983.
29. Akaike, H. et al. (1985). TIMSAC-84. Part 1. Computer Science Monographs, No.22, The Institute of Statistical Mathematics, Tokyo.
30. Bella F., Biagi P., Melikadze G. et al. - No preseismic evidence from hydrogeochemical parameters on the occasion of the April 29, 1991, Georgian earthquake, Caucasus. Tectonophysics, 213 (1992) 353-358 Elsevier Science Publishers B. v., Amsterdam.
31. Bendat, J. and Piersol, A. (1986). Random Data: Analysis and measurement Procedures. J. Wiley, New York.
32. Biagi, G. Melikadze et al. –Abnormal behavior of some parameters revealed in the Georgia before the Armenia earthquake of december 7, 1988:a Preliminary Report. IL NUOVO CIMENTO, Vol. 13 G., N.3., Maggio-Giugno 1990.
33. Biot, M. (1941). General theory of three dimensional consolidation. Appl.Physics, 12,155-164.
34. Blanchard, P. and Byerly P. (1935). A study of well gage as a seismograph. Bull. Seismol.Soc. Amer., 25, 313-321.
35. Bodvarsson G. (1970). Confined fluids as strain meters. J. Jeophys. Res., 75, 2711-2718.
36. Bredehoeft (1967). Response of well-aquifer system to Earth tides. J.Geophys. Res.72, 3075-3087.
37. Buntebarth G., Chelidze T., Melikadze G - Case studies - Hydrodynamic and microtemperature monitoring in seismic areas: Tbilisi hydrothermal field, Georgia, Caucasus. Book –Time-Dependent microtemperature and hydraulic signals associated with tectonic/seismic activity. Printed by Institute of Geophysics; European Center “Geodynamical hazards of high dams” of open partial agreement on major disasters, council of Europe; Editors: G. Buntebarth, T. Chelidze, Tbilisi, 2005.

38. Chelidze T. (1984) On the anomalously high strain-sensitivity of electrical conductivity of heterogeneous media. *Zhurnal Exp. Teor. Physics (Moscow)*. 87, 635-637 (in Russian).
39. Chelidze T. (1987), Percolation theory in mechanics of geomaterials. Moscow "Nauka" (in Russian).
40. Chelidze T. (1998), Heterogeneity in transport properties response to the tectonic impact: rock stress-sensitivity factor. In "Microtemperature signals of the Earth's crust", Ed. G. Buntebarth, pp. 115-124.
41. Chelidze T., Spetzler, H. and Sobolev, G. (1996). Absorption of strain waves in porous media at seismic frequencies. *PAGEOPH*, 147, 25-54.
42. Chelidze T. and Gueguen Y. (1998), Pressure-induced percolation transitions in composites. *J.Phys.D: Appl.Phys.* 31, 2877-2885.
43. Christensen R. (1979), *Mechanics of composite materials*. Wiley&Sons.
44. Darcy, H.P.G. (1858), *Recherches expérimentales relatives au mouvement de l'eau dans les tuyaux*, Sav. étr. Mém. 15, 262 p., Paris.
46. Daubrée, A. (1887), *Les eaux souterraines à l'époque actuelle, leur régime, leur température, leur composition, au point de vue du rôle qui leur revient dans l'économie de l'écorce terrestre*, 2 vols., (Dunod) Paris.
47. Didebulidze G., Melikadze G. - On the some seismic-aeronomik precursors of the earthquake in the Caucasus region. Workshop on the Micro-satellite. Orleans, France, 15-16 July, 1999 P.
48. Drury, M.J, Jessop, A.M. and Lerois, T.J. (1984), The detection of groundwater flow by precise temperature measurements in boreholes. *Geothermics*, 13, 163-174.
49. Dunn, K.J. (1986), Acoustic Attenuation in Fluid-saturated Porous Cylinders. *J. Acoust.Soc. Am.* 79, 1709-1721.
50. Gavrilenko P., Melikadze G., Chelidze T., Gibert, D. and Kumsiashvili G. (2000), Permanent water level drop associated with Spitak Earthquake: Observations at Lisi Borehole (Republic of Georgia) and modeling. *Geophys.J.Int.* 143, 83-98.
51. Glover et al. (1996) Modeling the stress-strain behavior of saturated rocks undergoing triaxial deformation using complex electrical conductivity measurements. *Surveys in Geophysics*, 17, 307-330.

52. Hamza V. (1997) Neotectonic history from precision temperature logs. . In “Short-term thermal and hydrological signatures related to tectonic activities” Ed. M. Van Ruymbeke, Luxemburg, pp. 147-172.
53. Hamza, V. (1998) Models of short-lived thermal pulses generated by tectonic fluid flows in the upper crust. In “Microtemperature signals of the Earth’s crust”, Ed. G. Buntebarth, p. 147-173.
54. Hsieh P. and Bredehoeft J. (1981). A reservoir analysis of the Denver earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 86, 903-920.
55. Hsieh P., Bredehoeft J. and Farr J. (1987) Determination of aquifer transmissivity from Earth tide analysis. *Water Resources Res.* 23, 1824-1832.
56. Hubbert, M.K. (1940), The theory of groundwater motion, *Journal of Geology* 48, 785-944.
57. Ishankuliev, G.A., Belikov, V.M., and Kissin, I.G., 1994, Main factors defining tidal strain sensitivity of system aquifer-observation wells in the Kopetdagh seismoactive region, *Marees Terrestres, Bulletin D'Informations*, 120, 8953-8960.
58. Jakob, C.E. (1940), On the flow of water in an elastic artesian aquifer, *Trans. American Geophysical Union* 22, 574-586.
59. Johnson H.P, Dziak R, Fisher C, Fox G and M. Pruis. (2001) Earthquakes’ Impact on Hydrothermal Systems May Be Far-reaching. *EOS*, 82, pp.233 and 236
60. Kerr, R. (1997). Geophysicists ponder Ancient Chills and Elusive Quakes. *Science*, 276, 1793-1794.
61. King Chi-Yu. Radon emanation on San Andreas Fault. - *Nature*, 1978, vol. 271, No 5643. p. 516-519.
62. King C-G., Azuma S., Igarashi G., Ohmo M., Saito H. and Wakita H. (1999) Earthquake-related water- level changes at 16 closely clustered wells in Tono, Central Japan. *Jour. Geoph. Res.* 104B, 13073-13082.
63. Kissin, I.G., Belikov, V.M., and Ishankuliev, G.A., 1996, Short-term ground water level variations in a seismic region as an indicator of the geodynamic regime, *Tectonophysics*, 265, 313-326.
64. Kitagava, G. and Matsumoto, N. (1996). Detection of coseismic changes of underground water level. *J. AM.Stat.Assoc.* 91, 521-528.

65. Kohl T., Pfister L., Rybach L. (1998). Detecting convection cells by repeated high resolution digital temperature logging. In "Microtemperature signals of the Earth's crust", Ed. G. Buntebarth, p. 47.
66. Koizumi N., Kitagava Y., Matsumoto N. et al. (2004). Preseismic ground water level changes induced by crustal deformations related to earthquake swarms off the east coast of Izu Peninsula, Japan. *Geophys.Res.Lett.*, 31, L10606
67. Kumpel H. (1991) Poroelasticity: parameters reviewed. *Geophys. J. Int.* 105, 783-799.
68. Kumpel H. (1992) About potential of wells to reflect stress variations within inhomogeneous crust. *Tectonophysics.* 211, 317-336.
69. Matsumoto, N., Kitagava, G. and Roeloffs, E. (2003a). Hydrological response to earthquakes in the Haibara well, Central Japan - I. Ground water level changes revealed using state space decomposition of atmospheric pressure, rainfall and tidal responses. *Geophys. J. Int.* 155, 885-898.
70. Matsumoto, N. and Roeloffs, E. (2003b). Hydrological response to earthquakes in the Haibara well, Central Japan- II. Possible mechanism inferred from time-varying hydraulic properties. *155*, 899-913.
71. Matsumoto, N. (1992). Regression analysis for anomalous changes of ground water level due to earthquakes. *Geophys.Res.Lett.* 19, 1193-1196
72. Meinzer, O.E. (1923), *The occurrence of ground water in the United States*, U. S. Geological Survey, Water-Supply paper 489, 321pp.
73. Muskat, M. and H.G. Botset (1931), *Gas flow through porous materials*, *Physics* 1, 27-47.
74. Meinzer, O. (1939). *Groundwater in United States*: US Geol. Survey, Water Supply Papers, 628C, pp. 94-144.
75. Melikadze G., Kumsiashvili G. "Evolution of the hydro geo deformation field on the territory of Georgia during the strong earthquake preparation period", 10 years after the Spitak earthquake Conference; materials, Yerevan , 27-28 October, 1998.
76. Melikadze G., Ghlonti E - Methods of multi-factor analysis of seismohydrodynamic data. *Journal of Georgian Geophysical Society*, issue A. *Physic of earth*, v. 1. 5 2000.

77. Middleton M. (1998). Modeling of temperature disturbances due to groundwater flow associated with seismic activity. In "Microtemperature signals of the Earth's crust", Ed. G. Buntebarth, pp. 93-103.
78. Muir-Wood, R. King, G-C. (1993) Hydrological signatures of earthquake strain, *J. Geophys. Res.* 98, 22035-22068.
79. Nikolaev, A. (1987). Problems of nonlinear seismics. In: Problems of nonlinear seismics, Eds. Nikolaev, A and Galkin, I. Moscow, Nauka, pp.5-20 (in Russian).
80. Okada Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space> *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 1018-1040.
81. Reilinger, R., and S. McClusky (2011), Nubia-Arabia-Eurasia plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics, *Geophysical Journal International*, 186(3), 971-979, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011
82. Rodjstaczer, S and Agnew, 1989
83. Rodjstaczer, S (1988). Intermediate period response of water levels in wells to crustal strain: sensitivity and noise level. *J. Geophys. Res.*, 93, 13619-13634.
84. Roeloffs E. (1988). Hydrologic precursors to earthquakes: a review. *Pure and Appl. Geophys.* 126, 177-206.
85. Roeloffs E. (1998). Persistent water level changes in the well near park field, California, due to local and distant earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 103, 8669-889.
86. Roosbeek, F. (1996). RATG95: a harmonic development of the tide generating potential using an analytical method. *Geophys. J. Int.*, 197-204.
87. Silver P and Wakita H (1996) Earthquake precursors. *Science*, 275, 77.
88. Tamura, Y., Sato Y, Ooe, M and Ishiguro, M. 1991. A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion. *Geophys. J. Int.*, 104, 507-516.
89. Thornthwhite, C. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geograph. Rev.* 38, 55-94
90. Van Ruymbeke M. and Somerhausen A. (1997). The environmental data acquisition system (EDAS) developed at the royal Observatory of Belgium. In "Short-term thermal and hydrological signatures related to tectonic activities", Ed. M. Van Ruymbeke, Luxemburg, pp. 163-174.
91. Van Ruymbeke M. and Somerhausen A. (1998). Experiments in Laboratory and Field with precise thermometry. In "Microtemperature signals of the Earth's crust", Ed. G. Buntebarth, pp. 23-35.

92. Vartanian, G., Bredehoeft, J. and Roeloffs, E. (1992). Hydrogeological methods of study of tectonic strains. *Sovetskaya Geologia*, No.9, 3-12.
93. Wakita H. (1997). Thermal and hydrological signatures related to seismic events in Japan. In "Short-term thermal and hydrological signatures related to tectonic activities", Ed. M. Van Ruymbeke, Luxemburg, pp. 49-64.
94. Wallace, R.E. (1974). Goals, strategy and tasks of the earthquake hazard reduction program. US Geological Survey circular 701.
95. Wesson, R.L. (1981). Interpretation of changes in water level accompanying fault creep and implications for earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, 86, 9259-9267.
96. Weyde, F. (1911), Die Abhängigkeit des Grundwasserstandes von dem Luftdrucke, *Das Wetter* 28, 81-84 and 108-113.
96. Willmott, C. (1977). Watbug: a Fortran IV algorithm for calculating the climatic water budget. *Publ. Climatol.* 30, 2-4.



# **Гидрогеологические исследования в связи с сейсмической активностью на территории Грузии**

**Т. Джимшеладзе**

**Резюме**

В данном труде рассматриваются гидрогеологические исследования в связи с сейсмической активностью на территории Грузии с применением современных гидрогеологических методов исследований, что предусматривает как полевой комплекс, так и камеральную обработку материала с использованием пакета специализированных компьютерных программ.

Во время комплексных геолого-геофизических исследований, в сеismoактивных регионах мира, были зафиксированы многочисленные аномалии в процессе подготовки землетрясений, хотя до сегодняшнего дня не установлен их генезис и не разработана методика их тестирования. Соответственно, невозможно выделить достоверных предшественников землетрясения. Поэтому, установка критических значений поля напряжения и реальная оценка сеismoопасности по сей день остаётся актуальной проблемой для сеismoактивного региона Грузии.

## **Hydrogeological investigations in connection to the seismic active on the territory of Georgia**

**T. Jimsheladze**

**Abstract**

In this work is discussed the hydrogeological investigations in connection to the seismic activity on the territory of Georgia, using the modern methodology of hydrogeological researches that provides a complex of field and cameral data processing by means of the specialized computer program package.

During the complex geological and geophysical studies, in seismoactive regions of the world, were recorded numerous anomalies of earthquake preparation processes, but up to date has not been determined their genesis and neither developed the method of testing. Accordingly, it is not possible to allocate significant earthquake precursors. Therefore, estimation of critical values of stress field and a realistic assessment of seismic hazard is still an actual problem for seismoactive region of Georgia.

## **საქართველოს ტერიტორიაზე ჩატარებული ჰიდროგეოლოგიური კვლევები სეისმურ აქტივობასთან კავშირში**

**თ. ჯიმშელაძე**

**რეზიუმე**

ნაშრომში განხილულია საქართველოს ტერიტორიაზე ჩატარებული ჰიდროგეოლოგიური კვლევები სეისმურ აქტივობასთან კავშირში, თანამედროვე ჰიდროგეოლოგიური კვლევების მეთოდების გამოყენებით, რაც ითვალისწინებს როგორც კომპლექსურ საველე სამუშაოებს, ასევე მონაცემთა დამუშავებას სპეციალიზირებული კომპიუტერული პროგრამების გამოყენებით.

მსოფლიოს სეისმოაქტიურ რეგიონებში ჩატარებული კომპლექსური გეოლოგიურ-გეოფიზიკური კვლევების შედეგად დაფიქსირებულია მრავალრიცხოვანი ანომალიები მიწისძვრის მომზადების პროცესში, თუმცა ჯერ კიდევ არ არის დადგენილი მათი გენეზისი და არ შემუშავებულა მათი ტესტირების მეთოდი. შესაბამისად, შეუძლებელია გამოიყოს მიწისძვრის საიმედო წინამორბედები. ამიტომ, დამაბულობის ველის კრიტიკული მნიშვნელობის შეფასება და სეისმური საშიშროების რეალური შეფასება რჩება აქტუალურ პრობლემად საქართველოს სეისმოაქტიური რეგიონისათვის.

**საკვანძო სიტყვები: ჰიდროგეოლოგია, გეოფიზიკა, სეისმიკა.**