

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК в г. БИШКЕКЕ**

УДК 550.34; 550.318

№ госрегистрации 0155-2014-0003

Инв. № 03/16

УТВЕРЖДАЮ

Директор НС РАН в г. Бишкеке

д-р физ.-мат. наук

Рыбин

А. К. Рыбин

«20» декабря 2016 г.



ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

**ИЗУЧЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ, СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ КАК ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (ВКЛЮЧАЯ
МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕУПРУГИХ ПРОЦЕССОВ В СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ ЗОНАХ)
(годовой за 2016 г.)**

Раздел 9 «Науки о Земле»:

Подраздел 136 «Катастрофические эндогенные и экзогенные процессы, включая экстремальные изменения космической погоды: проблемы прогноза и снижения уровня негативных последствий»

Руководитель темы
д-р геол.-мин. наук

Баташев

В.Ю. Баталев

Бишкек 2016

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Заведующий лабораторией комплексных исследований геодинамических процессов в геофизических полях (ЛКИ), канд. физ.-мат. наук

подпись

В.Д. Брагин
(введение, раздел 1, 2)

Исполняющий обязанности заведующего лабораторией моделирования энергонасыщенных сред (ЛМЭС), канд. физ.-мат. наук

подпись

В.Н. Сычев
(введение, разделы 3, 4)

Исполняющий обязанности старшего научного сотрудника ЛМЭС, канд. физ.-мат. наук

подпись

С.А. Имашев
(раздел 4)

Научный сотрудник ЛКИ

подпись

В.А. Мухамадеева
(разделы 1, 2)

Младший научный сотрудник ЛКИ

подпись

Е.В. Воронцова
(разделы 1, 2)

Младший научный сотрудник ЛМЭС

подпись

В.А. Мубассарова
(раздел 3)

Исполняющий обязанности младшего научного сотрудника ЛМЭС

подпись

М.А. Мамадалиева
(раздел 3)

Отчет утвержден на заседании Ученого совета НС РАН (Протокол № 7 от 20 декабря 2016 г.)

Ученый секретарь НС РАН

2



О.Б. Забињякова

Реферат

Отчет содержит 127 страниц, 78 рисунков, 16 таблиц и список использованных источников, включающий 49 наименований.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ, СЕЙСМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ КАК ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (ВКЛЮЧАЯ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕУПРУГИХ ПРОЦЕССОВ В СЕЙСМОГЕНЕРИРУЮЩИХ ЗОНАХ)

Объектом исследования является геодинамические процессы, протекающие на Бишкекском геодинамическом полигоне, который расположен на территории Северного Тянь-Шаня, являющегося в настоящее время наиболее сейсмоактивной областью в Средней Азии.

Целью работы является изучение напряженно-деформационных процессов в земной коре электромагнитными и сейсмологическими методами.

Методы и методология проведения работ

Методически электромагнитные наблюдения проводятся на сети приемных электромагнитных станций. Режимные электромагнитные зондирования земной коры базируются на мощной электроимпульсной генераторной системе ЭРГУ-600-2. Во всех пунктах электромагнитных наблюдений производится непрерывный мониторинг геомагнитного поля Земли. Сейсмологические наблюдения базируются на автоматической телеметрической сейсмологической сети широкополосных станций KNET.

Анализ данных и интерпретация результатов опирается на опыт обработки электромагнитных и сейсмических данных. Используются методы обработки, основанные на спектральном, корреляционном и статистическом анализе исходных данных.

Для решения задачи: развитие и уточнение модели триггерного эффекта под влиянием электромагнитных воздействий природного и искусственного генезиса, проводятся исследования в следующих направлениях:

- Экспериментальное исследование влияния физических полей на акустическую эмиссию и скорость деструкции нагруженных геоматериалов.
- Изучение влияния мощных искусственных электромагнитных воздействий на генерацию микросейсмических событий в земной коре территории Бишкекского геодинамического полигона.

Основные результаты работ

Созданы банки первичных данных параметров по результатам непрерывного мониторинга электромагнитных, геомагнитных и сейсмических наблюдений. Продолжены наблюдения за вариациями естественных электрических полей. Установлено, что в электрическом поле

проявляются сейсмoeлектрические эффекты, связанные с сейсмическими событиями, произошедшими на дистанциях до 200 км от пункта наблюдений. При использовании согласованной фильтрации сейсмического и электрического полей установлено, что перед слабыми сейсмическими событиями с $K = 5 \div 8$ и более в большинстве случаев в электрическом поле возникают эффекты, предваряющие основное сейсмическое событие. Эти эффекты, по-видимому, связаны со слабыми форшоками, которые в сейсмическом поле, в связи со значительным уровнем шума, не видны.

Проделана работа по усовершенствованию экспериментов, направленных на исследование влияния физических полей на акустическую эмиссию и скорость деструкции нагруженных геоматериалов. Внедрены измерения диэлектрических параметров образца в ходе проведения эксперимента. Проведены сопоставления полученных значений диэлектрических параметров с повреждаемостью (акустической эмиссией) и деформациями образца.

В 2016 году проведены работы по автоматизации экспериментов по разрушению горных пород: создано программное обеспечение для измерения деформаций при разрушении геоматериалов с применением АЦП LA-i24USB.

Продолжены исследования деформации образцов мрамора месторождения Ак-Таш, гранита месторождения Каинды (Киргизия) и габбро.

Перечень ключевых слов: сейсмичность, землетрясение, каталог, геофизические данные, вариации электросопротивления, магнитное поле, электростимулирование, тангенс угла диэлектрических потерь, триггерные эффекты, акустическая эмиссия, деформация, скорость деформации, горная порода, отклик, фрактальный анализ, фрактальная размерность, параметр Херста, вейвлет-анализ.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	7
1 Развитие существующей системы комплексного геомониторинга для снижения рисков и предотвращения природных катастроф.....	9
1.1 Обработка записей сейсмических станций, определение эпицентров, глубины, энергетических и динамических параметров землетрясений.....	11
1.2 Анализ результатов сейсмологических наблюдений на территории Бишкекского геодинамического полигона.....	18
Заключение.....	24
2 Изучение распределения вариаций электрических характеристик земной коры (электросопротивления, его анизотропии, напряженности естественного электрического поля, и др.) с целью разработки предпосылок прогноза развития геодинамического процесса на территории отдельной сейсмоактивной области.....	26
2.1 Режимные электромагнитные исследования.....	26
Введение.....	26
2.1.1 Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами.....	27
2.2 Режимные геомагнитные наблюдения.....	48
2.3 Изучение электромагнитных эффектов, связанных с распространением сейсмических волн.....	58
Заключение.....	71
3 Экспериментальное исследование влияния физических полей на акустическую эмиссию и скорость деструкции нагруженных геоматериалов.....	73
Введение.....	73
3.1 Программное обеспечение для измерения деформации при разрушении геоматериалов с применением АЦП LA-i24USB.....	73
3.1.1 Описание структуры и работы LA-i24USB.....	74
3.1.2 Постановка задачи.....	76
3.1.3 Требования к аппаратным и программным средствам.....	76
3.1.4 Концептуальная модель программной системы.....	77
3.1.5 Руководство программиста.....	84
3.1.6 Руководство пользователя.....	86

3.2	Материал исследования и источники модельных энерговоздействий (ЭВ).....	90
3.3	Влияние кратковременных сеансов электромагнитных воздействий на скорость деформации, диэлектрические параметры и повреждаемость (акустическую эмиссию) образцов мрамора	92
	Заключение	106
4	Оценка возможностей применения методов фрактального анализа для исследования геофизических данных.....	108
4.1	Обзор методов оценки параметра Херста.....	108
	Введение.....	108
	Методика	109
	Заклучение	115
4.2	Фрактальный анализ сейсмосигнала.....	115
	Заклучение.....	123
	СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	124

Введение

Тянь-Шаньская горная система - один из наиболее сейсмически активных регионов мира. Несмотря на высокий уровень сейсмичности, крупные землетрясения здесь довольно редки. При этом сильные землетрясения концентрируются преимущественно в областях северной и южной границ Тянь-Шаня [7, 12]. В настоящее время в пределах Тянь-Шаня отмечается сейсмическое затишье. Отмечается большой дефицит землетрясений на всей территории Тянь-Шаня и в том числе на территории Бишкекского геодинамического полигона. Учитывая это обстоятельство, а также сильную сейсмическую активизацию в планетарном масштабе, можно ожидать возникновения в этом регионе сильных землетрясений.

Ввиду перечисленных особенностей этого региона, в 1982 г. на этой территории начали развиваться комплексные исследования, включающие в себя различные электромагнитные методы наблюдений за изменением электрических параметров земной коры и в первую очередь ее глубинной части, геомагнитные наблюдения за изменением магнитных параметров среды, предшествующих сейсмическим событиям. Позже были организованы наблюдения за эманациями почвенного радона. Вариации наблюдаемых параметров во всех методах в той или иной мере отражают изменение напряженно-деформационного состояния изучаемой среды.

К началу 90-х годов на территории Северного Тянь-Шаня совместно с корпорацией IRIS (США) Научной станцией РАН была инсталлирована современная цифровая телеметрическая сейсмологическая сеть KNET. Она состоит из 10 станций, укомплектованных широкополосными сейсмометрами типа Streckeisen (STS-2), 24-х разрядными дигитайзерами REFTEK-72, телеметрической системой на базе устройств широкополосной связи Freewave и 3-х радиоретрансляторов. На данный момент времени KNET представляет собой одну из лучших сетей в мире и единственную сеть в Центральной Азии. Выход доброкачественных данных с сети составляет не менее 98%. KNET позволяет выполнять автоматические непрерывные сейсмологические наблюдения и получать данные в реальном масштабе времени. Все ее станции расположены на скальных породах, и часть из них является мировым эталоном по наименьшему уровню шума. Качество получаемых с сети сейсмических данных позволило выделить в них эффекты, связанные с воздействием мощного электромагнитного поля на земную кору. Потребителями сейсмологических данных с сети KNET в настоящее время являются:

1. Организации Российской Федерации: Управление спецконтроля МО России, Геофизическая служба РАН, ИФЗ РАН;
2. Организации Кыргызской Республики: Институт сейсмологии НАН КР, Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ), г. Бишкек;

3. Организации Республики Казахстан: Институт сейсмологии Казахстана, Центр данных Национального ядерного центра Республики Казахстан;

4. Организации КНР: Администрация по землетрясениям СУАЗ КНР.

Совместно со станциями, расположенными на территориях Российской Федерации (Алтай), Казахстана, Китая, сеть KNET позволяет проводить высококачественный сейсмологический мониторинг всей Центральной Азии и ее ближайшего окружения.

1 Развитие существующей системы комплексного геомониторинга для снижения рисков и предотвращения природных катастроф

Киргизская широкополосная сейсмическая сеть (KNET), состоящая из 10 станций, эксплуатируется с сентября 1991 г. Сеть обслуживается Международным исследовательским центром – геодинамическим полигоном в Бишкеке (IGRC), созданном на базе Научной станции Российской академии наук. В состав сети входят 10 сейсмических станций, состоящих из сейсмометров Streckeisen STS-2, регистраторов REF TEK-72, телеметрического оборудования и центров сбора данных. Большая часть станций KNET располагается на территории Северо-Тянь-Шаньского орогена и 3 станции – вдоль границы с Казахской платформой (рисунок 1.1). Несколько основных тектонических структур, покрытых сетью, включают ряд разломов Тянь-Шаня, Чуйскую долину и хребты севернее долины, простирающиеся в направлении NW-SE.

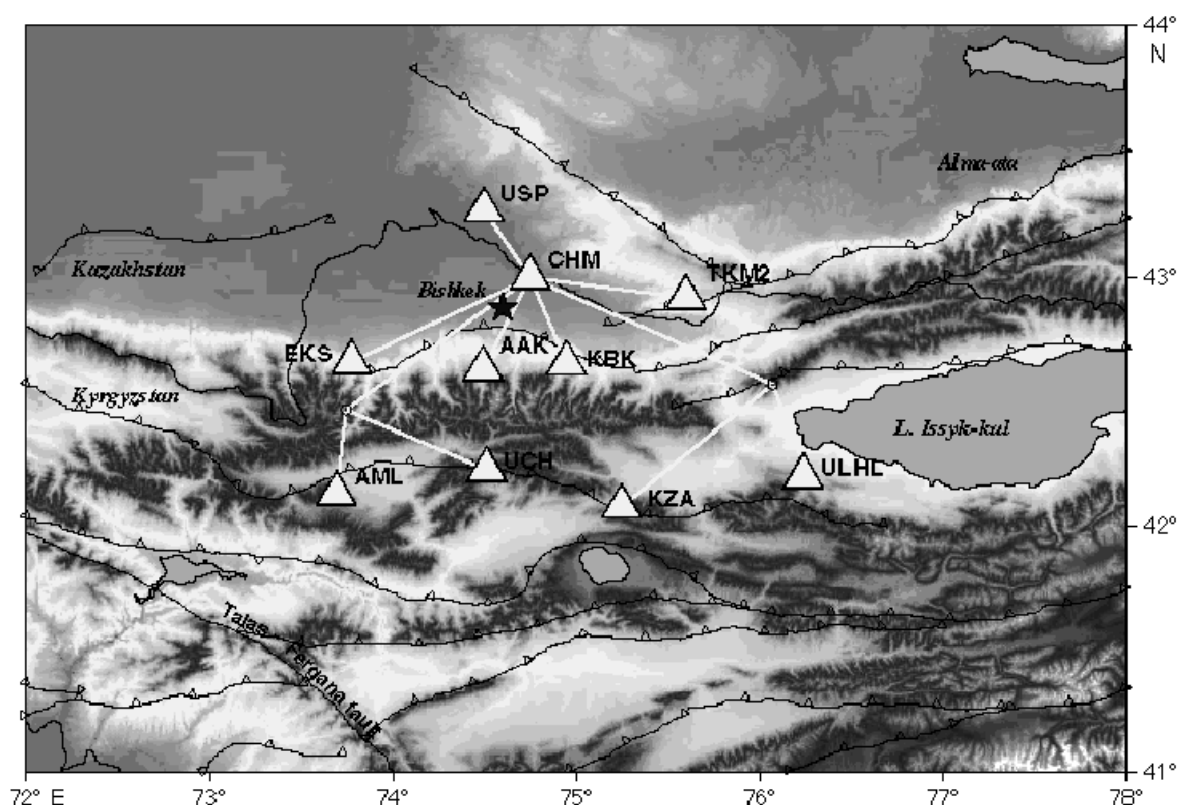


Рисунок 1.1 — Схема расположения пунктов сейсмологических наблюдений

В таблице 1.1. приведены координаты сейсмических станций сети KNET.

Таблица 1.1 — Координаты сейсмических станций сети KNET

пп	Название станции	Код станции	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Абс. высота, м
1	Алмалы-Ашуу	AML	42,131	73,694	3400
2	Ала-Арча	AAK	42,633	74,494	1648
3	Чумыш	CHM	42,999	74,751	655
4	Эркин-Сай	EKS	42,662	73,777	1360
5	Карагай-Булак	KBK	42,656	74,948	1760
6	Кызырт	KZA	42,078	75,250	3520
7	Токмак	TKM2	42,921	75,597	2020
8	Учтор	UCH	42,228	74,513	3850
9	Улахол	ULHL	42,246	76,242	2040
10	Успеновка	USP	43,267	74,500	740

Сейсмические станции объединены посредством цифровых радиотелеметрических каналов, которые совместно с современной технологией обработки данных обеспечивают очень высокий динамический диапазон – 140 dB и широкополосность сейсмических данных (0.008—50 Гц). Конфигурация сети была продиктована обеспечением возможного максимального покрытия территории Бишкекского геодинамического полигона и возможностью обеспечения телеметрической связи в пределах прямой видимости. Так как эта сеть оснащена широкополосными сенсорами, она также используется как длиннопериодная сейсмическая решетка, которая регистрирует сигналы с вероятными длинами волн в диапазоне от 10 до 100 километров.

В 1994 г. была произведена основательная модернизация сети, которая коснулась в первую очередь телеметрического оборудования. Также были заменены регистрирующие устройства и оборудование центров сбора и передачи сейсмологических данных в Научной станции РАН и в KISNASKR. В 2005 г. произведена модернизация центров сбора сейсмических данных, установлены современные сервера. Модернизация сети позволила обеспечить передачу сейсмических данных пользователям сети в режиме реального времени.

В настоящее время 10 станций KNET регистрируют непрерывные потоки данных с дискретностью 100, 40 и 1 sps. Это позволяет качественно проводить верификационные исследования, а также наблюдать эффекты в сейсмическом поле, связанные с электромагнитным воздействием на земную кору, производимым мощными генераторными установками, используемыми Научной станцией РАН при электромагнитных зондированиях земной коры.

Все станции сети расположены на скальных породах, и часть из них является мировым эталоном по наименьшему уровню шума.

Выход доброкачественных данных с сети составляет не менее 98%. KNET позволяет выполнять автоматические непрерывные сейсмологические наблюдения и получать данные в реальном масштабе времени. Для сравнения: выход доброкачественных данных с сетей детальных

станций, установленных в штате Колорадо (США) и Аляске (США), составляет 85% и 75% соответственно.

1.1 Обработка записей сейсмических станций, определение эпицентров, глубины, энергетических и динамических параметров землетрясений

Определение времен вступлений является частью штатных операций KNET [5, 1]. Шкала магнитуд, калиброванная по стандартам США, применяется ко всем локальным и удаленным событиям, зарегистрированным сетью. События сравниваются с их списком в PDE и REB для проверки ограничений обнаружения этой сети, зафиксированные события обрабатываются и распределяются по категориям в локальные и региональные каталоги. Местоположение локальных сейсмических событий определяется с использованием традиционных алгоритмов локализации землетрясений [7], а локализация региональных событий определяется методом засечек сети. Обработка волновых форм ведется с использованием пакета сейсмологических программ «Antelope». Киргизский бюллетень землетрясений создается в Институте сейсмологии КР и НС РАН.

Все исходные данные (волновые формы) постоянно архивируются на жестких дисках серверов и оптических носителях (CD-ROM) и в настоящее время доступны за период с 1994 г. по октябрь 2016 г. Данная база волновых форм доступна (по запросам) с серверов НС РАН для всех исследователей, занимающихся сейсмологическими исследованиями территории Центральной Азии и её окружения.

Помимо штатных операций (локализация сейсмических событий, ведение каталога землетрясений) производятся определения фокальных механизмов сейсмических событий на площади в пределах 42° – 43° по широте и 73.75° – 76° по долготе. Определения основных параметров механизма очага выполнены по методике А.В. Введенской. Расчет фокальных механизмов очагов проводится с использованием программы FPFIT П. Ресенберга и Д. Опенхеймера [8]. Для расчета фокальных механизмов очагов допускались лишь те события, которые были зарегистрированы семью и более станциями, в результате чего решения были получены для 765 событий. Разброс в определении положения нодальных плоскостей по азимуту простирания, углу падения и углу скольжения составляет соответственно 11° , 19° и 19° . В результате проведенных расчетов был составлен каталог фокальных механизмов, который, кроме параметров гипоцентра, включает в себя параметры, характеризующие положение нодальных плоскостей и главных осей напряжений: азимут и угол погружения. В таблице 1.2 приведен каталог землетрясений с $K > 6$ для Бишкекского прогностического полигона за период 2016 г.

Таблица 1.2 — Каталог землетрясений за 2016 г.

Дата	Часы	Минуты	Секунды	Широта, ° с.ш.	Долгота, ° в.д.	Глубина, км	Класс
01.01.16	0	43	17,72	42,0883	73,8728	5,70	7,13
01.01.16	16	3	8,52	44,3302	74,3892	1,07	7,37
02.01.16	16	27	43,60	42,5842	75,1492	13,39	7,39
02.01.16	21	19	57,84	42,7648	73,5765	12,01	7,51
03.01.16	8	54	25,35	41,9542	75,5782	7,00	6,98
03.01.16	15	44	55,92	41,7208	75,8102	7,00	7,16
03.01.16	20	29	40,77	43,5638	76,8277	17,92	7,48
04.01.16	18	7	19,28	42,2213	76,9312	0,12	8,11
05.01.16	0	15	18,54	42,5273	74,4588	6,10	6,52
05.01.16	8	44	36,46	42,4057	77,5278	0,04	9,03
09.01.16	7	32	10,66	42,2930	73,0825	7,75	9,04
10.01.16	4	59	35,32	42,5393	74,4418	6,97	6,58
10.01.16	5	35	55,12	41,8047	72,9435	2,64	9,07
11.01.16	4	5	43,76	41,6537	73,1670	11,45	7,12
11.01.16	22	38	2,21	42,6547	74,9045	9,74	6,72
13.01.16	18	48	58,75	41,4690	74,5903	25,94	9,42
13.01.16	19	48	35,37	41,4823	74,5965	16,25	6,78
13.01.16	20	8	13,50	41,4628	74,6182	14,68	7,47
14.01.16	12	7	28,43	41,6045	73,6222	5,68	7,25
15.01.16	17	52	21,55	42,1253	75,9687	15,66	8,42
16.01.16	10	23	31,43	42,2708	74,8200	17,05	7,38
16.01.16	15	9	54,89	42,2092	75,2683	15,18	8,32
19.01.16	1	37	59,47	41,9453	75,5760	15,97	8,24
19.01.16	20	13	28,17	42,1113	75,9052	8,31	8,31
20.01.16	20	48	22,76	42,6935	74,8155	11,04	6,99
21.01.16	1	5	31,67	41,3793	75,6923	0,07	7,58
21.01.16	15	13	47,64	42,3638	74,1470	8,40	6,79
29.01.16	2	12	44,62	43,1177	77,1210	8,05	8,53
29.01.16	16	9	12,33	42,5967	74,5972	1,99	6,94
29.01.16	21	50	4,01	42,5950	74,5788	6,34	7,50
31.01.16	0	7	4,32	40,9352	74,0205	5,93	8,55
01.02.16	13	34	11,46	42,3108	73,6445	6,69	7,16
01.02.16	19	33	19,65	40,9810	74,0867	2,60	9,36
03.02.16	13	39	57,58	41,0748	74,0758	6,55	7,18
04.02.16	9	59	6,67	42,0643	74,2380	6,60	7,76
04.02.16	14	48	17,34	40,9712	74,0735	0,06	7,15
05.02.16	0	16	37,96	41,1252	74,0912	0,01	8,55
06.02.16	3	22	33,12	42,5527	74,7310	17,86	8,18
09.02.16	0	25	52,02	42,5918	75,1412	13,94	7,97
09.02.16	11	10	1,60	42,6068	75,1585	7,00	6,64
09.02.16	13	34	20,59	42,5942	75,1518	9,83	8,61
09.02.16	14	2	10,94	42,5930	75,1575	10,42	8,10

Продолжение таблицы 1.2

09.02.16	17	33	56,02	42,5920	75,1535	11,03	7,69
09.02.16	18	39	4,80	42,6047	75,1472	11,91	7,33
09.02.16	23	31	13,71	41,7635	75,4067	10,19	6,50
10.02.16	12	43	0,95	42,5887	75,1500	11,24	10,09
10.02.16	23	52	38,72	41,0947	72,9988	1,71	11,32
11.02.16	20	49	29,55	42,5987	75,1377	12,00	8,43
11.02.16	22	22	1,65	41,0178	74,0797	0,13	8,81
11.02.16	22	28	36,92	41,0197	74,0807	0,04	8,91
12.02.16	0	23	36,19	42,5843	75,1450	11,19	7,36
12.02.16	18	26	22,86	42,8172	72,8602	21,92	9,01
12.02.16	20	18	6,09	42,5938	75,1530	13,49	7,18
12.02.16	22	18	29,46	40,9643	74,2010	0,11	7,38
13.02.16	13	38	39,72	44,3527	74,3393	0,04	7,24
14.02.16	1	58	26,20	42,5850	75,2593	21,44	8,84
14.02.16	7	18	15,21	42,5315	74,4465	13,76	6,60
14.02.16	17	24	22,16	41,9947	75,3282	21,16	9,44
15.02.16	12	44	3,71	42,2130	75,2497	7,00	7,13
16.02.16	5	53	8,02	42,5942	75,1547	12,55	8,20
16.02.16	7	10	6,72	42,5202	75,9295	17,00	7,58
17.02.16	15	10	50,22	42,5877	75,1430	12,19	8,08
18.02.16	10	58	34,91	43,3148	74,6852	2,90	6,94
19.02.16	11	41	9,61	43,2950	77,3527	0,02	7,86
21.02.16	9	39	25,80	42,9233	75,0428	14,17	7,12
21.02.16	15	45	46,60	42,1697	76,2158	14,52	8,05
22.02.16	7	31	47,79	42,5845	75,1503	9,27	8,38
23.02.16	2	59	0,38	43,6970	74,3883	22,35	7,77
23.02.16	4	9	8,60	42,5933	75,5235	17,62	7,57
26.02.16	10	1	36,68	42,5925	75,1482	14,66	8,03
26.02.16	12	42	56,62	42,5907	75,1435	12,97	7,53
26.02.16	20	35	22,65	43,3235	75,0143	7,00	6,93
29.02.16	1	21	59,56	41,5322	76,9920	4,72	8,99
01.03.16	2	42	16,89	42,3315	72,9062	6,20	7,91
01.03.16	17	56	20,76	42,2790	74,8325	12,74	7,66
02.03.16	8	59	15,80	43,5992	76,5282	27,82	8,34
03.03.16	0	14	54,83	41,1495	73,5920	0,03	7,78
03.03.16	3	53	49,72	43,5952	76,4332	2,35	8,31
04.03.16	0	3	1,90	42,5833	75,1395	7,00	7,38
08.03.16	9	35	26,30	43,7837	74,1240	13,80	7,92
09.03.16	17	15	1,62	41,1273	74,3707	0,36	8,26
10.03.16	13	42	9,66	44,3802	74,3382	4,15	6,88
10.03.16	17	58	32,78	41,3540	72,5382	0,38	8,13
11.03.16	0	37	46,02	42,0637	77,3368	0,06	7,37
11.03.16	6	14	21,36	43,1128	76,7902	29,84	7,40
11.03.16	16	8	45,99	41,4435	73,5098	1,36	9,32

Продолжение таблицы 1.2

12.03.16	22	52	25,23	42,2663	76,1840	5,37	8,36
14.03.16	4	40	15,11	42,5905	74,5998	5,88	8,41
14.03.16	13	3	54,50	43,7677	75,5257	1,20	7,86
16.03.16	19	30	14,06	42,1908	77,2638	1,84	8,39
18.03.16	17	35	9,34	41,4515	73,4945	0,01	7,37
18.03.16	22	43	26,54	41,0823	74,1032	0,03	9,73
19.03.16	17	29	31,90	42,6610	74,9075	10,03	6,95
21.03.16	20	43	10,96	42,5332	72,4942	0,01	7,14
24.03.16	11	19	27,85	41,3800	74,5803	0,03	10,13
26.03.16	0	36	9,11	41,2680	73,1967	2,77	9,12
26.03.16	1	8	21,65	42,3372	73,0657	9,71	8,06
26.03.16	19	22	6,51	42,2707	76,2767	17,18	8,34
29.03.16	1	33	21,87	41,0840	74,1302	0,03	8,30
29.03.16	1	45	20,07	42,5858	75,1458	13,66	8,00
29.03.16	3	47	51,43	43,0488	74,9172	5,02	6,21
31.03.16	0	25	1,24	43,0733	76,0442	17,26	8,07
03.04.16	18	8	51,94	41,4122	75,9440	0,19	9,60
04.04.16	4	49	53,58	41,2322	75,2577	0,01	9,17
06.04.16	10	25	5,98	40,9062	74,8850	0,02	8,19
09.04.16	17	31	46,97	42,1403	75,9850	6,87	11,06
10.04.16	18	52	1,15	42,5987	76,1535	7,00	7,25
12.04.16	12	3	12,17	42,4835	74,6980	7,20	6,50
12.04.16	19	52	38,44	42,8157	76,3537	18,07	7,72
13.04.16	9	47	7,03	42,3643	76,0787	6,65	7,70
13.04.16	11	53	28,09	41,3887	74,6020	0,04	9,43
13.04.16	15	2	56,11	42,8260	76,3245	2,97	9,22
13.04.16	22	21	41,57	42,7445	76,4112	7,09	8,50
14.04.16	6	23	29,19	42,2910	75,9667	7,34	8,43
15.04.16	15	25	15,40	41,6360	74,7453	17,37	7,73
18.04.16	17	19	4,37	43,7150	75,0248	7,00	6,93
21.04.16	6	55	21,46	42,0230	72,4202	0,01	8,59
21.04.16	13	8	13,50	42,1385	76,0088	2,84	7,89
21.04.16	13	52	52,96	41,0987	76,1445	0,62	7,84
21.04.16	14	29	27,11	43,2552	76,2307	7,92	6,98
22.04.16	4	54	11,32	41,3540	74,6130	6,93	8,09
23.04.16	6	35	0,33	41,9112	76,7063	2,45	9,41
23.04.16	6	41	44,14	41,8882	76,7262	2,84	10,61
24.04.16	16	59	56,46	42,1572	73,7977	5,97	9,05
26.04.16	3	21	2,19	40,9182	74,4295	0,04	10,54
26.04.16	10	3	13,84	43,0158	74,4077	6,62	8,74
30.04.16	1	13	6,34	42,9937	77,3272	0,48	8,05
30.04.16	15	39	39,20	41,1315	73,5095	6,69	9,79
05.05.16	19	54	49,17	41,3450	75,7958	2,96	11,21
06.05.16	3	42	14,59	41,0585	74,0855	7,00	7,13

Продолжение таблицы 1.2

06.05.16	12	9	50,13	43,6872	76,9013	3,17	9,21
10.05.16	19	52	32,37	42,5723	74,5660	8,00	7,37
14.05.16	11	10	14,84	44,3715	74,3922	1,74	7,10
17.05.16	13	54	56,48	42,5153	75,8165	6,48	8,40
17.05.16	14	39	56,99	41,7260	73,7258	12,37	7,27
17.05.16	16	24	53,94	40,8792	74,1803	6,94	7,39
17.05.16	17	40	1,15	42,1077	75,4910	7,00	7,78
18.05.16	10	21	11,40	42,1428	73,7592	5,77	7,37
18.05.16	15	45	9,33	44,3572	74,3662	0,05	7,17
18.05.16	21	41	56,06	41,3533	75,7673	11,16	7,64
20.05.16	12	26	18,71	42,9275	77,0680	1,09	8,32
24.05.16	13	14	48,04	42,0783	76,0773	8,90	7,68
25.05.16	2	22	40,53	43,0487	74,8738	4,96	6,26
26.05.16	0	30	9,41	41,2223	72,3007	0,06	10,57
27.05.16	6	11	18,88	41,7395	73,0533	15,55	10,87
30.05.16	22	41	2,49	43,0617	76,9033	3,83	8,42
31.05.16	18	33	45,79	42,2225	76,0860	2,72	7,90
03.06.16	11	39	3,36	41,6560	74,8315	19,84	8,35
04.06.16	14	4	33,29	41,1643	74,6003	7,00	8,07
05.06.16	14	18	33,55	42,3727	74,6965	7,00	7,45
05.06.16	14	58	51,79	44,3642	74,3470	0,08	7,19
06.06.16	9	11	35,97	42,4978	72,1750	15,50	7,86
06.06.16	11	6	38,31	41,3623	75,7797	2,39	8,66
06.06.16	11	22	23,76	40,8952	74,9252	3,08	8,73
09.06.16	20	15	11,04	43,1337	75,6853	16,65	7,82
10.06.16	3	45	40,96	42,4962	74,4185	6,50	7,67
11.06.16	6	10	51,34	42,1343	75,3475	7,12	8,96
11.06.16	14	7	5,47	41,2562	73,6270	0,01	7,44
12.06.16	10	3	44,94	40,9548	75,7008	0,01	8,20
14.06.16	4	26	27,02	44,3667	74,3668	1,48	7,19
16.06.16	14	32	15,89	44,3485	74,3777	0,02	7,26
16.06.16	15	9	55,82	44,3470	74,3553	0,02	7,32
17.06.16	5	54	54,61	40,9655	74,9067	0,02	9,14
18.06.16	7	4	40,92	42,0835	77,0595	8,41	8,37
18.06.16	22	47	57,82	43,2647	75,1653	14,91	7,74
19.06.16	19	27	32,22	42,9137	75,0635	17,63	6,38
21.06.16	2	16	59,14	42,7522	71,8525	15,81	8,08
21.06.16	5	27	1,66	42,2867	75,9090	16,25	8,56
21.06.16	14	17	54,63	43,6898	74,3890	14,53	7,26
24.06.16	20	29	10,03	42,6403	74,6370	10,14	7,08
25.06.16	1	5	21,02	42,0240	72,3357	0,05	7,59
25.06.16	16	28	34,64	41,1110	74,1038	0,07	7,98
27.06.16	1	46	27,78	41,7220	73,6032	10,18	7,60
27.06.16	3	17	32,10	42,2638	74,7787	16,99	8,55

Продолжение таблицы 1.2

29.06.16	2	25	20,31	41,2167	73,9868	0,02	7,68
30.06.16	14	19	38,71	41,3398	72,5352	0,13	8,50
01.07.16	1	37	56,64	42,5385	74,4497	14,21	6,56
01.07.16	9	10	16,46	40,8432	74,9397	6,87	8,45
01.07.16	20	53	32,24	42,4453	75,5933	10,55	7,43
02.07.16	14	58	38,48	43,4972	74,7733	16,80	9,37
02.07.16	19	25	11,75	42,5745	74,5702	7,27	7,99
04.07.16	1	21	46,16	41,1680	73,3128	2,32	9,77
04.07.16	4	34	5,81	42,6083	74,9842	21,91	7,90
04.07.16	4	38	33,92	42,6112	75,0003	16,83	8,61
07.07.16	16	27	44,21	42,2972	75,9888	7,23	9,28
09.07.16	10	25	25,27	42,1863	76,3302	11,68	9,02
09.07.16	10	28	46,69	42,1767	76,3433	12,81	9,09
11.07.16	12	2	39,93	42,2673	74,9822	19,70	8,93
12.07.16	7	2	12,47	43,0537	77,3313	2,98	10,97
14.07.16	4	0	43,55	40,9362	72,7720	0,02	8,65
14.07.16	6	19	48,70	42,2742	74,9365	20,07	8,22
16.07.16	12	5	6,12	41,6937	74,7667	0,04	7,63
17.07.16	19	51	2,86	42,6528	74,8278	11,02	7,67
18.07.16	18	14	36,75	44,3737	74,3297	0,05	7,09
19.07.16	19	15	40,51	41,7375	73,0507	2,42	8,06
21.07.16	13	56	17,88	42,8680	74,0085	16,22	8,22
21.07.16	14	21	15,24	42,0975	75,7970	12,14	7,71
21.07.16	20	43	48,95	42,2912	76,0205	0,25	8,19
24.07.16	9	54	59,65	41,9292	73,1797	4,81	7,77
26.07.16	18	21	21,45	43,0735	75,3013	7,00	7,76
27.07.16	17	36	43,60	42,5387	74,4655	13,49	6,59
27.07.16	22	41	55,35	42,7268	76,2758	3,06	8,53
28.07.16	3	26	48,11	43,0518	74,9213	0,24	7,10
31.07.16	19	31	37,02	41,9958	75,5073	17,26	7,03
01.08.16	3	8	38,86	42,6132	74,6532	6,79	9,76
01.08.16	8	0	10,12	41,7648	72,9343	0,00	11,40
01.08.16	14	28	20,70	44,3763	74,3365	0,09	7,28
01.08.16	17	6	37,19	42,2673	76,6060	0,07	8,28
04.08.16	9	38	40,66	41,6582	74,4315	22,78	9,65
04.08.16	11	31	55,44	41,5712	72,8608	0,01	8,35
04.08.16	17	19	23,46	42,5697	74,5695	6,77	6,69
05.08.16	3	6	58,19	42,9677	72,8227	8,65	8,58
06.08.16	4	59	16,24	43,4888	74,4507	19,64	7,48
12.08.16	0	7	39,35	41,2593	73,7403	5,84	9,15
14.08.16	6	3	0,02	42,5592	75,3182	12,57	8,19
16.08.16	16	6	7,06	42,4777	72,9498	9,27	7,57
16.08.16	21	46	11,56	42,5950	75,1670	9,24	7,53
17.08.16	3	11	50,56	43,0523	74,9230	0,00	7,30

Продолжение таблицы 1.2

18.08.16	1	33	45,85	42,2707	76,3545	14,55	8,90
19.08.16	2	54	4,11	43,1910	74,2177	6,82	7,49
19.08.16	3	57	24,61	43,0453	76,0730	20,42	7,93
19.08.16	13	8	40,31	42,2555	73,8418	7,00	8,74
19.08.16	20	39	5,87	41,0990	76,0390	0,01	8,12
19.08.16	23	34	47,94	44,0158	75,8143	21,89	8,14
20.08.16	20	18	1,13	42,1102	75,0567	18,24	8,82
20.08.16	20	34	57,93	40,9502	72,7133	13,33	10,29
22.08.16	22	26	11,83	42,2060	76,3738	10,79	7,93
23.08.16	12	23	22,28	42,1552	76,2982	9,63	8,34
24.08.16	11	54	21,85	42,4582	74,2448	10,73	6,92
24.08.16	17	26	19,76	42,1905	76,3475	12,12	8,17
25.08.16	9	27	28,57	42,9583	74,7862	21,70	8,08
26.08.16	9	46	40,52	41,6170	73,3247	12,19	8,18
26.08.16	13	4	32,03	42,4648	78,4182	0,04	9,51
29.08.16	8	55	4,16	42,9393	76,0950	5,35	7,97
01.09.16	2	23	27,40	42,2800	74,8270	17,88	9,84
02.09.16	2	29	45,96	43,0557	74,9220	2,53	6,46
02.09.16	17	15	31,63	42,3462	73,1347	7,00	7,04
02.09.16	18	1	23,59	42,0418	75,1868	16,72	7,01
02.09.16	18	43	39,60	41,8315	78,9005	0,09	8,69
03.09.16	18	35	1,50	42,5805	72,5615	5,06	9,39
05.09.16	1	14	50,85	41,6792	75,0127	17,08	7,74
05.09.16	4	49	51,11	41,2758	73,4380	0,02	9,19
05.09.16	15	23	57,97	42,5705	74,5775	6,29	6,91
06.09.16	17	32	36,12	42,5718	74,5743	7,06	7,29
06.09.16	23	18	12,72	42,7067	76,2018	7,00	8,70
10.09.16	3	7	55,94	41,6792	73,0572	7,00	8,24
10.09.16	17	20	28,04	42,6112	74,6327	9,27	6,39
15.09.16	3	6	8,17	43,0535	74,9142	5,00	7,42
16.09.16	13	0	56,42	41,8890	77,3495	2,75	9,15
16.09.16	22	3	22,57	42,2805	74,9067	16,75	9,57
21.09.16	21	6	33,40	41,0022	73,6972	0,07	8,86
22.09.16	1	25	29,45	41,0762	74,6448	7,30	7,07
22.09.16	6	29	40,88	42,2522	73,9092	15,45	9,96
24.09.16	8	54	25,00	43,3113	75,0040	15,51	9,31
26.09.16	14	32	50,87	42,3918	76,3803	6,97	7,98
26.09.16	18	10	20,33	42,3883	76,3460	7,00	7,94
30.09.16	10	43	24,16	41,6955	76,1352	0,01	8,23
07.10.16	13	39	13,20	42,3547	72,3950	0,04	7,37
09.10.16	12	1	21,84	42,3587	76,4153	13,25	8,60
11.10.16	20	24	21,76	42,4183	74,0012	16,31	7,91
12.10.16	0	42	52,67	43,0967	76,6487	0,06	6,82
12.10.16	22	20	58,42	43,2992	75,0408	12,79	7,47

Продолжение таблицы 1.2

13.10.16	8	58	21,34	42,1775	73,7888	3,85	7,10
14.10.16	5	53	29,41	42,9445	77,1060	10,62	8,25
14.10.16	12	2	32,68	41,5620	73,9480	11,78	7,28
15.10.16	9	16	9,60	42,6317	74,7043	12,10	7,76
15.10.16	9	42	19,24	42,1828	75,4268	11,58	7,97
17.10.16	16	7	23,08	42,2495	75,0173	23,42	8,07
18.10.16	4	55	2,43	43,3658	75,6692	9,57	7,95
18.10.16	20	0	5,84	40,6745	73,1305	3,90	8,92
19.10.16	11	16	7,99	41,7210	74,7155	0,08	7,28
19.10.16	14	0	32,65	42,5685	74,6017	6,42	6,56
20.10.16	4	8	18,56	43,0510	74,9162	5,02	7,52
20.10.16	20	6	38,35	42,7832	74,3803	7,00	6,38
23.10.16	8	44	6,57	41,3027	72,2510	0,05	8,66
24.10.16	1	55	0,39	41,0943	74,0328	0,02	7,55
24.10.16	8	46	45,24	40,8045	73,5900	0,01	8,11
25.10.16	21	37	59,48	41,7845	72,8755	0,02	8,15
26.10.16	1	38	2,74	41,2215	72,8588	3,69	8,23
27.10.16	10	59	9,92	41,5748	73,9212	0,12	6,68
28.10.16	10	58	29,86	41,0713	72,7728	12,22	10,12
28.10.16	14	2	22,08	42,4210	76,4738	6,64	8,06
28.10.16	23	40	1,38	42,2507	74,1287	16,72	7,19
29.10.16	11	55	3,54	42,4817	74,4793	6,13	7,01
31.10.16	7	48	45,58	42,5930	75,3588	13,62	8,39

1.2 Анализ результатов сейсмологических наблюдений на территории Бишкекского геодинамического полигона

Период с 2014 г. по октябрь 2016 г. характеризовался нестабильным сейсмическим режимом. По сравнению с 2013 г., в 2014 количество землетрясений с $K > 10$ соответствовало уровню предшествующего года - 14 событий, однако в 2015 г. наметился резкий рост сейсмичности – произошло 28 событий, половина из которых пришлась на юго-западную часть полигона, главным образом на область Ферганского хребта и к юго-западу от него. Активизация сейсмичности в этой части полигона в октябре-декабре 2015 г. была связана с двумя сильными землетрясениями на территории Афганистана (26.10.15, $M_w=7.5$) и Таджикистана (07.12.15, $M_w=7.2$).

В текущем 2016 году на территории, ограниченной координатами: 40^0 - 44^0 с.ш. и 70^0 - 81^0 в.д., произошло 14 событий выше 10-го класса, из них 12 событий с $K > 10$ имели место на значительном удалении от столицы республики (от 140 до 270 км).

В центральной части рассматриваемой территории (в пределах 42^0 - 43^0 с.ш. и 73^0 - 76^0 в.д.) произошло 2 землетрясения выше 10 класса: эпицентр первого из них (10.02.16, $K=10.1$) находился

на северном склоне Киргизского хребта, в долине р. Кегеты, в 57 км к юго-востоку от г. Бишкек; эпицентр второго события (09.04.16, K=11.06) – в северо-западном окончании хребта Терской Ала-Тоо, обрамляющем с юго-востока Кочкорскую впадину, примерно в 140 км к юго-востоку от г. Бишкек.

На рисунке 1.2 приведена схема пространственного распределения сейсмических событий.

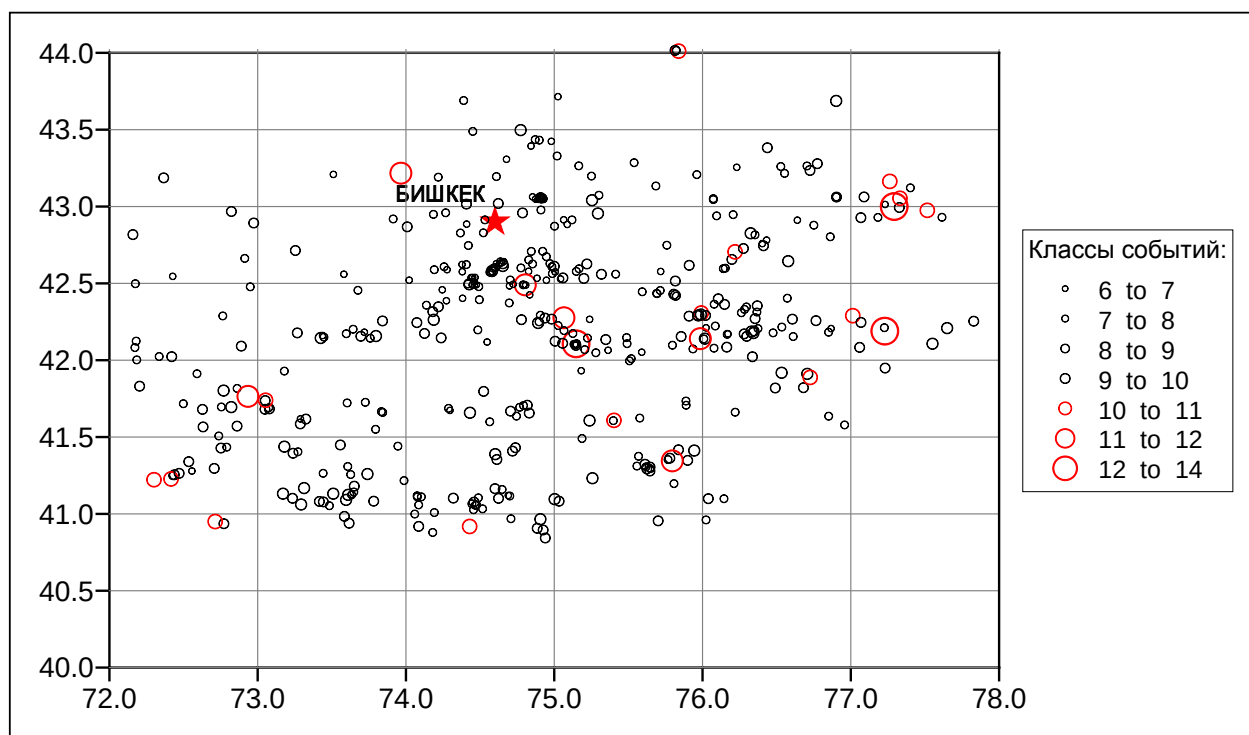


Рисунок 1.2 — Общая картина сейсмичности по данным сети KNET в период с 2014 г. по сентябрь 2016 г. на территории Бишкекского прогностического полигона и в его окрестностях

На рисунках 1.3 и 1.4 показано распределение сейсмических событий по площади и во времени (в период с 2014 по 2016 гг.) в пределах полигона.

В таблице 1.3 приведены ранжированные по классам и годам статистические данные по распределению землетрясений на площади, ограниченной координатами: 40°-44° с.ш. и 70°-81° в.д. и включающей в себя территорию Киргизии и часть территории сопредельных государств.

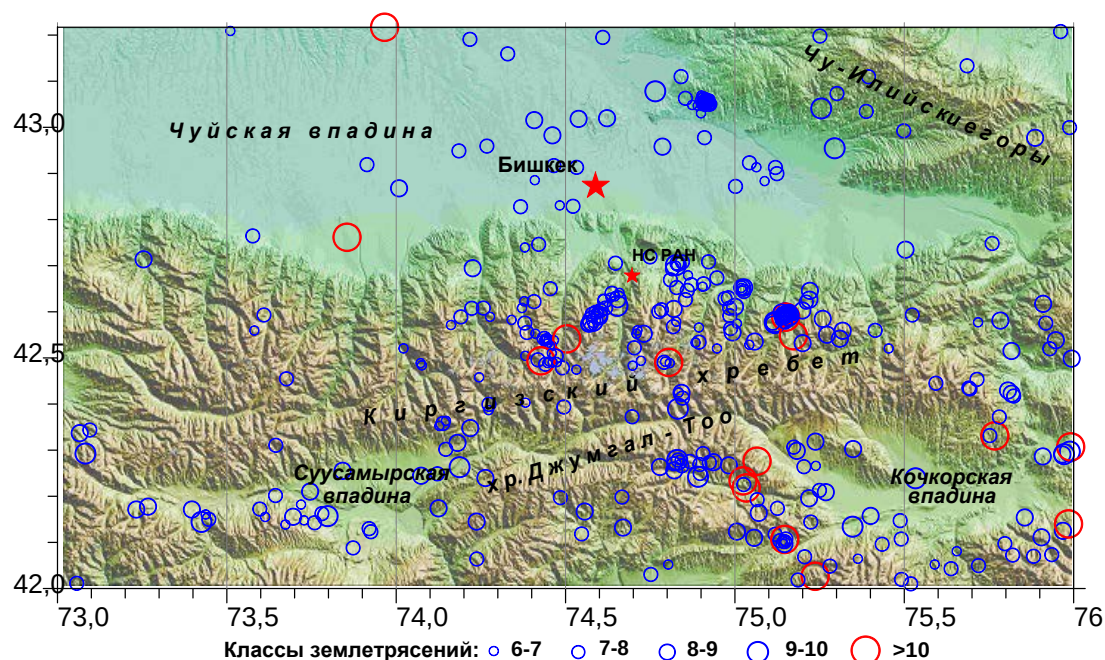


Рисунок 1.3 — Карта распределения эпицентров сейсмических событий, зарегистрированных сетью KNET в период с 2014 г. по сентябрь 2016 г. в пределах Бишкекского прогностического полигона

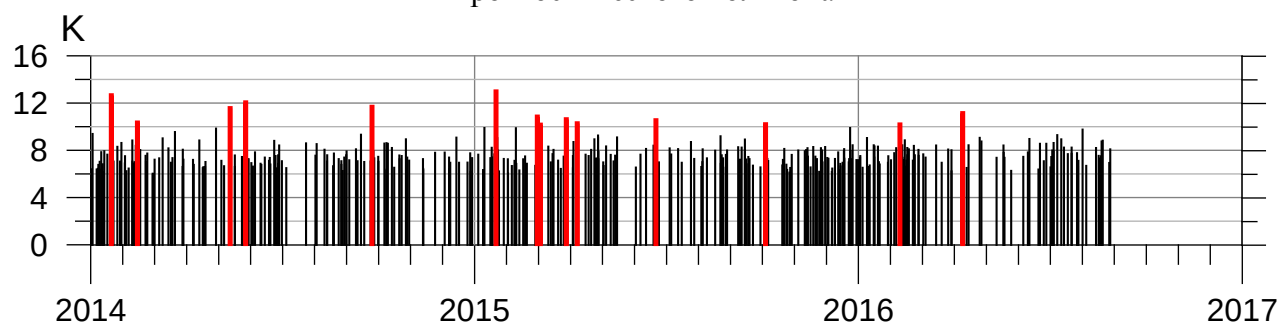


Рисунок 1.4 — Распределение во времени сейсмических событий, зарегистрированных сетью KNET в период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

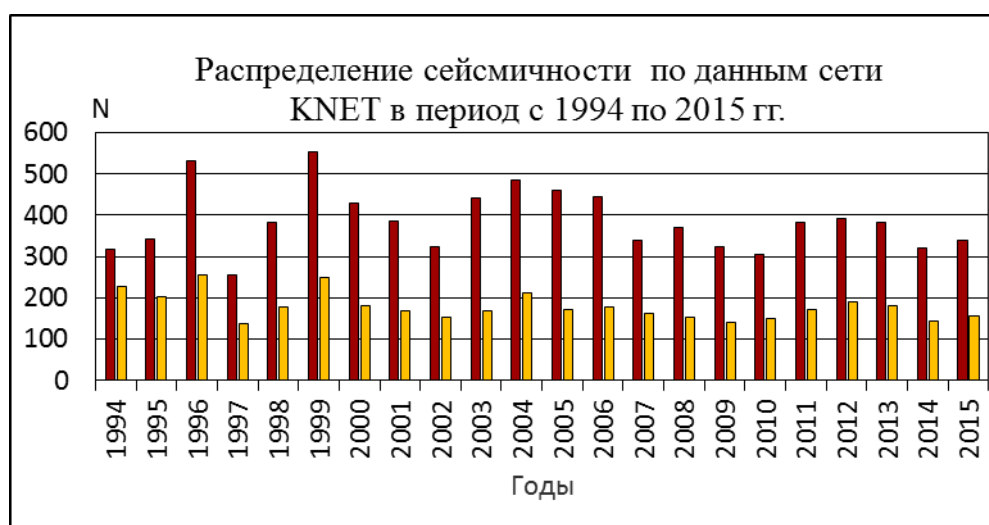


Рисунок 1.5 — Гистограммы распределения сейсмических событий по годам на территории Бишкекского геодинамического полигона и за его пределами в рамках: 40° - 44° с.ш. и 70° - 81° в.д. (выделено коричневым цветом) и в центральной части полигона- 42° - 43.2° с.ш. и 73° - 76° в.д. (выделено желтым цветом)

Таблица 1.3 — Распределение ранжированных по классам и годам сейсмических событий, зарегистрированных сетью KNET в рамках площади с координатами: 40⁰-44⁰ с.ш. и 70⁰-81⁰ в.д.

Годы	K=6	K=7	K=8	K=9	K=10	K=11	K=12	K=13	K=14	K=15	K=16	K=17	Σ по годам
1994	1	133	176	8	0	0	0	0	0	0	0	0	318
1995	9	167	171	2	0	1	0	0	0	0	0	0	350
1996	316	154	48	13	4	4	0	1	0	0	0	0	540
1997	140	81	24	10	0	0	0	0	0	0	0	0	255
1998	184	164	27	6	4	1	1	0	0	0	0	0	387
1999	243	211	68	24	6	2	1	0	0	0	0	0	555
2000	76	187	117	40	12	4	2	0	0	0	0	0	438
2001	48	202	95	24	15	4	3	0	0	0	0	0	391
2002	39	154	84	34	13	4	0	0	0	0	0	0	328
2003	43	217	129	41	9	8	1	0	1	0	0	0	449
2004	69	265	111	33	7	4	0	2	0	0	0	0	491
2005	52	232	118	41	14	4	6	0	0	0	0	0	467
2006	48	200	127	54	24	5	1	1	1	0	0	0	461
2007	41	169	86	30	8	3	1	1	0	0	0	0	339
2008	59	192	73	33	10	2	1	1	0	0	0	0	371
2009	32	143	95	41	13	9	3	0	0	0	0	0	336
2010	38	162	74	27	2	2	1	1	0	0	0	0	307
2011	41	158	111	52	15	2	4	0	0	0	0	0	383
2012	27	173	127	50	15	3	0	1	0	0	0	0	396
2013	86	215	65	20	10	2	0	1	0	0	0	0	399
2014	61	160	80	22	9	2	3	0	1	0	0	0	338
2015	50	137	100	28	18	5	3	2	0	0	0	0	343
Итого	1703	3876	2106	633	208	71	31	11	3	0	0	0	8642

Как видно из таблицы 1.3, основная часть сейсмических событий, произошедших на этой территории в период с 1994 г. по 2016 г., находится в диапазоне $6 \leq K \leq 13$. События с классами выше 13 для данной территории являются единичными. На рисунках 1.5 и 1.6 представлены графики распределения суммарного количества сейсмических событий и распределения их по классам за этот период; на рисунке 1.7 показана диаграмма распределения сейсмических событий с $K \geq 11$.

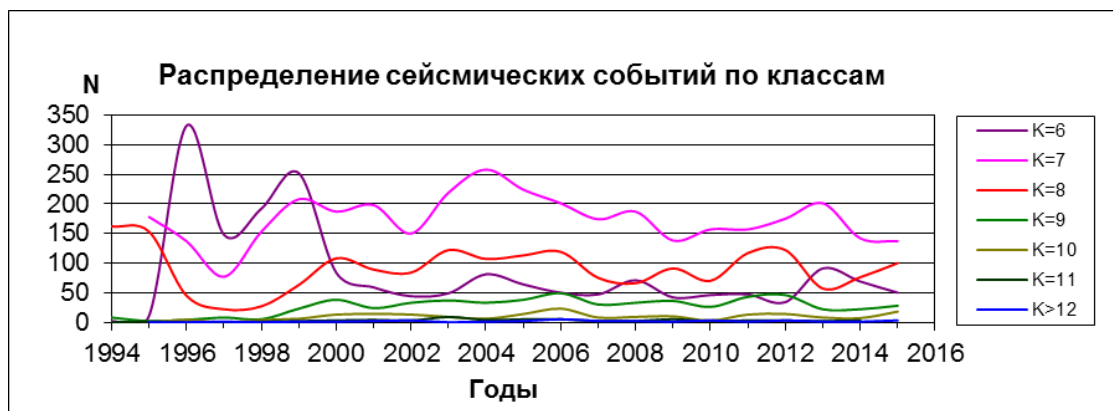


Рисунок 1.6 — Распределение сейсмических событий определенного класса на территории Бишкекского геодинимического полигона и его ближайшего окружения в рамках: 40°-44° с.ш. и 70°-81° в.д., ранжированных по годам

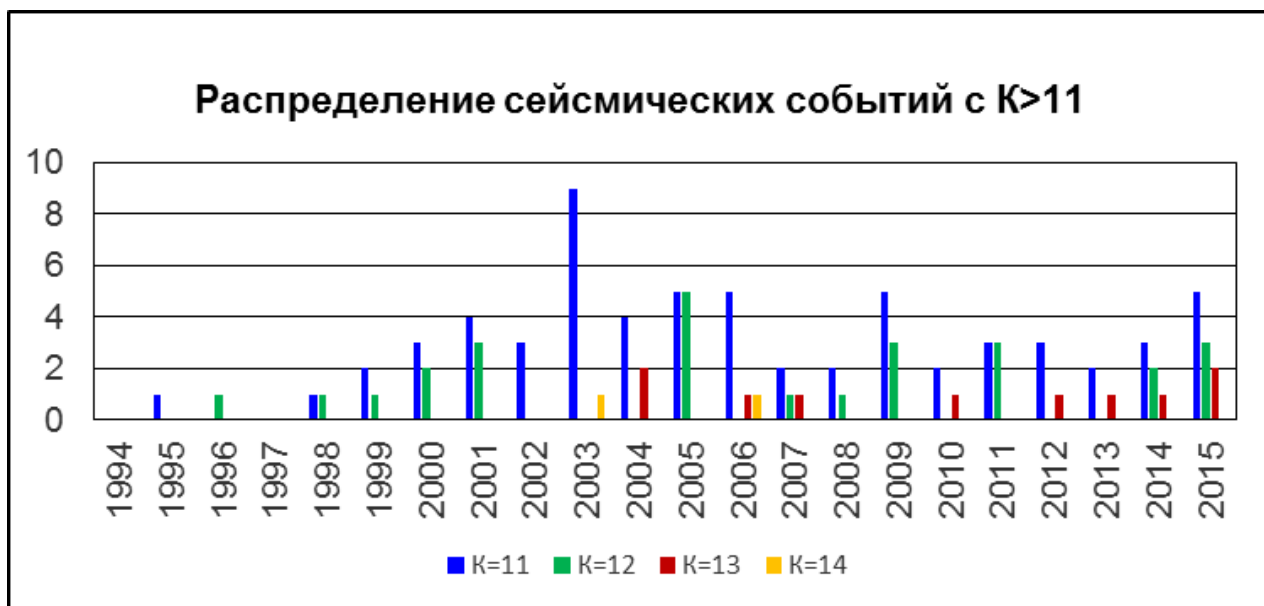


Рисунок 1.7 — Распределение сейсмических событий на территории Бишкекского геодинамического полигона и его ближайшего окружения с $K \geq 11$, ранжированных по годам и классам

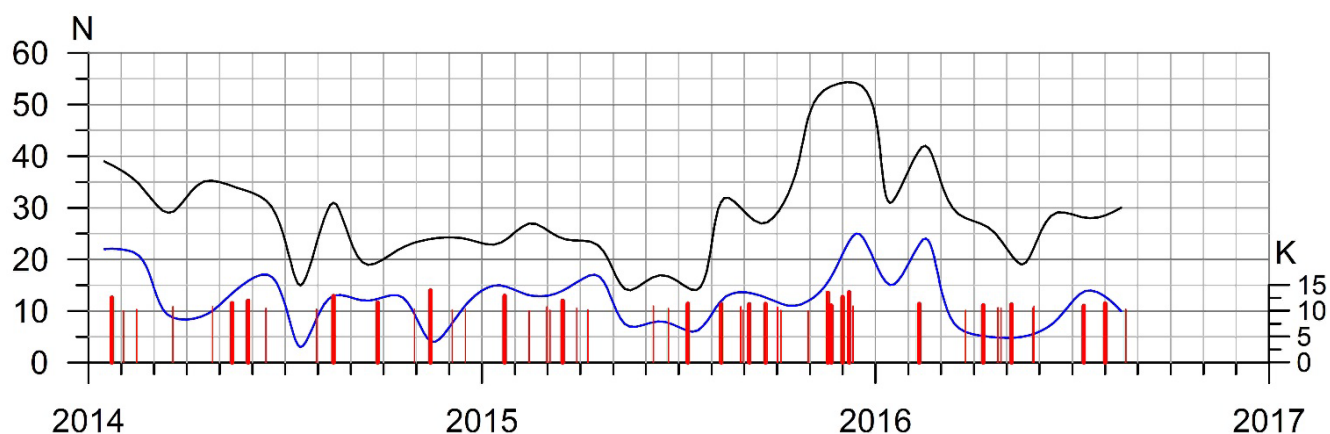


Рисунок 1.8 — Графики среднемесячных значений N (количества событий) для БГП (выделено синим цветом) и для территории, ограниченной координатами: 40° - 44° с.ш. и 70° - 81° в.д. (выделено черным цветом). На нижнюю шкалу координат вынесены сейсмические события с $K \geq 10$

Как видно из приведенных диаграмм, за период с 1994 г. по 2015 г. на территории полигона можно наблюдать несколько периодов сейсмической активизации, которые сопровождаются увеличением количества слабых землетрясений и землетрясений средней силы.

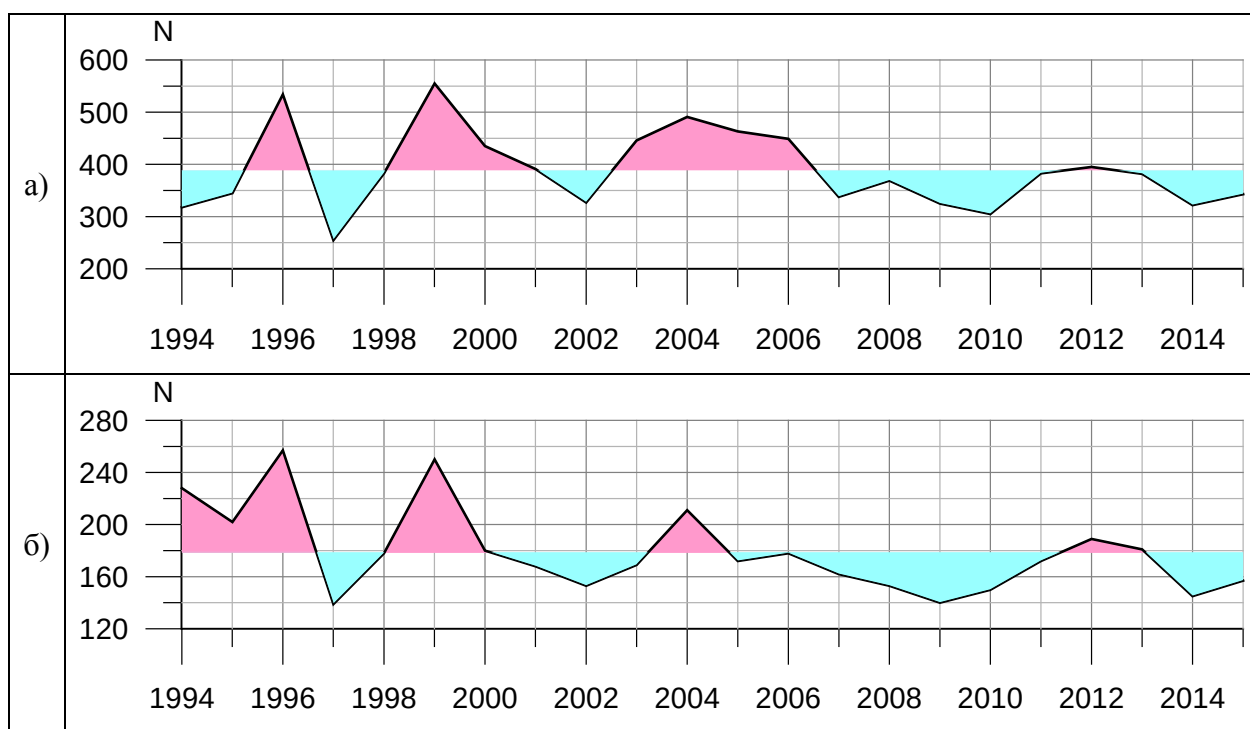


Рисунок 1.9 — Графики распределения сейсмических событий по годам на территории Бишкекского геодинамического полигона и за его пределами в рамках: 40° - 44° с.ш. и 70° - 81° в.д. (а) и в центральной части полигона- 42° - 43.2° с.ш. и 73° - 76° в.д. (б). Заливкой выделены периоды снижения и повышения сейсмической активности.

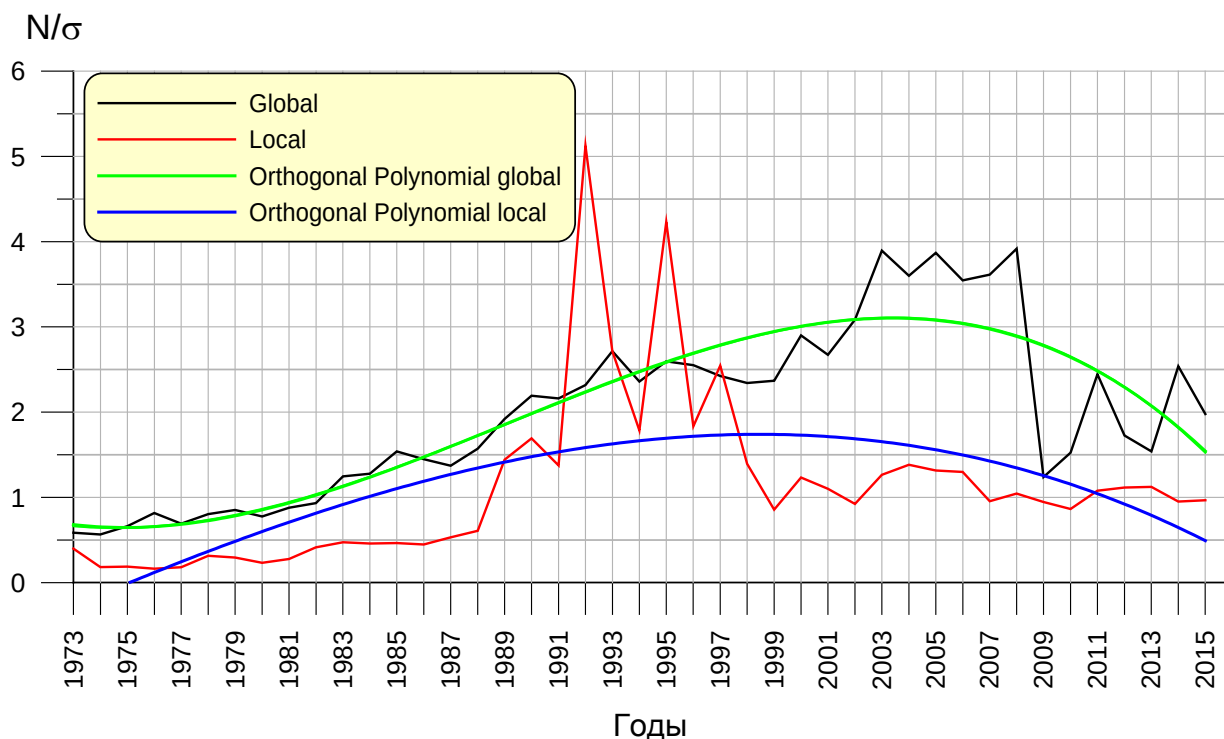


Рисунок 1.10 — Стандартизированные графики распределения числа сейсмических событий для территорий восточного полушария Земли и Бишкекского геодинамического полигона и результаты их сглаживания ортогональными фильтрами 3-го порядка

Для анализа сейсмической активизации на Бишкекском геодинамическом полигоне и ее связи с глобальным сейсмическим процессом был использован детальный каталог землетрясений по Северо-Тянь-Шаньской зоне, составленный Институтом сейсмологии НАН КР за период с 1973 г. по 1999 г.; каталог, составленный ИС РАН по данным цифровой сейсмологической сети KNET за период с 2000 г. по 2015 г., и каталог PDE Геологической службы США за период с 1973 г. по 2015 г. включительно [6, 4, 3].

На рисунке 1.10 представлены стандартизированные графики распределения числа сейсмических событий для территорий восточного полушария Земли и Бишкекского геодинамического полигона. Стандартизация данных позволяет рассматривать их в одних и тех же шкалах. При этом по шкале ординат отложены отношения числа землетрясений к среднеквадратическим значениям рядов наблюдений. По шкале абсцисс отложены годы.

Анализ сглаженных значений приведенных графиков позволяет разделить весь временной интервал на два периода – с 1973 г. по 1996 г. и с 1996 г. по 2008 г. В первом периоде наблюдается значительная корреляция глобального и локального сейсмических процессов. Во втором периоде наблюдается их явное рассогласование. Как видно из рисунка 1.10, наблюдается закономерный рост сейсмической активности глобального процесса, в то время как рост локального процесса значительно меньше. Наблюдаемый эффект возможно рассматривать как своеобразное сейсмическое затишье. В таком случае можно предполагать рост напряжений в земной коре Бишкекского геодинамического полигона и, соответственно, возможно говорить о подготовке сильного землетрясения. Но рассмотрение данных, полученных другими геофизическими методами, явно не указывает на рост напряжений на территории Бишкекского геодинамического полигона. Таким образом, вопрос об интерпретации наблюдаемого эффекта на данный момент времени остается открытым. Следует отдельно отметить период с 2008 г. по 2015 г. В этот период наблюдается резкое снижение планетарной сейсмической активности. При этом локальная сейсмическая активность в этот период не меняется.

Заключение

В отчетный период осуществлен сейсмический мониторинг территории Бишкекского геодинамического полигона с помощью цифровой телеметрической широкополосной сейсмической сети KNET. В результате обработки записей сейсмических станций определены координаты эпицентров землетрясений, энергетические и динамические параметры землетрясений, создан каталог землетрясений для исследуемой территории. Сейсмологическая сеть KNET позволяет фиксировать сейсмические события с $K > 3$ внутри сети и землетрясения с $K > 15$ по всему миру. Среднегодовая надежность сети составляет не менее 98%. При этом лучшие мировые сейсмические

сети обеспечивают надежность регистрации не более 85%. На современном этапе сейсмологическая сеть KNET является мировым эталоном по качеству и оперативности выходных данных.

Полученные в ходе выполнения работ каталоги землетрясений для территории Бишкекского геодинамического полигона и его окружения по точности и надежности определения своих характеристик соответствуют мировому уровню работ в исследуемой области. Для лоцирования удаленных сейсмических событий дополнительно использовались материалы наблюдений с региональных сейсмических сетей.

При анализе полученных данных, характеризующих текущий сейсмический режим Бишкекского геодинамического полигона, установлен устойчивый рост слабой сейсмической активности на этой территории в отчётный период.

Сеть KNET в штатном режиме непрерывно регистрирует сейсмическое поле. Непрерывные потоки данных с дискретностью 100, 40 и 1 sps передаются в центр сбора данных и затем всем заинтересованным пользователям. Это позволяет проводить широкий спектр сейсмологических исследований как на локальной территории, так и в рамках огромных регионов. Впервые в мировой практике сеть KNET позволила качественно провести исследования эффектов в сейсмическом поле, связанных с электромагнитным воздействием на земную кору, производимым мощным источником зондирующего тока.

2 Изучение распределения вариаций электрических характеристик земной коры (электросопротивления, его анизотропии, напряженности естественного электрического поля, и др.) с целью разработки предпосылок прогноза развития геодинамического процесса на территории отдельной сейсмоактивной области

2.1 Режимные электромагнитные исследования

Введение

В 2016 г. продолжены режимные исследования пространственно-временного распределения деформационных процессов в земной коре, проявляющихся в вариациях различных геофизических параметров геологической среды и, в частности, ее электрических характеристик, таких как удельное электрическое сопротивление, анизотропия и др.

Применяемые для мониторинга электромагнитные методы (ЗСД) имеют достаточную чувствительность к изменению электрических свойств горных пород, слагающих разрез, при изменении их напряженного состояния. Работы проводились в пунктах стационарных наблюдений: Аксу, Шавай, Чон-Курчак, Таш-Башат, Иссык-Ата, Кегеты и в 14 рядовых пунктах, обслуживаемых передвижной станцией. Все пункты электромагнитных наблюдений совмещены с пунктами геомагнитных наблюдений.

На стационарных пунктах наблюдения выполняются ежедневно, кроме выходных и праздничных дней. На рядовых пунктах, обслуживаемых автомобильной приемной станцией, наблюдения проводятся с дискретностью 3-5 дней.

Оснащенность полигона современными инструментальными средствами, такими как: мощный импульсный источник тока ЭРГУ-600-2 с комплектом цифровых приемных станций для проведения активного электромагнитного мониторинга земной коры; современная телеметрическая широкополосная сейсмологическая сеть, передающая наблюдаемые данные в центр сбора в режиме реального времени; прецизионные протонные магнитовариационные станции, позволяет ИС РАН получать качественную информацию о развитии деформационных процессов и связанных с ними изменениях физических характеристик горных пород в различных горизонтах земной коры.

В мае-июне 2010 г. произведена замена приемных электромагнитных станций типа КИЦ современными цифровыми измерительными станциями типа ИС-1, которые отличаются от старых станций значительно большим динамическим диапазоном (138 дБ), большей чувствительностью, увеличенной частотой дискретизации входных сигналов (50 Гц у станций КИЦ и 800 Гц – ИС-1), наличием системы синхронизации с генераторной системой (ЭРГУ- 600-2) на базе спутниковой системы GPS. Ранее синхронизация токовой последовательности в генераторном диполе и сигналами в пунктах наблюдений выполнялась программными методами при первичной обработке

зарегистрированных сигналов. При этом точность синхронизации составляла половину дискреты – 10 мсек. Применение для синхронизации встроенных в станцию GPS-приемников позволило увеличить точность синхронизации генераторной и приемных групп до 1 мсек.

Увеличение частоты дискретизации входного сигнала и точности синхронизации позволило выполнить регистрацию процесса становления поля в большом динамическом диапазоне с $\tau \geq 1.25$ мс. Замена приемной аппаратуры потребовала проведения дополнительных методических работ с целью обеспечения совместимости режимных временных рядов и соответствующего программного обеспечения для распаковки данных со станций и их первичной обработки.

2.1.1 Изучение пространственно-временного распределения деформаций в земной коре на территории Бишкекского геодинимического полигона электромагнитными методами

В 2016 г. были продолжены электромагнитные наблюдения на режимных пунктах Бишкекского геодинимического полигона, координаты которых приведены в таблице 2.1.

Таблица 2.1 — Координаты пунктов режимных электромагнитных наблюдений

Наименование пункта	Широта	Долгота	Тип пункта
Ак-Суу	42,603	74,008	стационар
Шавай	42,617	74,222	стационар
Чонкурчак	42,626	74,608	стационар
Таш-Башат	42,667	74,770	стационар
Иссык-Ата	42,638	74,960	стационар
Кегеты	42,613	75,157	стационар
Ала-Тоо	42,790	74,695	рядовой
Серафимовка н.	42,752	74,837	рядовой
Дачи	42,778	74,778	рядовой
Скважина 1152 и 11520	42,753	74,655	рядовой
Серафимовка в.	42,712	74,883	рядовой
Тогузбулак	42,672	74,887	рядовой
Норуз	42,720	74,783	рядовой
Кашка-Суу	42,697	74,530	рядовой
Шлагбаум	42,645	74,490	рядовой
Ала-Арча с.	42,580	74,482	рядовой
Ала-Арча в.	42,557	74,488	рядовой
Алмаз	42,660	74,852	рядовой
База	42,662	74,791	рядовой

В стационарных пунктах наблюдения ведутся ежедневно за исключением выходных и праздничных дней. В рядовых пунктах наблюдения выполняются автомобильной станцией с частотой 3-5 дней. На рисунке 2.1 представлена схема расположения электромагнитных приемных станций в центральной части Бишкекского геодинамического полигона.

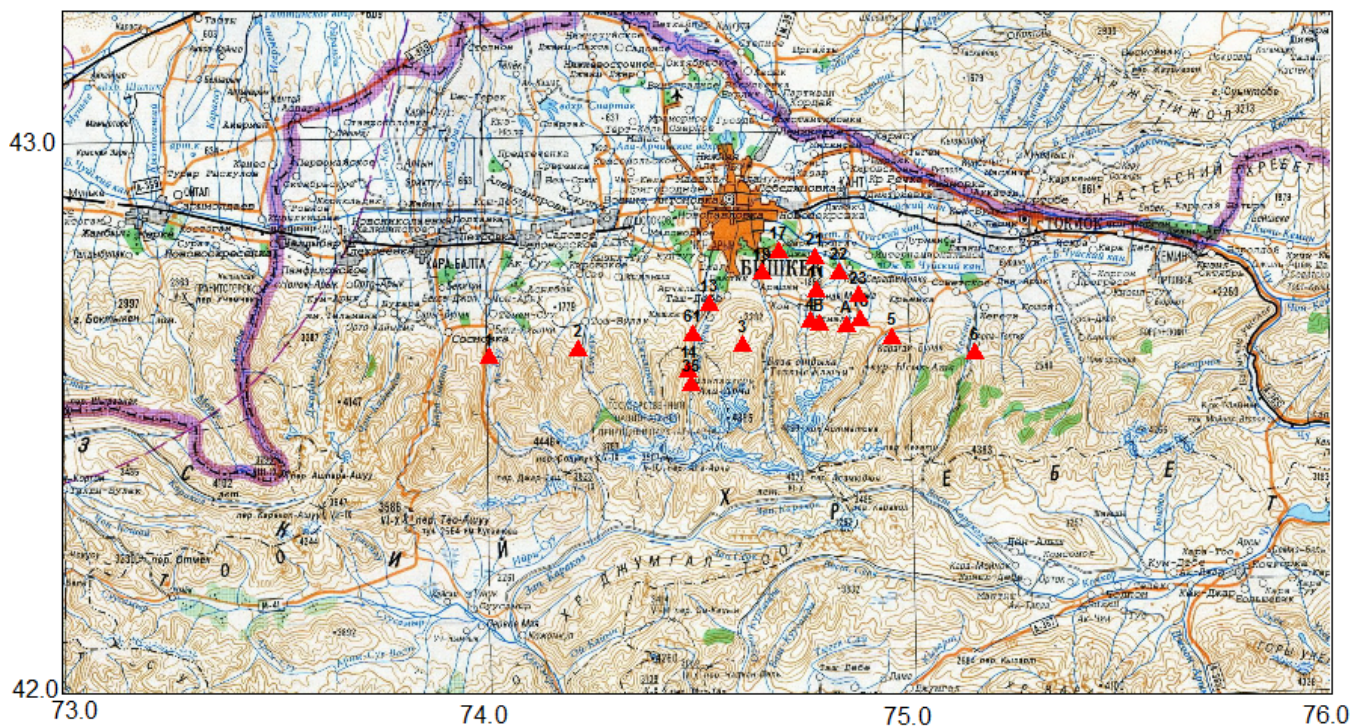


Рисунок 2.1 — Схема расположения пунктов электромагнитного мониторинга.

Стационары: 1-Аксу; 2-Шавай; 3-Чонкурчак; 4-Таш-Башат; 5-Иссык-Ата; 6-Кегеты. Рядовые пункты ЗСД: 11-Норуз; 13-Кашкасу; 14-Ала-Арча с.; 17-Ала-Тоо; 18-Тогузбулак; 19-Скважина 1152 (11520); 21-Дачи; 22-Серафимовка н.; 23-Серафимовка в.; 35-Ала-Арча в.; 61-Шлагбаум; А-Алмаз; В-База

Как было указано в главе 1, в последние пять лет сейсмическая активность отличалась нестабильностью: в 2012-2013 гг. сетью KNET регистрировалось чуть менее 400 сейсмических событий в год, но в 2014, 2015 гг. наметилась тенденция к некоторому ее снижению – 338 и 343 события соответственно. В центральной части полигона (42-43.2° с.ш. и 73-76° в.д.) с 2012 по 2015 гг. количество землетрясений составило соответственно 189, 181, 143 и 157, что близко в процентном выражении к половине всех фиксируемых сетью KNET сейсмических событий.

Однако в отношении сильных землетрясений с $M=5$ и более ситуация выглядит несколько иначе: в 2012 г. их было 9, в 2013 г. - 23, в 2014 г - 11, в 2015 г. - 20, в период с января по октябрь 2016 г. – 13. Надо заметить, что эпицентры большинства из них находятся далеко за пределами сетей мониторинга, непосредственно в зоне сети наблюдений и в ее ближайших окрестностях происходит не более 1-2 землетрясений с магнитудой $M > 5$ (или с классом $K > 13$).

О пространственном распределении сейсмических событий разного класса в течение последних трех лет в окрестностях сети электромагнитного мониторинга можно судить по рисунку 2.2, представленному ниже.

В текущем 2016 году на территории, ограниченной координатами: 40° - 44° с.ш. и 70° - 81° в.д., произошло 14 событий выше 10-го класса, из них 12 событий с $K>10$ имели место на значительном удалении от столицы республики (от 140 до 270 км), в пределах же центральной части Бишкекского геодинамического полигона (42° - 43° с.ш. и 73° - 76° в.д.) зарегистрировано лишь 2 события с $K>10$ (рисунок 2.2): эпицентр первого из них (10.02.16, $K=10.1$) находился на северном склоне Киргизского хребта, в долине р. Кегеты, в 57 км к юго-востоку от г. Бишкек, эпицентр второго события (09.04.16, $K=11.06$) – в северо-западном окончании хребта Терской Ала-Тоо, обрамляющем с юго-востока Кочкорскую впадину, примерно в 140 км к юго-востоку от г. Бишкек.

Из-за большой удаленности эпицентров большинства землетрясений (с $K>10$) от пунктов и станций ЗСД, во временных рядах кажущегося удельного электрического сопротивления не находят должного отражения (в виде вариаций электрического сопротивления) геодинамические процессы, связанные с их подготовкой, однако в 2016 г. подготовка по крайней мере 2-х из четырех сильных землетрясений, имевших место на территории Афганистана ((26.10.15, $M_w=7.5$ и 10.04.16, $M_w=6.6$), Таджикистана (07.12.15, $M_w=7.2$) и на границе Киргизии с Таджикистаном (26.06.16, $M_w=6.4$) была отмечена вариациями кажущегося удельного электрического сопротивления.

На рисунках 2.3-2.10 представлены временные ряды кажущегося удельного электрического сопротивления на стационарных и рядовых пунктах (обслуживаемых автомобильной станцией) электромагнитного мониторинга за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

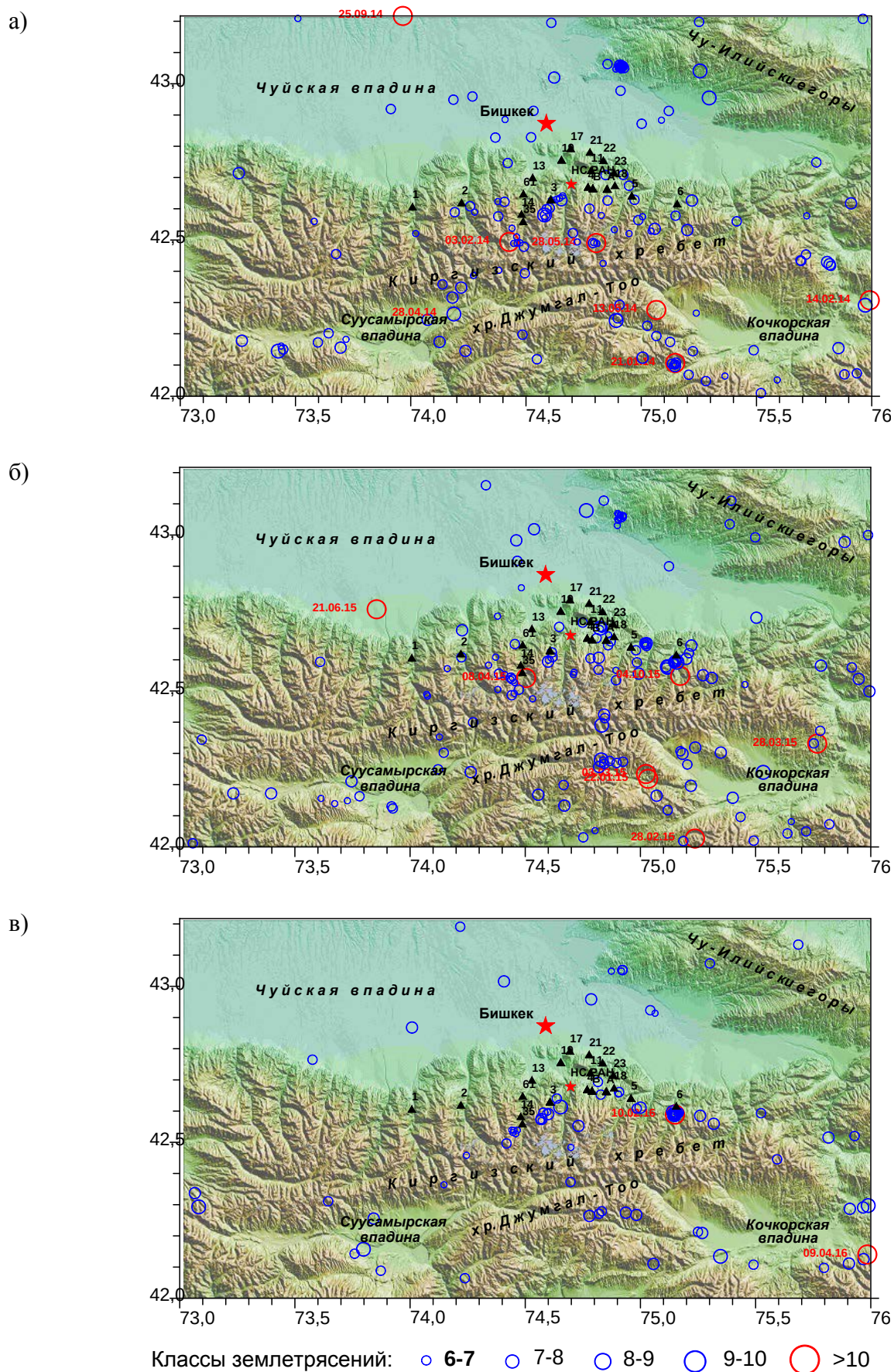


Рисунок 2.2 — Карта сети электромагнитного мониторинга с вынесенной на нее сейсмичностью в пределах БГП в 2014 г. (а), в 2015 г. (б) и по сентябрь 2016 г. (в)

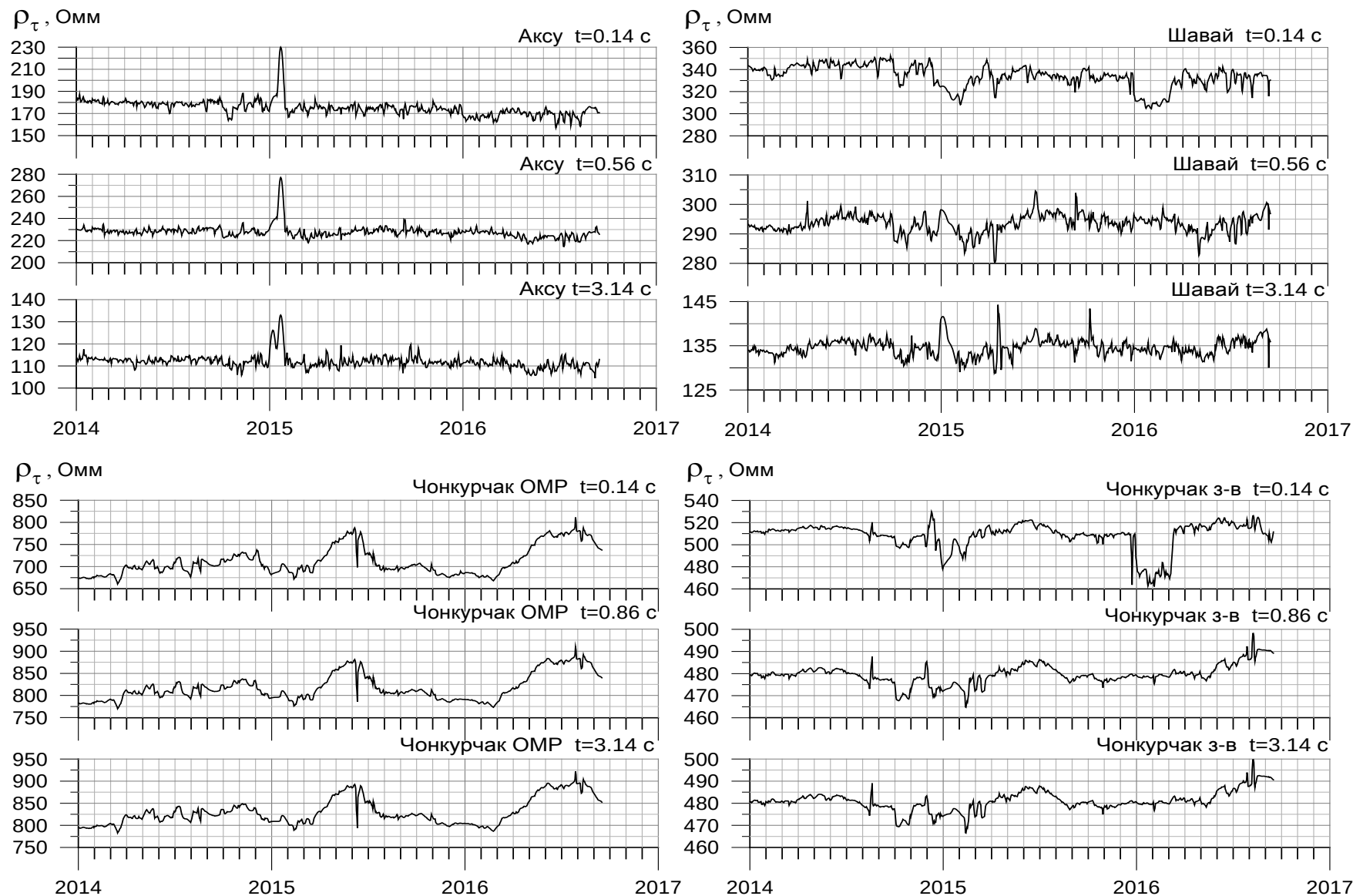


Рисунок 2.3 — Графики изменения удельного электросопротивления в трех горизонтах земной коры на стационарных станциях Аксу, Шавай, Чон-Курчак за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

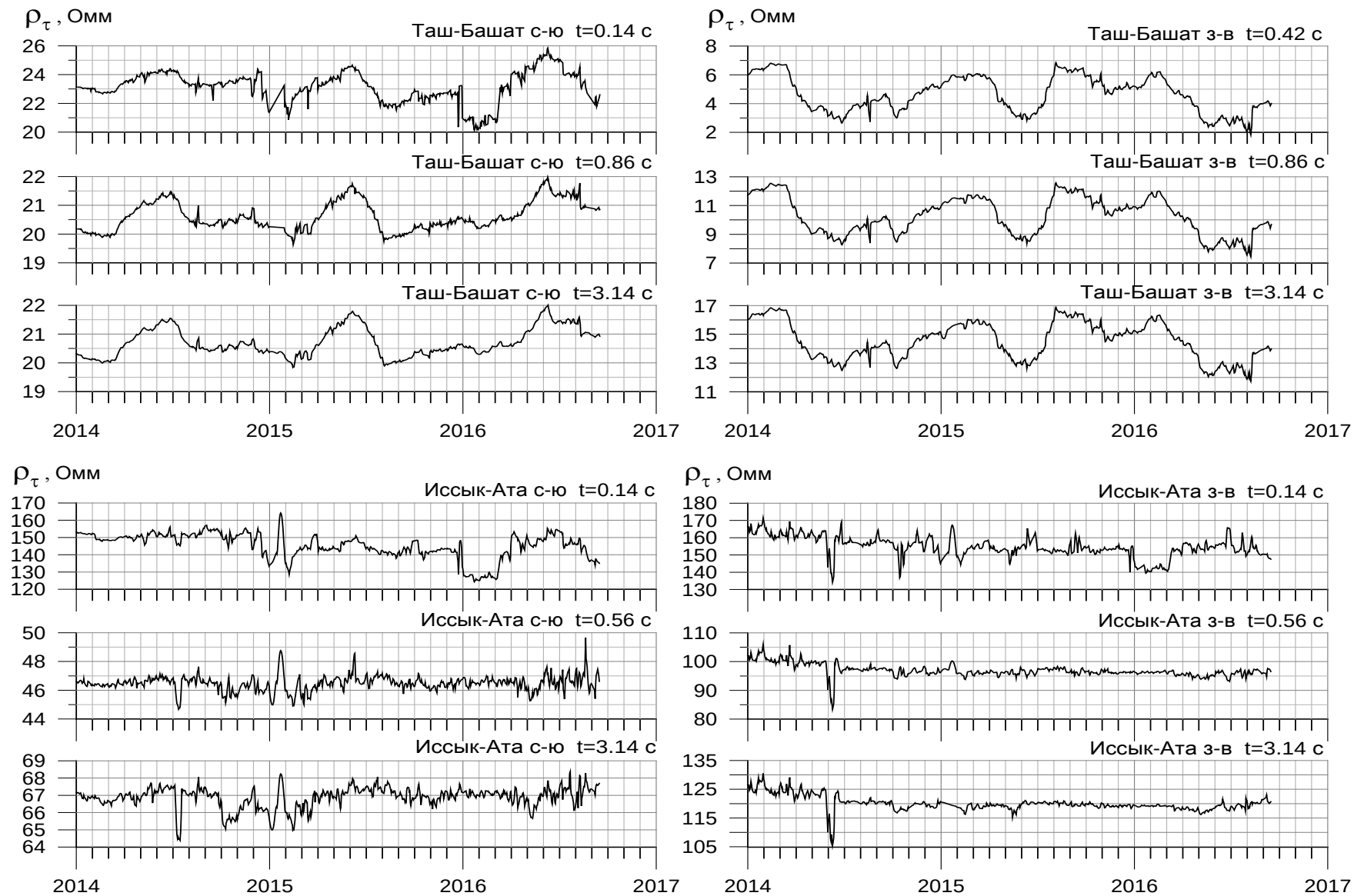


Рисунок 2.4 — Графики изменения удельного электросопротивления в трех горизонтах земной коры на стационарных станциях Таш-Башат, Иссык-Ата за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

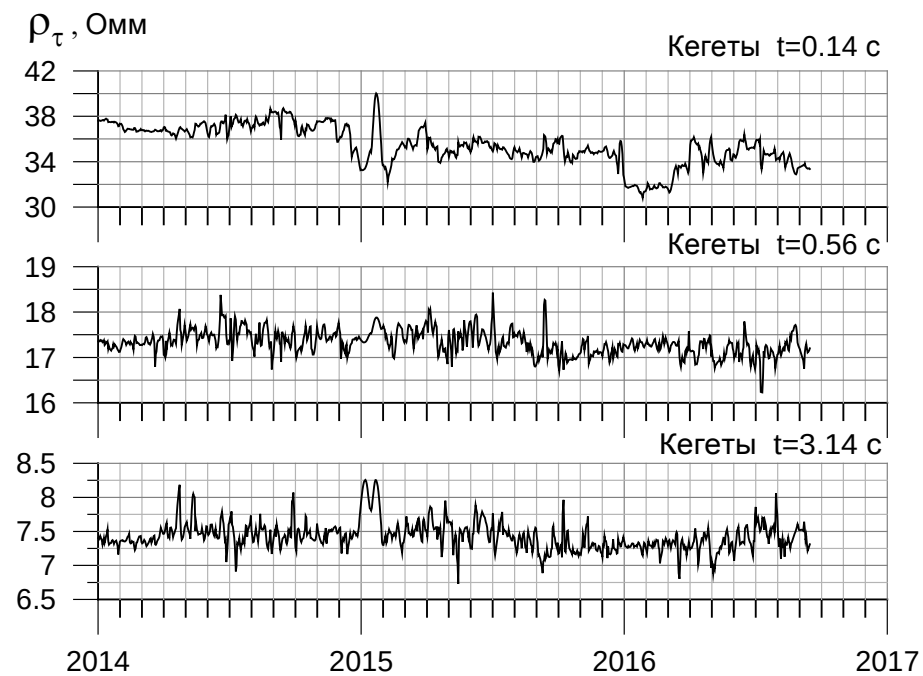


Рисунок 2.5 — Графики изменения удельного электросопротивления в трех горизонтах земной коры на стационарной станции Кегеты за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

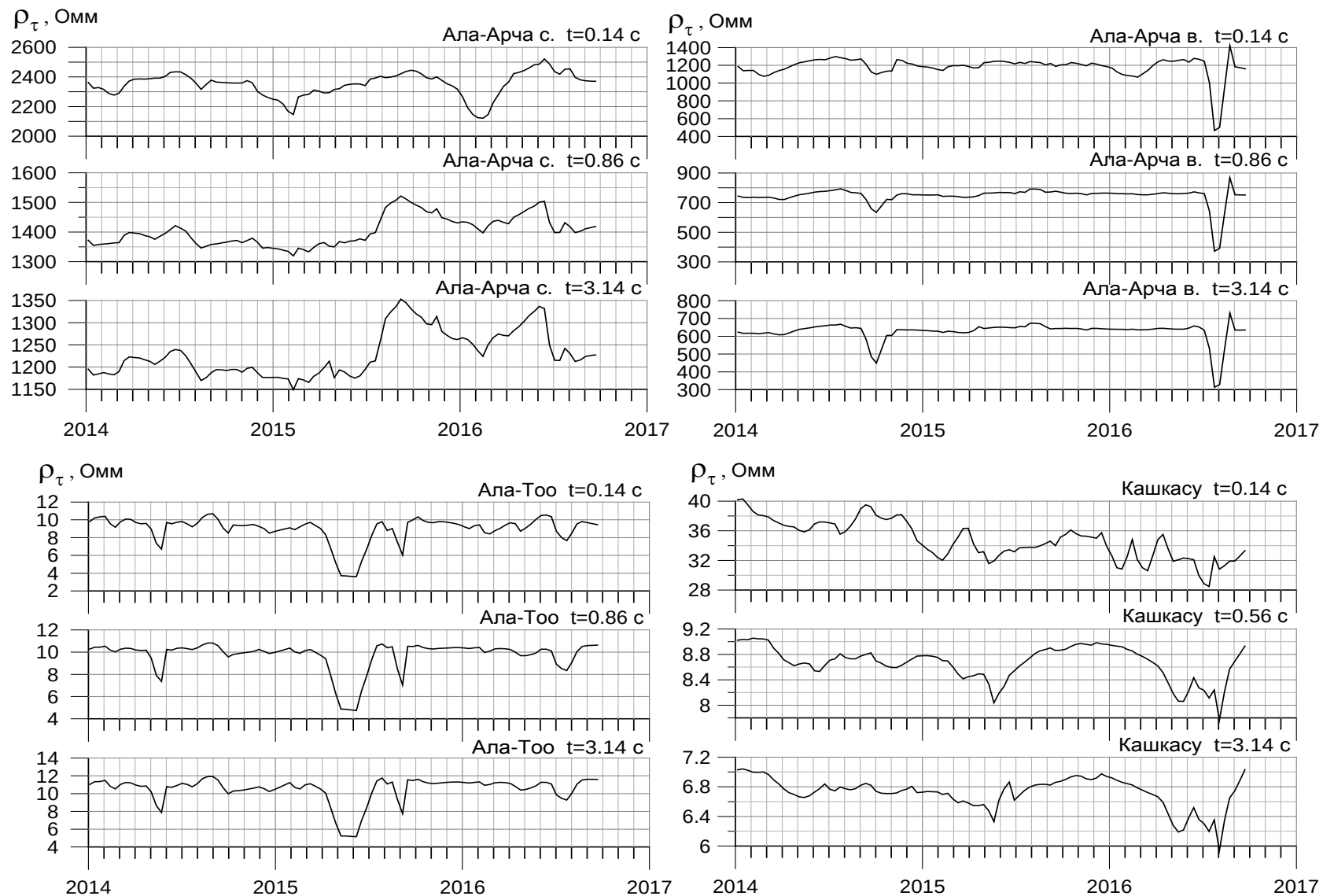


Рисунок 2.6 — Графики изменения удельного электросопротивления в трех горизонтах земной коры на рядовых пунктах Ала-Арча с., Ала-арча в., Ала-Тоо и Кашкасу, обслуживаемых автомобильной станцией, за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

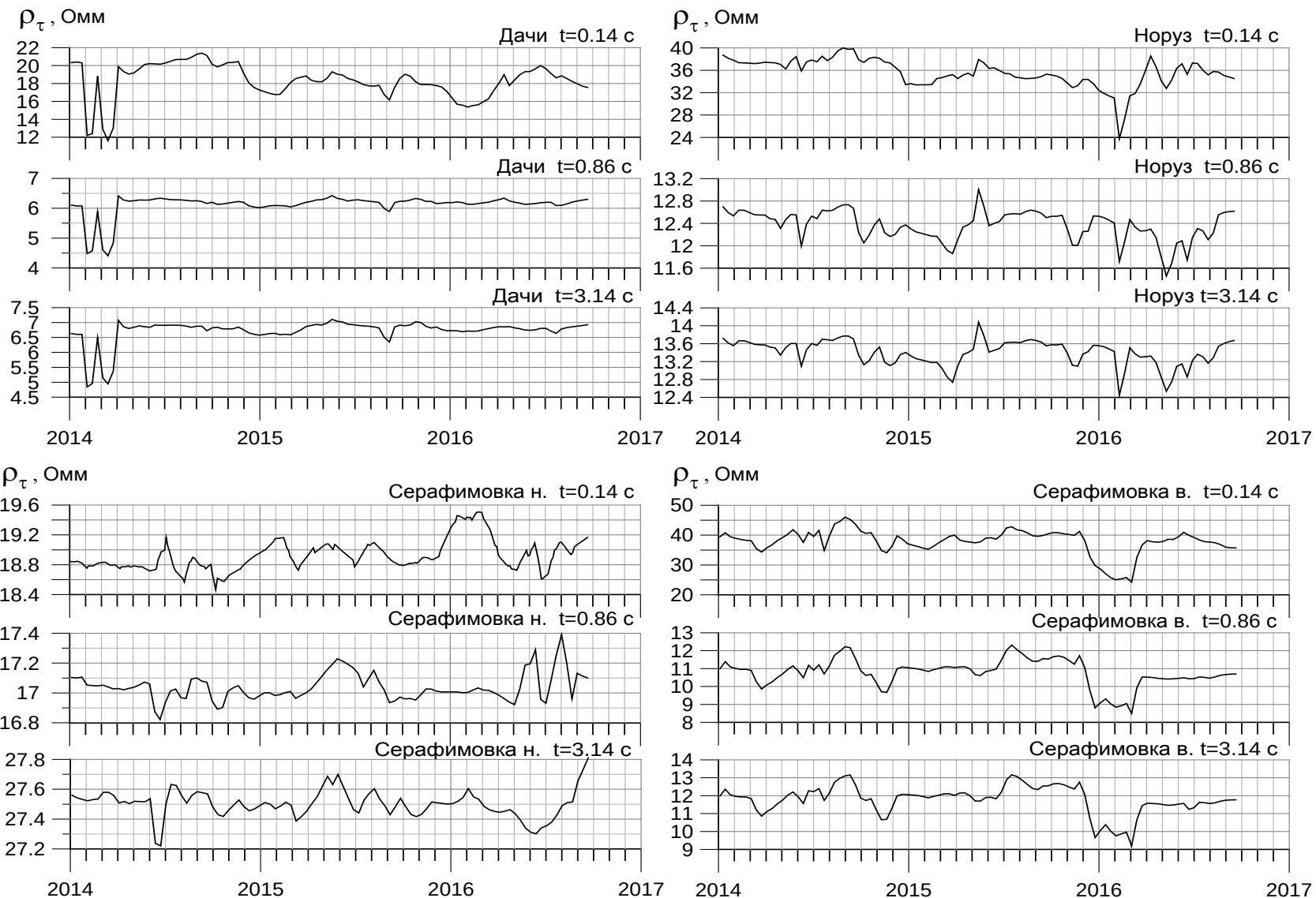


Рисунок 2.7 — Графики изменения удельного электросопротивления в трех горизонтах земной коры на рядовых пунктах Дачи, Норуз, Серафимовка н., Серафимовка в., обслуживаемых автомобильной станцией, за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

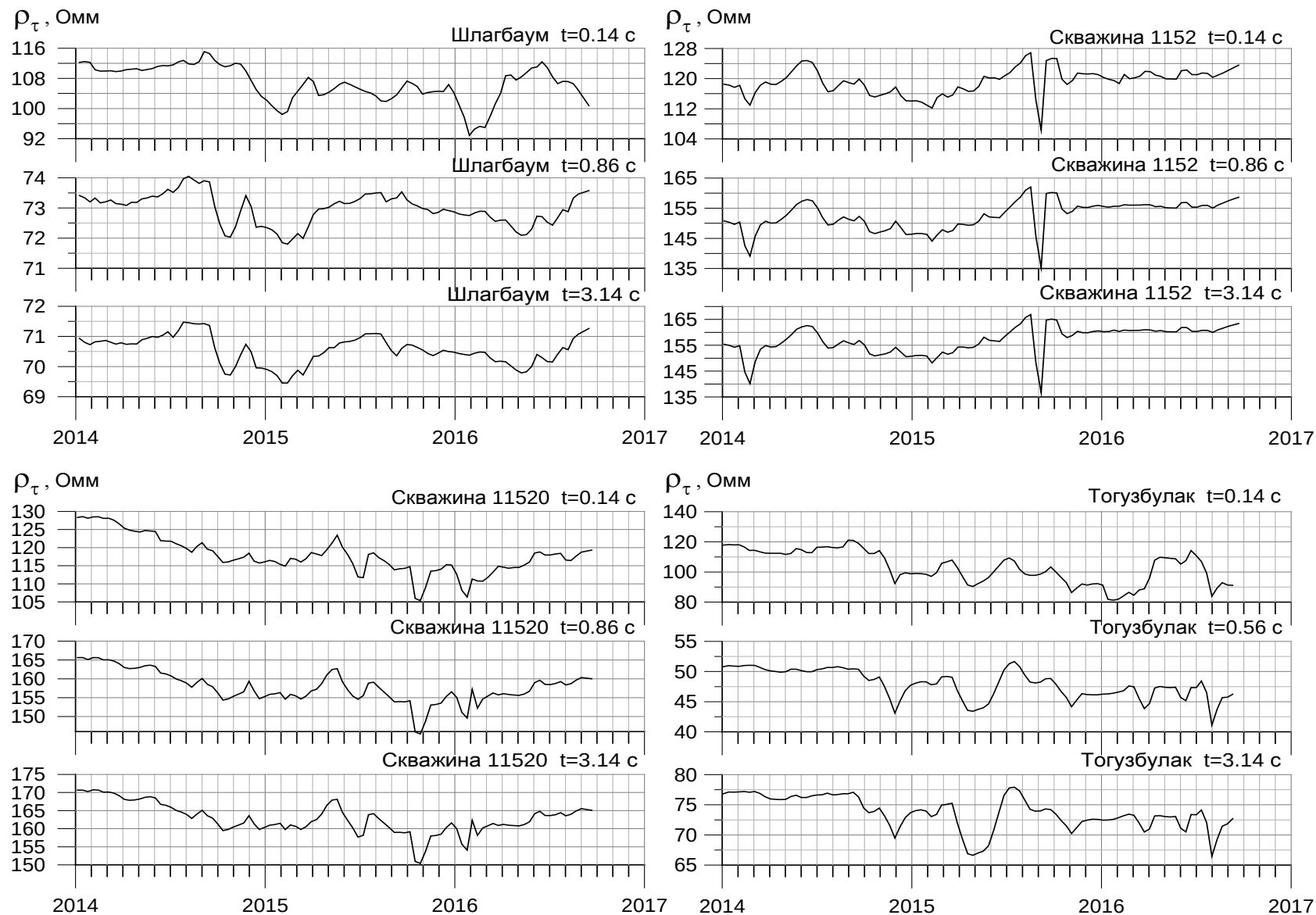


Рисунок 2.8 — Графики изменения удельного электросопротивления в трех горизонтах земной коры на рядовых пунктах Шлагбаум, Скважина 1152 и 11520, обслуживаемых автомобильной станцией, за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

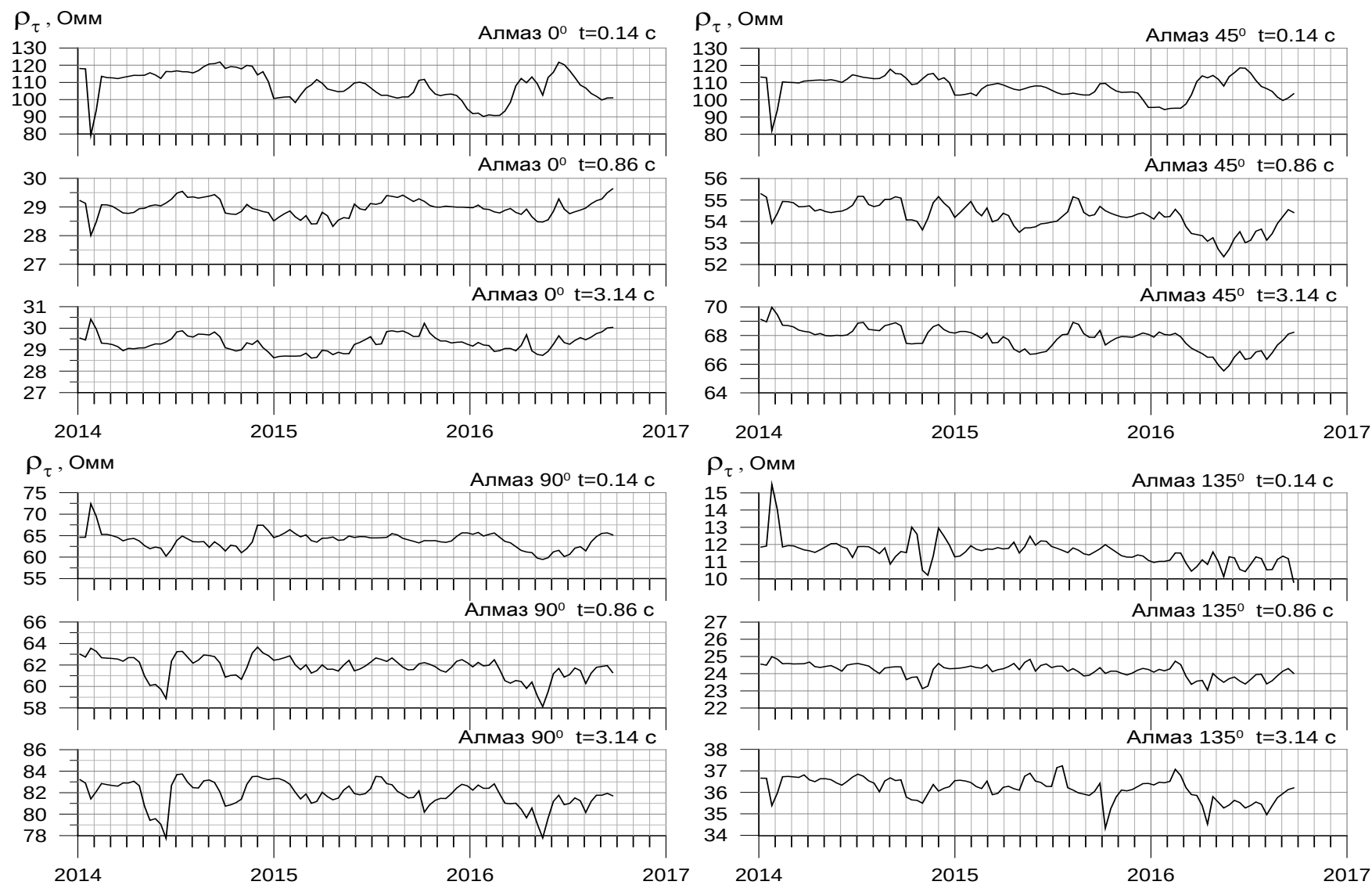


Рисунок 2.9 — Графики изменения удельного электросопротивления в трех горизонтах земной коры на рядовом пункте Алмаз с веерным расположением приемных электродов за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

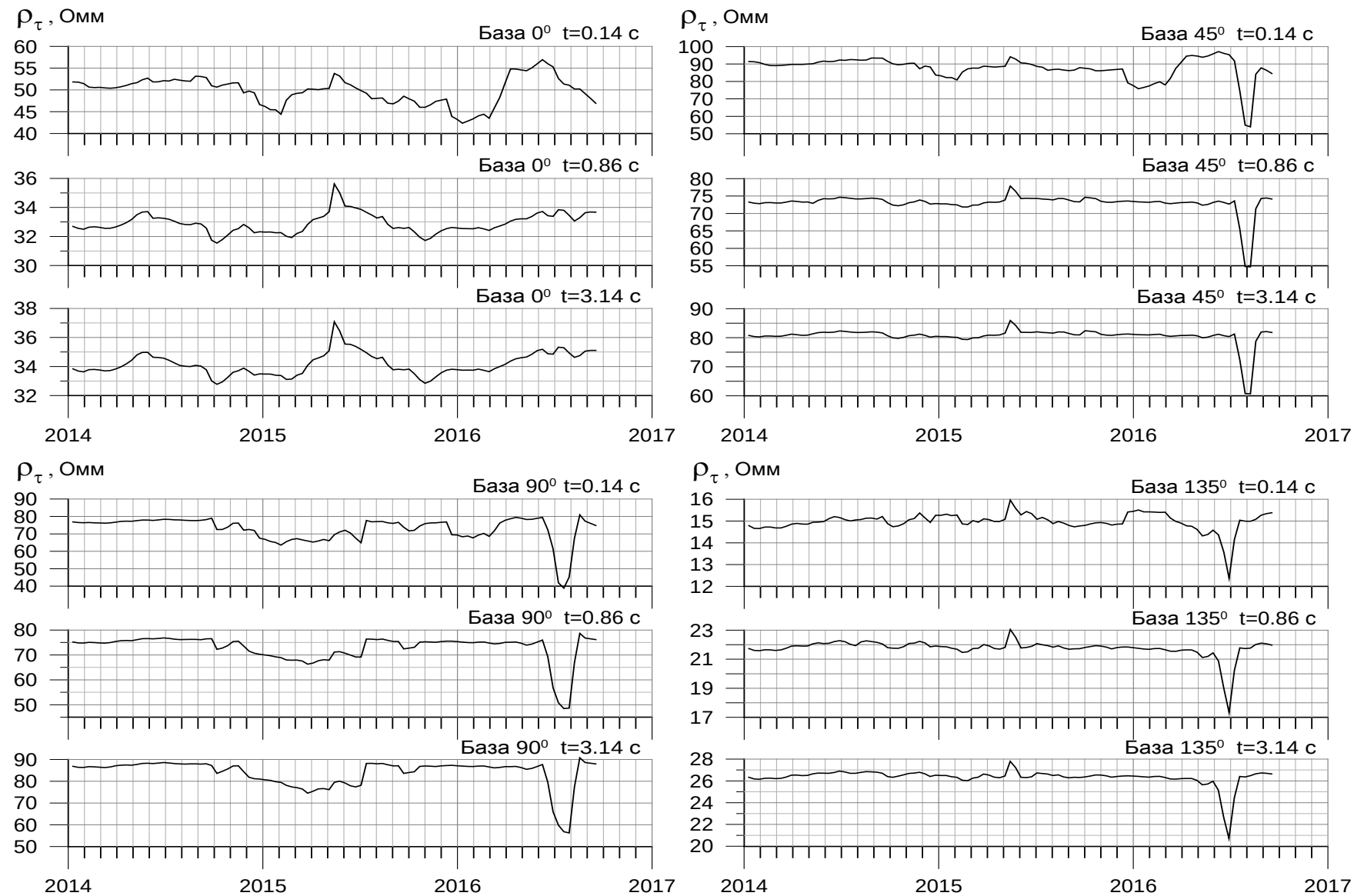


Рисунок 2.10 — Графики изменения удельного электросопротивления в трех горизонтах земной коры на рядовом пункте База с крестообразным расположением приемных электродов за период с 2014 г. по сентябрь 2016 г.

Как видно из рисунков 2.3-2.10, практически на всех графиках ρ_t в большей или меньшей степени проявились вариации электрического сопротивления, совпадающие с землетрясениями. Наиболее значимым сейсмическим событием в отчетный период (с 09.2015 г. до 09.2016 г.) было землетрясение в Гиндукуше (Афганистан) 26.10.2015 с магнитудой $M_w=7.5$ (по данным NEIC), которое ощущалось на большей части территории Киргизии, а также в столице республики - г. Бишкеке в виде слабых, но частых и достаточно продолжительных колебаний грунта. Несмотря на значительную удаленность события от Бишкекского геодинимического полигона (от Научной станции РАН его эпицентр располагался на расстоянии чуть менее 800 км), период его подготовки нашел отражение на временных рядах кажущегося удельного электрического сопротивления.

Событие 26 октября 2015 г. стало началом активизации сейсмического режима в регионе. Отмечается некоторая особенность в локализации возникших после указанного события очагов землетрясений с $K>13$ (или $M>5$): большая их часть расположена в полосе, вытянутой в северо-восточном направлении от Гиндукуша к юго-западной части оз. Иссык-Куль (рисунки 2.11, 2.12).

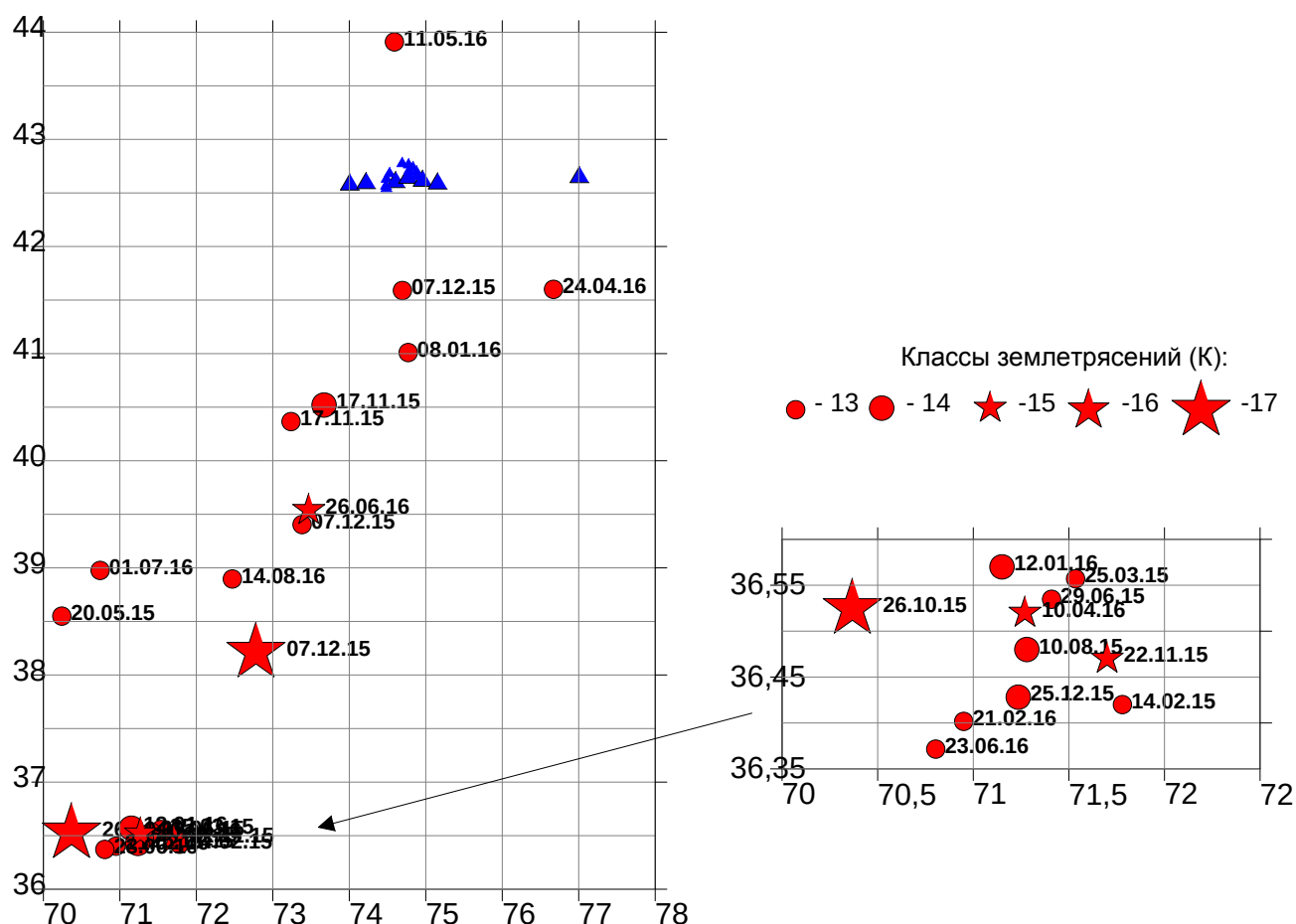


Рисунок 2.11 — Положение очагов сейсмических событий с $M>5$ ($K>13$), зарегистрированных в период с 2015 г. по август 2016 г. Синими треугольниками обозначены пункты геофизического мониторинга Бишкекского геодинимического полигона

Последовавшее за ним землетрясение близ г. Мургаб (Таджикистан) 07.12.2015 г. (07:07:50, $M_w=7.2$) послужило причиной возникновения на южной окраине БГП сейсмического события 07.12.15 г. (08:30:53, $M_w=6.4$, или $K=13.6$) с эпицентром на водоразделе хребта Молодо-Тоо, к юго-западу от оз. Сон-Кёль (рисунок 2.12). О возросшей сейсмической активности в регионе можно судить по рисунку 2.11.

Непосредственно в пределах сети электромагнитного мониторинга в отчетный период в целом наблюдалась слабая сейсмичность, за исключением событий 04.10.15 г. с $K=10.1$ и 10.02.16 г. с $K=10.1$, эпицентры которых находились в непосредственной близости от стационарного пункта Кегеты (п. 6 на рисунке 2.1).

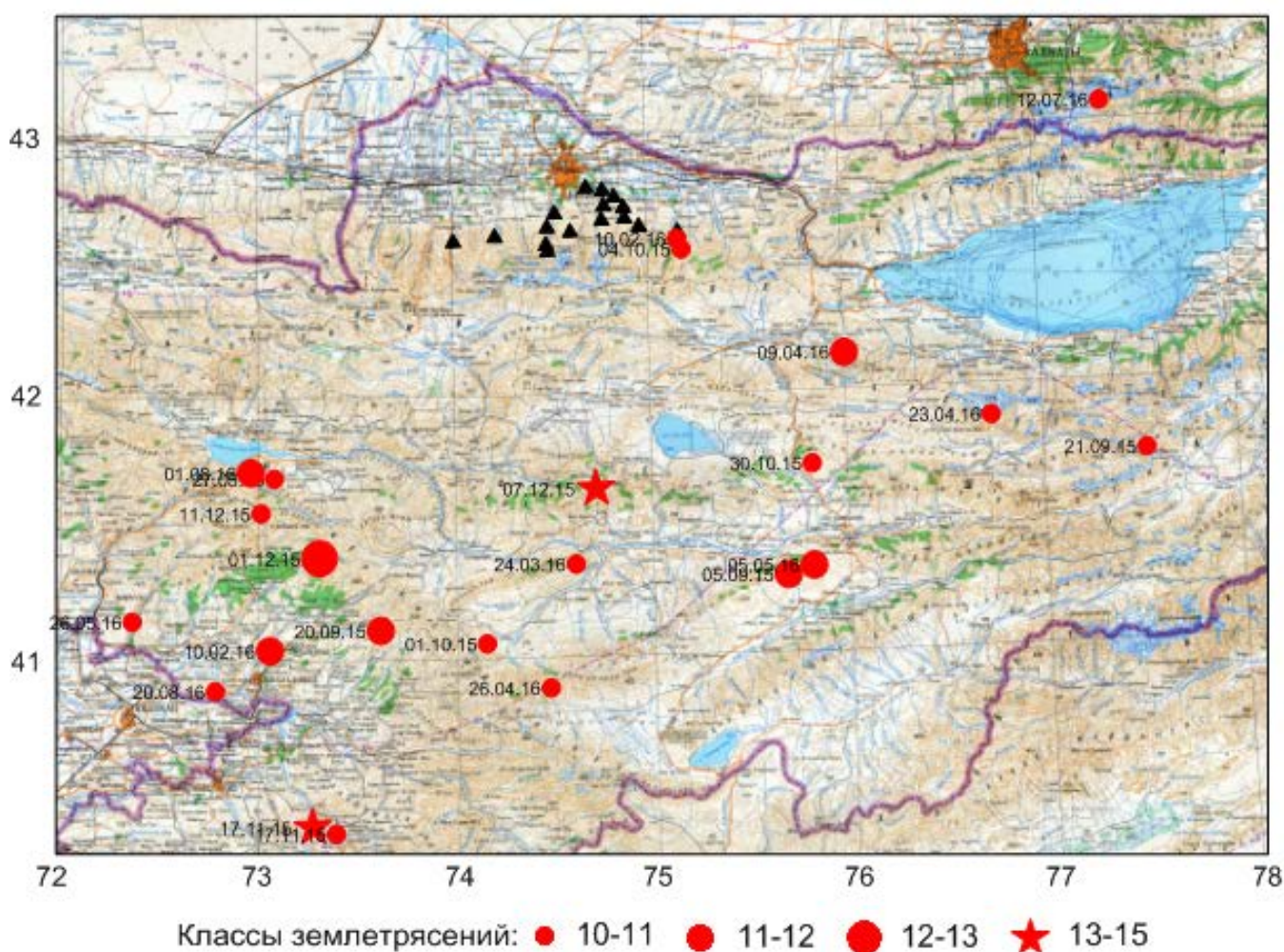


Рисунок 2.12 — Распределение эпицентров землетрясений с $K>10$ в пределах территории: 40° - 44° с.ш. и 72° - 78° в.д. в период с сентября 2015 г. по сентябрь 2016 г.

Сейсмическое событие 10-го класса в октябре 2015 года на графиках кажущегося электросопротивления для п. Кегеты предвлялось незначительным его возрастанием в сентябре (рисунок 2.5), а на п. Аксу и Таш-Башат отмечалось лишь единичными «всплесками» рт (рисунки 2.5-2.7). После серии слабых землетрясений 18-24 декабря в радиусе 2-3 км от п. Кегеты, наиболее

крупным из которых было событие 23.12.15 с $K=9.9$, отразившихся на графиках в виде резких кратковременных «всплесков» с чередованием минимумов и максимумов ρ_T (аналогичная картина наблюдалась и на стационарах Аксу и Шавай), наметился резкий спад кажущегося электросопротивления в январе-феврале 2016 г. Причиной тому послужила, вероятно, целая серия из 16 событий разного класса вблизи п. Кегеты. Наиболее крупным из них было событие 10.02.16 с $K=10.1$, которому предшествовали 6 мелких землетрясений 9 декабря с эпицентрами в 0.7-2.8 км от станции. Афтершоки от события 10-го класса продолжались до начала марта 2016 г. и представляли собой слабые землетрясения 7-8 класса. По данным сети KNET, их гипоцентры располагались на глубине 10-12 км.

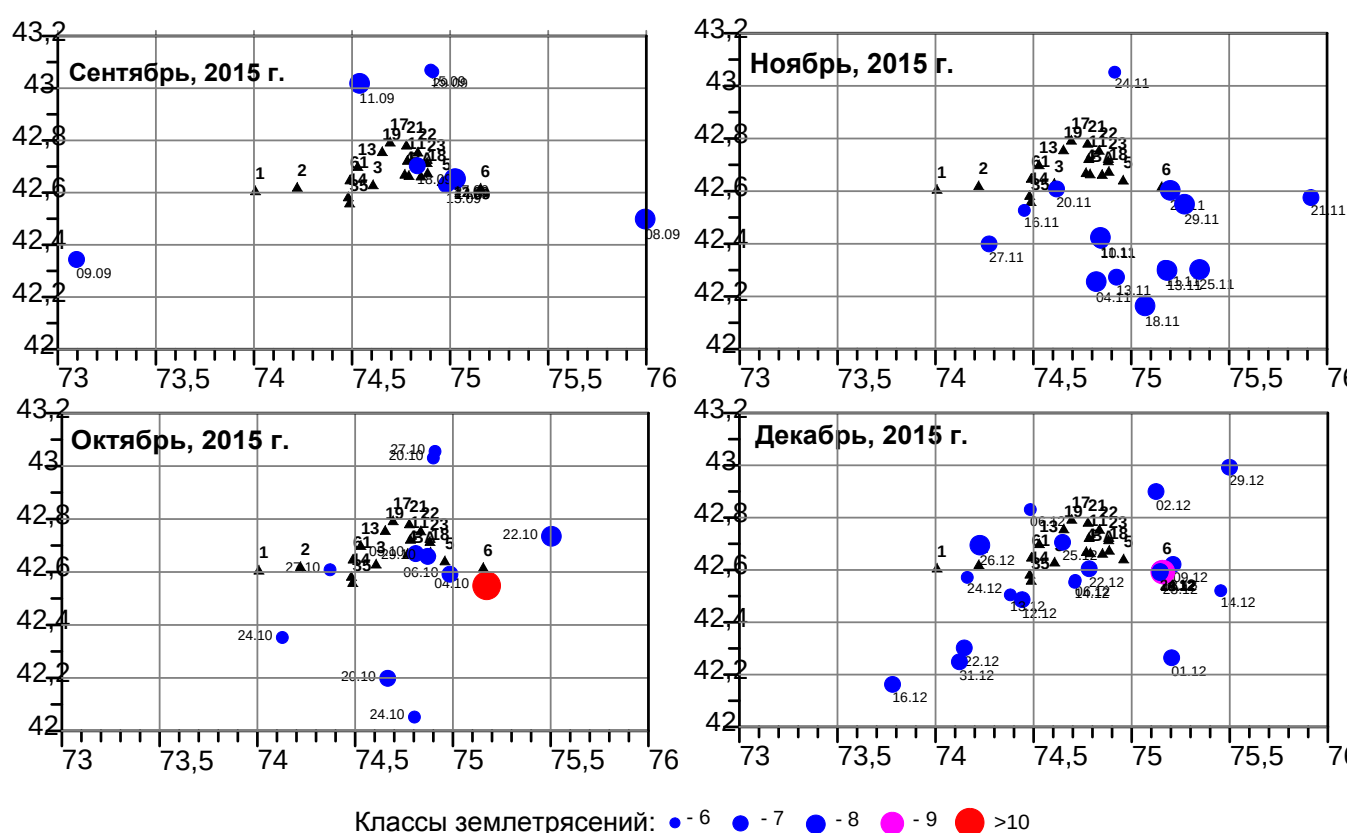


Рисунок 2.13 — Распределение сейсмичности в октябре-декабре 2015 г. на территории БГП. Треугольниками черного цвета обозначены пункты электромагнитного мониторинга

Вариации ρ_T , вызванные вышеупомянутыми событиями, проявились по-разному: так, на стационарных пунктах, расположенных к западу от п. Кегеты – на пунктах Аксу, Шавай, Чонкурчак(з-в), Таш-Башат и Иссык-Ата – аномальные изменения ρ_T составили 6%, 9%, 9%, 12% и 16% соответственно, а на самой станции Кегеты - 13%. Следует отметить, что вариации кажущегося сопротивления наблюдались лишь на ранних временах становления поля, иначе говоря, в приповерхностных горизонтах земной коры; на более поздних временах, а значит, в более

глубоких горизонтах, не происходило существенных изменений напряженно-деформированного состояния геосреды.

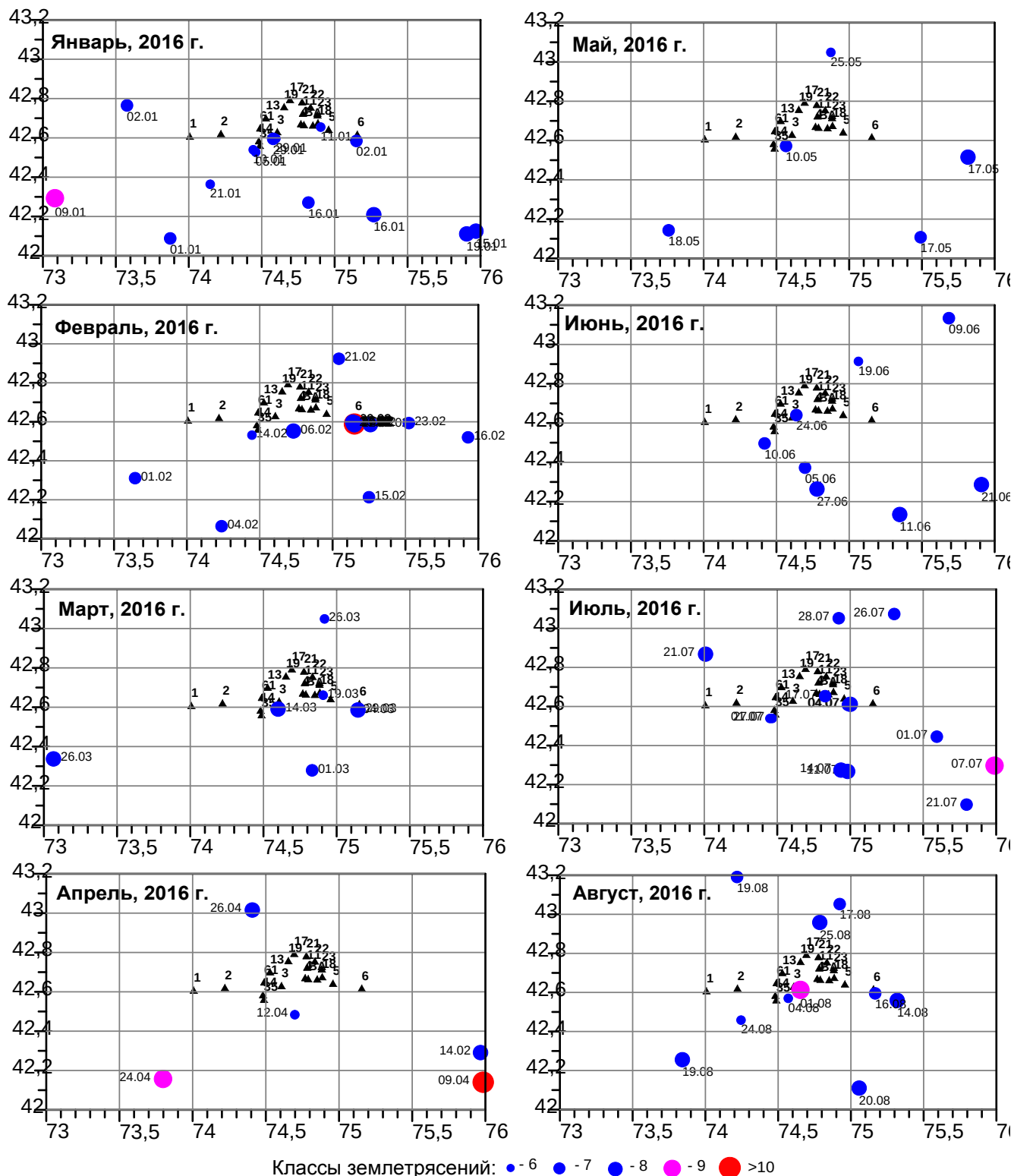


Рисунок 2.14 — Распределение сейсмичности в январе-августе 2016 г. на территории БГП. Треугольниками обозначены пункты электромагнитного мониторинга. Названия пунктов и соответствующие им номера приведены в условных обозначениях к рисунку 2.1

Аналогичная картина в проявлении аномальных изменений ρ_T наблюдается и на рядовых пунктах электромагнитного мониторинга: на п. Шлагбаум, Тогузбулак, Дачи, Ала-Арча верхняя.

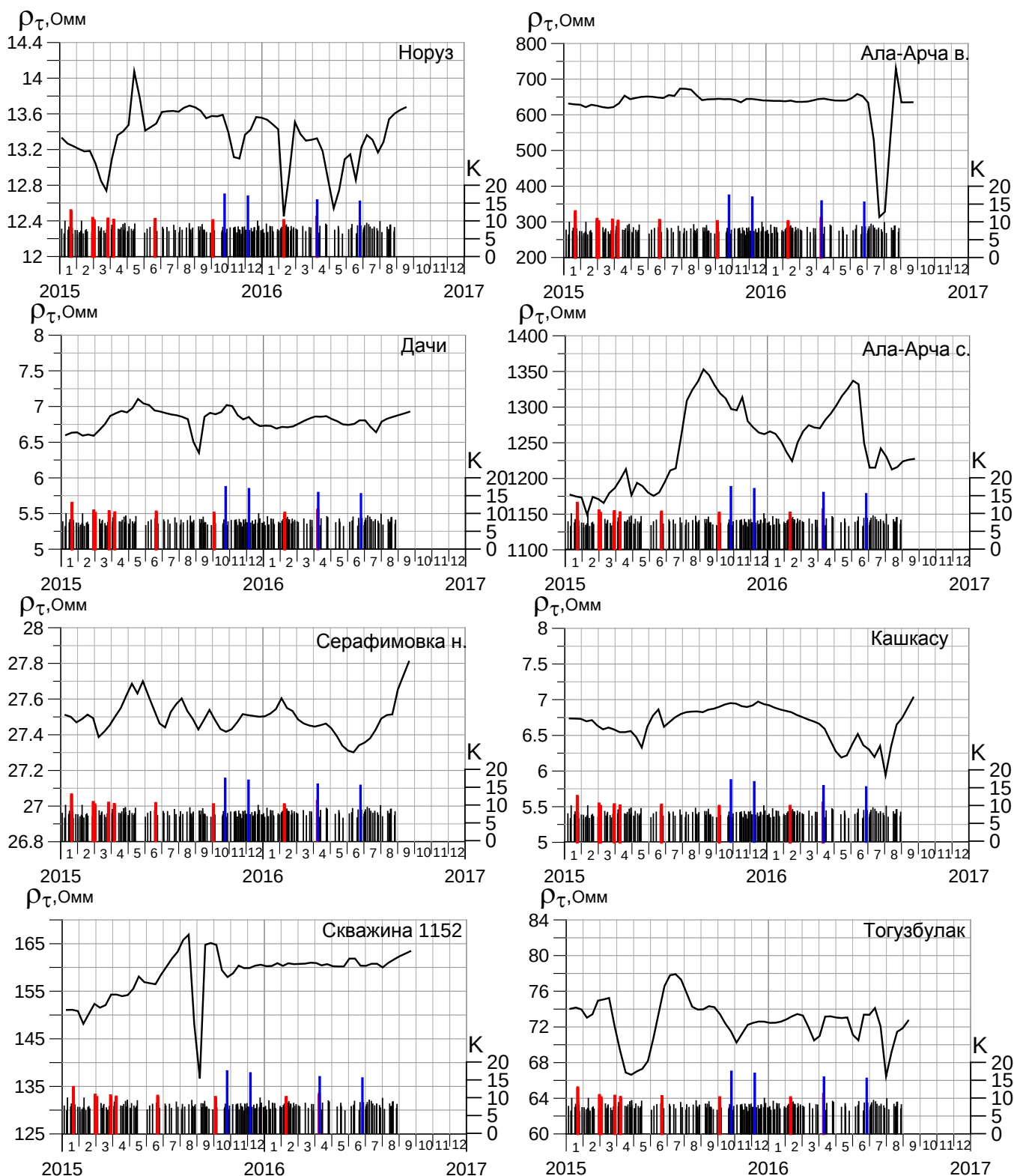


Рисунок 2.15 — Графики вариационных рядов кажущегося сопротивления ρ_T (для $t=3.14$ с) на рядовых пунктах наблюдения с вынесенной под них сейсмичностью с $K>7$ в пределах Бишкекского геодинимического полигона. Синим цветом выделены сильные землетрясения, произошедшие за пределами БГП

Однако на некоторых рядовых пунктах ЗСД вариации кажущегося сопротивления проявили себя на всех трех временах становления поля (по всему интервалу геоэлектрического разреза): так, на п. Ала-Арча средняя синхронные изменения ρ_t , начавшиеся в июне, продолжились и в феврале 2016 г. Наибольшие изменения, в виде падения кажущегося электросопротивления, наблюдались на ранних временах становления поля ($t=0.14$ с) – на 13%, и в меньшей степени - на более поздних временах: $t=0.86$ с и $t=3.14$ с, соответственно на 8% и 9%. На пункте Норуз снижение сопротивления составило 34%, 6% и 8%, последовательно для $t=0.14$ с, $t=0.86$ с и $t=3.14$ с, а на п. Серафимовка верхняя - 37%, 26,5% и 26%. На п. Серафимовка нижняя вместо привычного снижения ρ_t в верхних горизонтах геоэлектрического разреза наблюдался его рост на 4% (рисунок 2.15).

Разрядка геосреды, произошедшая в результате февральских землетрясений, привела к некоторому снижению сейсмической активности в марте (было зафиксировано всего лишь 7 слабых событий) и их отсутствию в апреле, вплоть до 09.04.16, когда имело место землетрясение с $K=11.1$, эпицентр которого располагался в северо-западном окончании хребта Терской Ала-Тоо, обрамляющем с юго-востока Кочкорскую впадину.

Период сейсмического затишья в преддверие апрельского землетрясения в Кочкорской впадине составил 10 дней. После него неуклонное снижение сейсмической активности продолжилось до начала июня и достигло своего минимума за весь отчетный период. Этот факт и последующий рост локальной сейсмичности в пределах центральной части БГП в июне и в особенности в июле-августе, по всей видимости, связаны с сильным землетрясением 26.06.16 с $M_w=6.4$ (по данным NEIC) на границе Киргизии и Таджикистана, в 380 км к югу от Бишкека.

Событие 26.06.16 г. проявило себя на временных рядах ρ_t стационарных пунктов ЗСД по – разному:

- на станции Чонкурчак (ОМР, север-юг) на фоне продолжительного возрастания ρ_t с февраля 2016 года в июле-августе отмечаются одиночные, малоамплитудные «всплески» переменного знака, причем на всем интервале геоэлектрического разреза; аналогичные изменения происходят и при другой ориентировке приемного диполя (запад-восток), однако рост ρ_t начинается с некоторым запаздыванием, только в мае;
- на станции Иссык-Ата минимум ρ_t в середине мая сменяется ростом и разнонаправленными вариациями электросопротивления в течение июня-августа в средней и нижней частях разреза;
- на станции Таш-Башат в летние месяцы заметно меняется ход графика ρ_t .

Следует заметить, что в июле и августе 2016 г. в центральной части полигона произошло 2 события: 7 июля с $K=9.28$ и 1 августа с $K=9.76$, причем эпицентр последнего находился всего в 4 км

к востоку от станции Чонкурчак. Поэтому в наблюдающихся на графиках аномальных изменениях электросопротивления может присутствовать некий суммарный эффект - и от сильного землетрясения 26.06.16 г., и от вышеуказанных сейсмических событий 9-го класса.

На рядовых пунктах электромагнитного мониторинга вариации ρ_t выглядели следующим образом:

- на п. Норуз происходило синхронное изменение кажущегося сопротивления по всему интервалу глубин;
- на п. Серафимовка н. синхронность наблюдалась на временах $t=0.14$ с, $t=0.86$ с, начиная с мая и до конца октября, а аномальные изменения ρ_t в июне-июле 2016 г. не превысили 2%;
- на п. Ала-Арча с. событию 26.06.16 г. предшествовали рост ρ_t в течение 3,5 месяцев и резкий спад электросопротивления накануне землетрясения в течение месяца, причем с увеличением глубины зондирования значения ρ_t снизились с 5% до 9%;
- на п. Ала-Арча в. сильное июньское событие отметилось по всему интервалу глубин узким и глубоким минимумом, падение кажущегося электрического сопротивления составило 63 % - для $t=0.14$ с, 52% - для $t=0.86$ с, 52% - для $t=3,14$ с.

Все упомянутые ранее в тексте аномальные изменения кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_t были зафиксированы на пунктах ЗСД с ориентировкой приемного диполя в субширотном направлении, за исключением некоторых стационаров (пп. Чонкурчак, Таш-Башат, Иссык-Ата), измерения на которых производились по двум взаимно перпендикулярными приемным линиям – в направлениях «юг-север» и «запад-восток». Однако определенный интерес вызывают данные измерений на двух рядовых пунктах ЗСД – пп. Алмаз и База – с веерообразной и крестообразной установками (приемные линии отстоят друг от друга на 45^0).

Как показано на рисунке 2.16, наибольшие вариации ρ_t в отчетный период наблюдались на п. База с мая по август 2016 г., причем при разной ориентировке приемных диполей продолжительность и интенсивность аномалий ρ_t , вызванных сильным событием 26.10.16 г с $K=15.5$ и более слабыми землетрясениями в июле-августе 2016 г., была различной. Наиболее сильные вариации ρ_t имели место по азимутам 90^0 и 45^0 , в меньшей степени – по азимуту 0^0 . Так, в широтном направлении ($Az=90^0$) с мая по июнь произошло резкое снижение кажущегося сопротивления сразу на 50% (для $t=0.14$ с), с увеличением глубины зондирования интенсивность аномалий падала, и относительное изменение $\Delta\rho_t$ составило примерно 36% (для $t=0.86$ с и $t=3,14$ с).

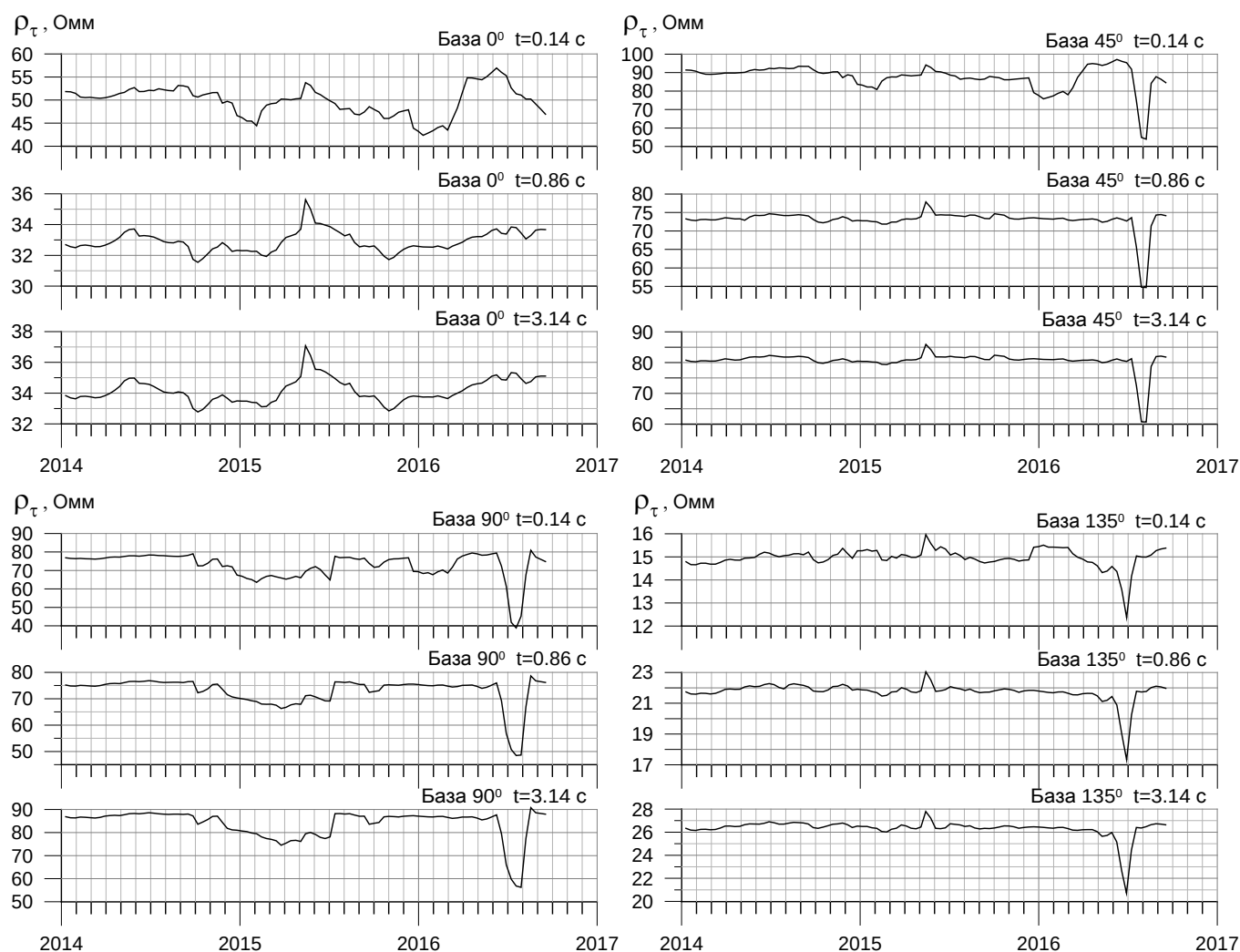


Рисунок 2.16 — Фрагменты временных рядов кажущегося удельного электрического сопротивления при различной ориентации приемных диполей на рядовом пункте База

Аналогичная картина наблюдалась в северо-восточном направлении ($Az=45^0$): относительные изменения $\Delta \rho_{\tau}$ составили 75%, 35% и 33% по трем рассматриваемым временам становления поля соответственно. В юго-восточном направлении ($Az=135^0$) по всему интервалу глубин величина $\Delta \rho_{\tau}$ оставалась практически постоянной – около 24%. В меридиональном направлении ($Az=0^0$) вместо спада параметра $\Delta \rho_{\tau}$ наблюдался его рост с февраля по июнь: на 20% - в верхней части разреза, примерно на 6% - в более глубоких горизонтах коры.

Общую картину изменений кажущегося электрического сопротивления во времени и по глубине, например, на п. База можно представить на полярных диаграммах, построенных по относительным значениям ρ_{τ} по каждому из азимутов. Приведенный ниже рисунок 2.17, включающий в себя диаграммы, составленные для отдельных дат (дней полевых наблюдений) отрезка времени с начала июня до сентября 2016 г., наглядно демонстрирует динамику изменения состояния геосреды до, во время и после землетрясений летней серии, наиболее сильным из которых было событие 26.06.16 г. с $K=15,5$ вблизи южной границы БГП.

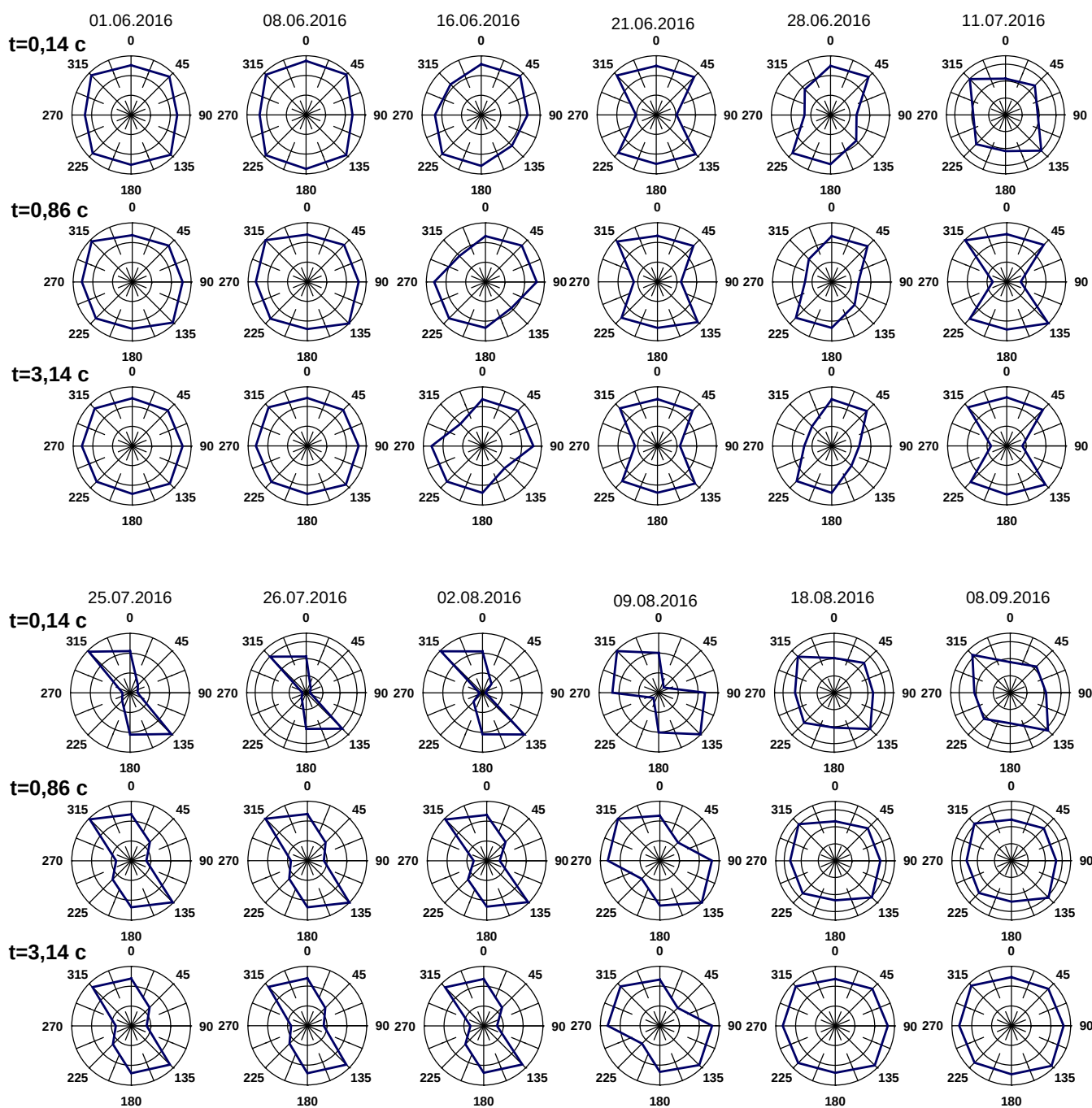


Рисунок 2.17 — Полярные диаграммы кажущегося электрического сопротивления, построенные по результатам полевых наблюдений на п. База в период с 01.06.16 г. по 08.09.16 г.

Известно, что изменения электрического сопротивления при различной ориентировке приемных диполей обусловлены анизотропией среды. Вписав каждую полярную диаграмму в эллипс, мы можем определить ориентацию его осей (рисунок 2.18): наибольшей, или иначе, длинной оси эллипса анизотропии r_t , и наименьшей, перпендикулярной ей короткой оси эллипса анизотропии r_t , которые указывают соответственно на направления наибольшего роста или снижения кажущегося электросопротивления, а значит, при условии использования

соответствующей геоэлектрической модели среды, позволяют определить направление действия силы (сжатия или растяжения) в различные промежутки времени [2].

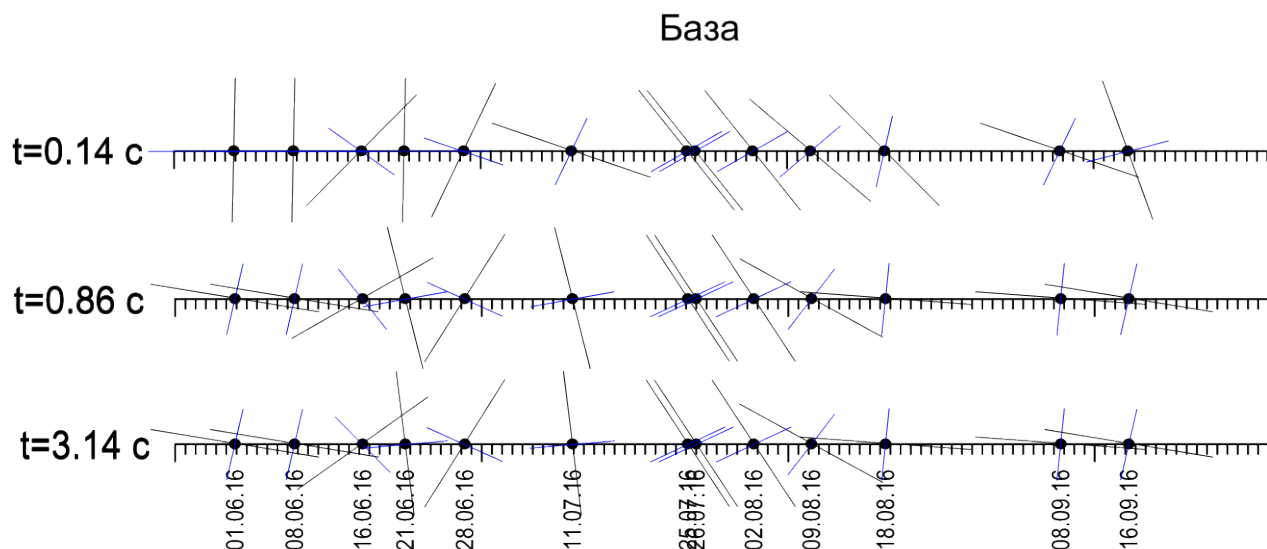


Рисунок 2.18 — Ориентация больших и малых осей эллипса анизотропии кажущегося сопротивления, построенных по диаграммам на рисунке 2.17

2.2 Режимные геомагнитные наблюдения

Геомагнитные наблюдения на Бишкекском геодинамическом полигоне проводятся по сети, состоящей из 7 стационарных и 10 рядовых пунктов (рисунок 2.19).

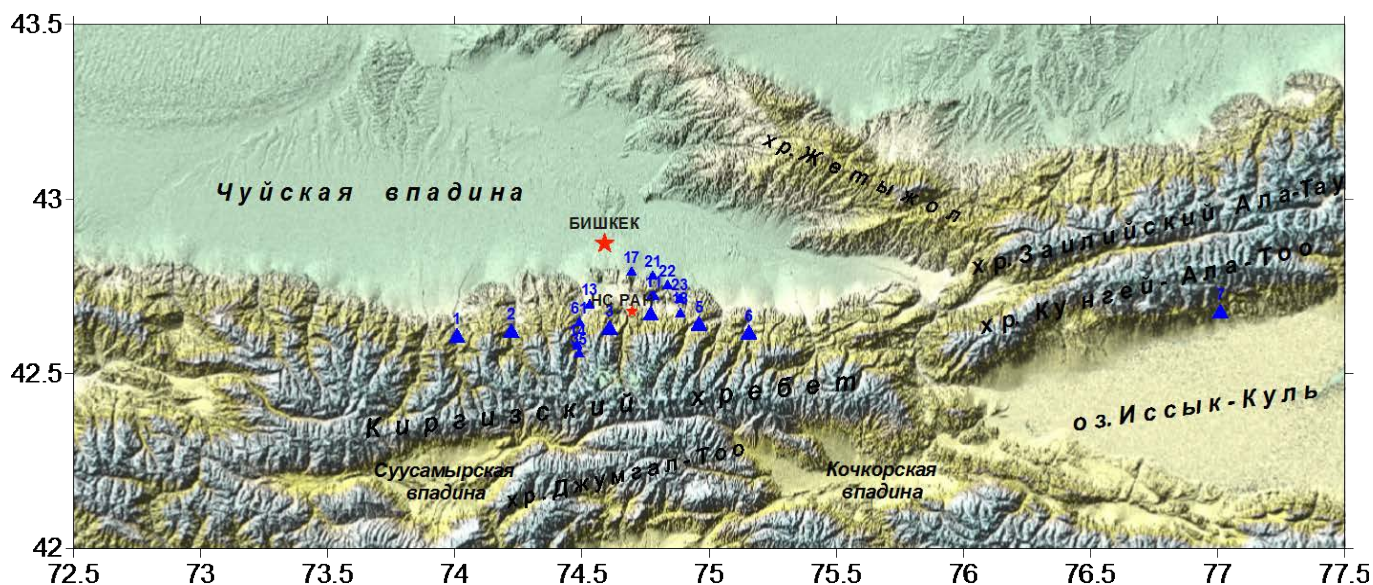


Рисунок 2.19 — Схема расположения пунктов геомагнитных наблюдений.

Стационары: 1-Аксу; 2-Шавай; 3-Чонкурчак; 4-Таш-Башат; 5-Иссык-Ата; 6-Кегеты; 7-Карагай-Булак. *Рядовые пункты:* 11-Норуз; 13-Кашкасу; 14-Ала-Арча средняя; 17-Ала-Тоо; 18-Тогузбулак; 21-Дачи; 22-Серафимовка ниж.; 23-Горная Серафимовка; 35-Ала-Арча верхняя; 61-Шлагбаум

На стационарных пунктах мониторинг ведется круглосуточно, на рядовых пунктах наблюдения производятся один раз в неделю. Все пункты геомагнитных наблюдений совмещены с пунктами электромагнитных наблюдений, за исключением стационарного пункта Карагай-Булак, расположенного на северном берегу оз. Иссык-Куль.

В отчетном 2016 г. геомагнитные наблюдения были продолжены. На рисунках 2.20 и 2.21 представлена общая картина временных рядов разностей полного вектора магнитного поля Земли ΔT по всем стационарным и рядовым пунктам наблюдения за последние 5 лет наблюдений.

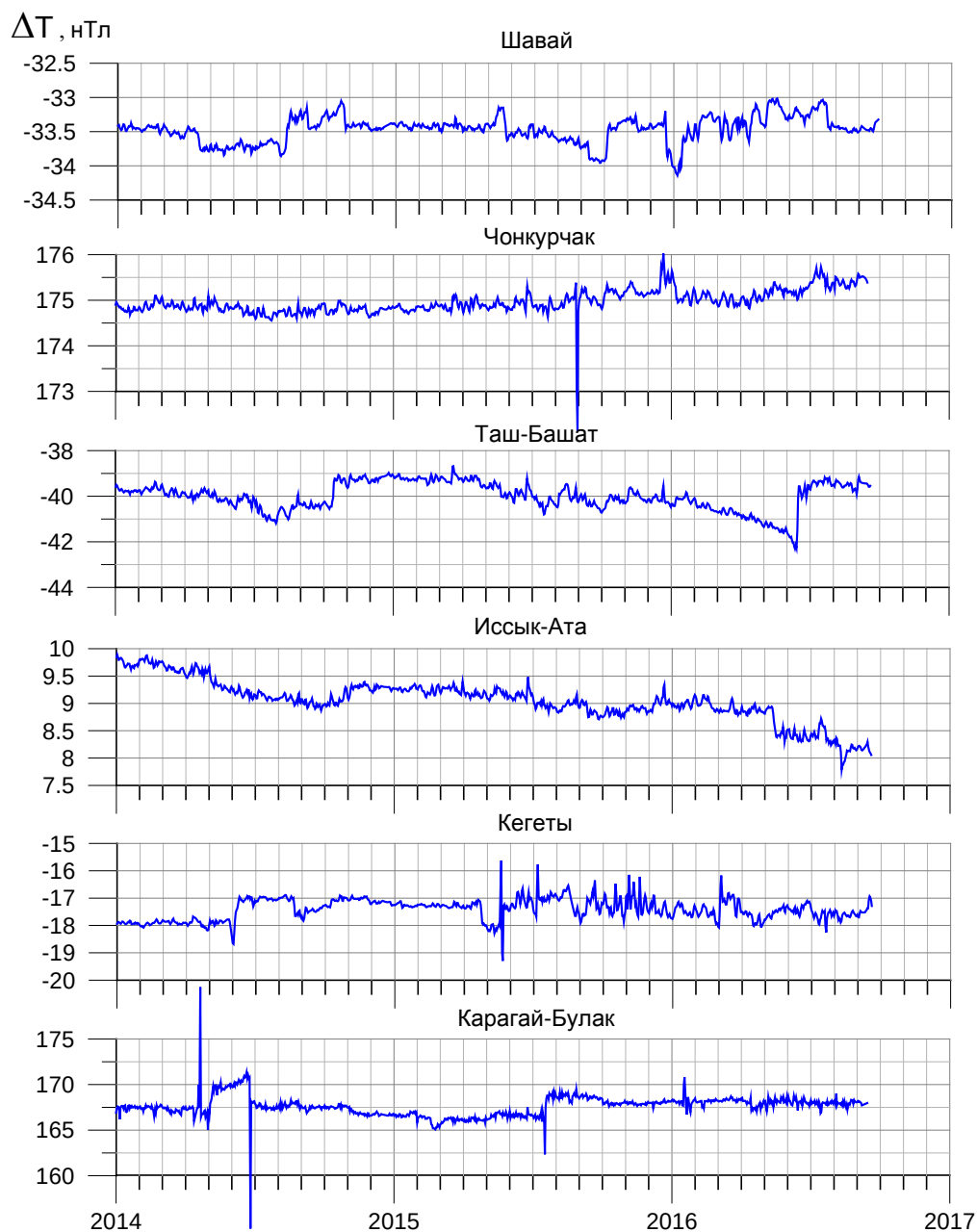


Рисунок 2.20 — Временные ряды вариаций разностей полного вектора магнитного поля за последние 5 лет на стационарных пунктах Шавай, Чон-Курчак, Таш-Башат, Иссык-Ата, Кегеты, Карагай-Булак

Как видно из рисунков 2.20-2.23, наблюдаемые вариации магнитного поля совпадают или предшествуют землетрясениям. Однако во временных рядах присутствует и достаточное количество вариаций, которые невозможно связать с сейсмическими событиями и которые не нашли отражения в результатах электромагнитных наблюдений.

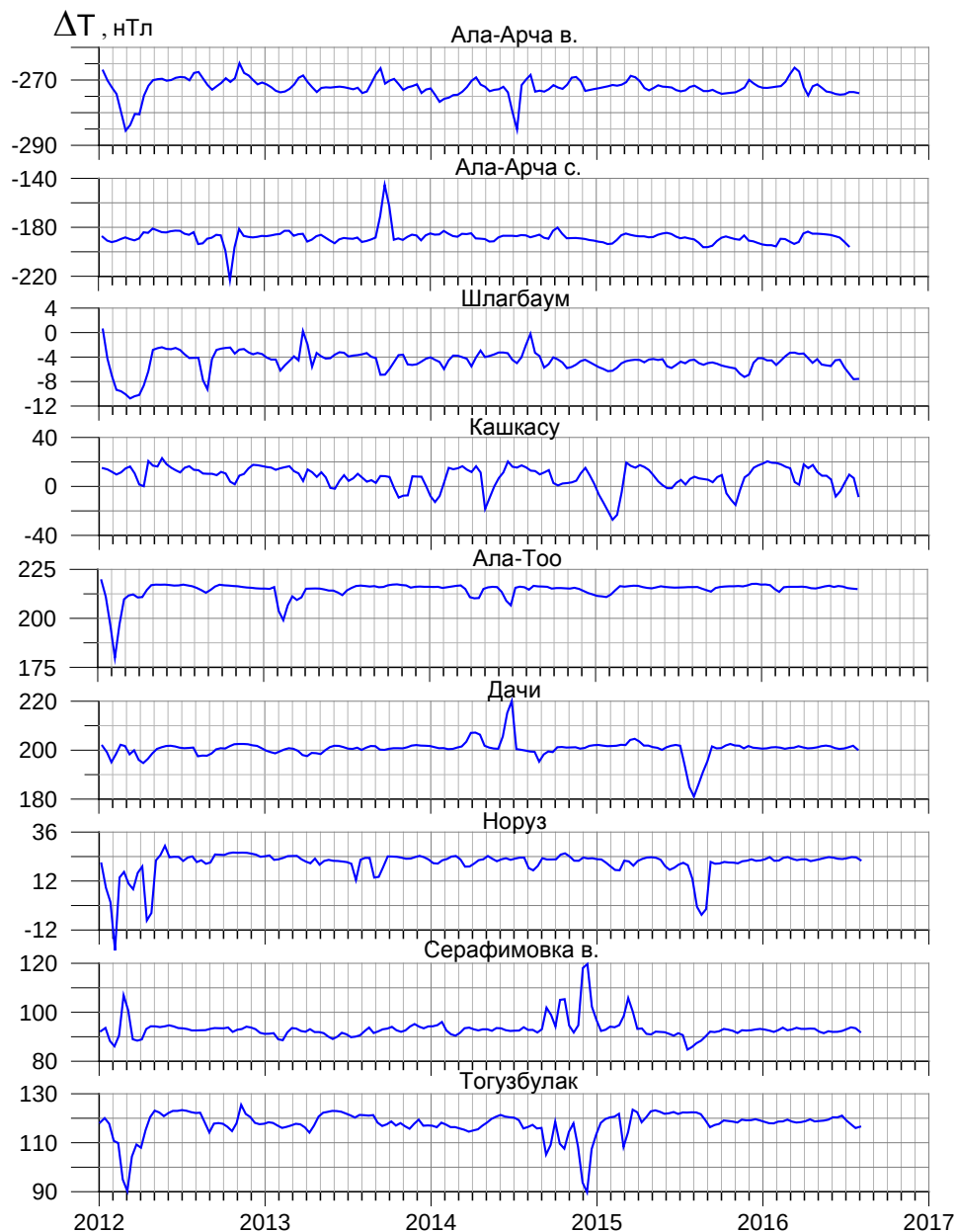


Рисунок 2.21 — Временные ряды вариаций разностей полного вектора магнитного поля за последние 5 лет на рядовых пунктах геомагнитных наблюдений

Обращает на себя внимание, что низкочастотные трендовые компоненты процесса различны во всех пунктах наблюдений и в общем случае не коррелируются друг с другом. Это означает, что эта компонента определяется локальными процессами, происходящими на каждом пункте, и не связана с геодинамическим процессом, который захватывает значительные территории. Трендовая компонента превалирует во временных рядах и имеет амплитуду до 4 нТл. Соответственно

амплитуды высокочастотных компонент, как правило, не превышают долей нТл. Следует отметить, что на графиках представлены среднесуточные значения разностей полных векторов индукции геомагнитного поля. С учетом того, что точность единичного измерения полного вектора индукции составляет ± 0.04 нТл, точность определения среднесуточной разности полных векторов индукции при частоте измерений 1 измерение в 20 секунд соответственно будет:

$$\sigma = \sqrt{\frac{2 \cdot \sigma_1^2}{N}},$$

σ - среднеквадратическая ошибка среднесуточного значения разности значений модулей полных векторов индукции магнитного поля в двух пунктах; σ_1 - среднеквадратическая ошибка единичных значений разностей модулей полных векторов индукции магнитного поля в двух пунктах; N – количество измерений в сутках. В нашем случае $N=4320$ и, соответственно, ошибка вычисления среднесуточной разности модулей полных векторов индукции магнитного поля в двух пунктах составит $\sigma \leq \pm 8.61 \cdot 10^{-4}$ нТл. В качестве базовой станции использована станция Аксу.

В настоящем отчете при анализе вариаций геомагнитного поля на стационарных и рядовых пунктах Бишкекского геодинамического полигона основное внимание было уделено периоду с сентября 2015 г. по сентябрь 2016 г. Учитывая то обстоятельство, что одна из станций геомагнитных наблюдений - Карагай-Булак, находящаяся на северном берегу оз. Иссык-Куль, ввиду своего расположения на значительном удалении от базовой станции Аксу (245 км) и от центра полигона (190 км) в предыдущих отчетах рассматривалась крайне редко, результаты геомагнитных наблюдений на ней будут представлены за три прошедших года.

Как отмечалось ранее, с начала 2016 года было зарегистрировано около 285 сейсмических событий (40^0 - 44^0 с.ш. и 70^0 - 81^0 в.д.), 14 из них имели класс больше 10; в центральной части полигона (42^0 - 43.2^0 с.ш. и 73^0 - 76^0 в.д.) - 109 событий, лишь два землетрясения имели энергетический класс больше 10, и их эпицентры располагались в 3 и 7 км от стационарного пункта Кегеты (п.6 на рисунке 2.19).

На проявление вариаций геомагнитного поля в рассматриваемый период времени могли оказать влияние и сильные события с эпицентрами за пределами Бишкекского геодинамического полигона, как, например, землетрясение с $M_w=7.5$ 26.10.2015 в Гиндукуше (Афганистан) и последовавшая за ней целая серия сейсмических событий с $M>5$ ($K>13$), эпицентры которых расположились в полосе северо-восточного направления, протянувшейся от очага упомянутого выше землетрясения до озера Иссык-Куль (рисунки 2.11, 2.22).

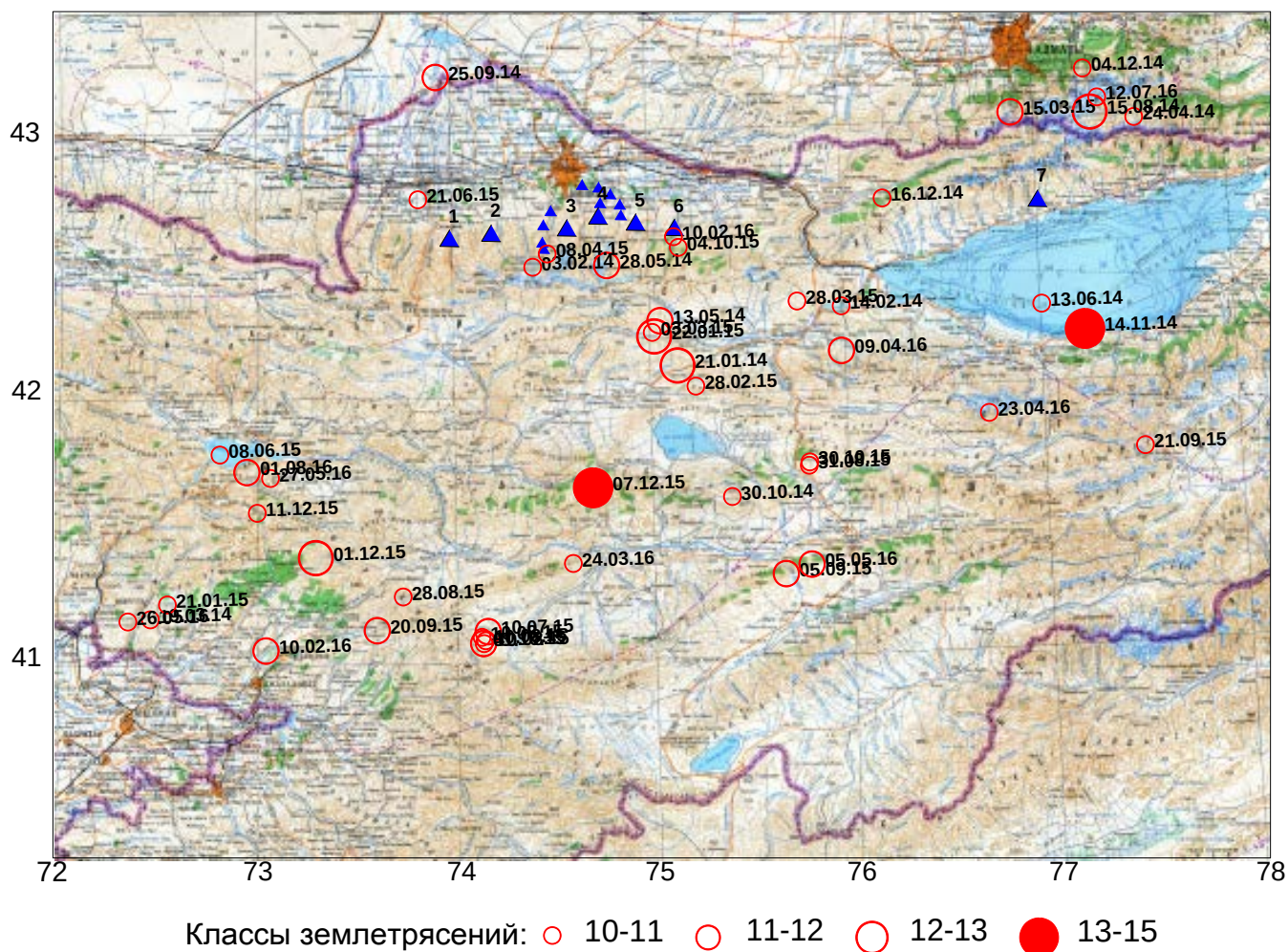


Рисунок 2.22 — Распределение эпицентров землетрясений с $K>10$ в пределах территории: 40° - 44° с.ш. и 72° - 78° в.д. в период с 2014 г. по сентябрь 2016 г. Синими треугольниками отмечены пункты геомагнитных наблюдений

Несмотря на значительную удаленность очага землетрясения от сети мониторинга (более 700 км), на графиках разности полного вектора магнитного поля проявились, пусть и слабые, аномальные эффекты, фиксирующие процесс его подготовки. Однако изменения, произошедшие с момента землетрясения, прослеживаются гораздо четче на многих графиках ΔT (рисунок 2.23-2.24).

Так, на стационарном пункте Шавай, в крайней западной части сети геомагнитного мониторинга, событиям в октябре 2015 г. предшествует достаточно продолжительный период снижения ΔT на 0,8 нТл, который заканчивается резким скачком поля в начале октября на 0,6 нТл и последующим слабым его возрастанием до конца октября. По всей видимости, такое стремительное изменение поля могло быть приурочено к событию 04.10.15 г. с $K=10.1$ вблизи п. Кегеты, или же таким образом отразился начавшийся этап подготовки землетрясения в Гиндукуше 26.10.15 г. с $M_w=7.5$.

На станции Кегеты период с сентября по ноябрь отмечен небывалой сейсмической активностью: рисунок 2.23 наглядно демонстрирует, как в течение указанных месяцев происходило

распределение сейсмической активности в пределах сети геомагнитных наблюдений и в его окрестностях.

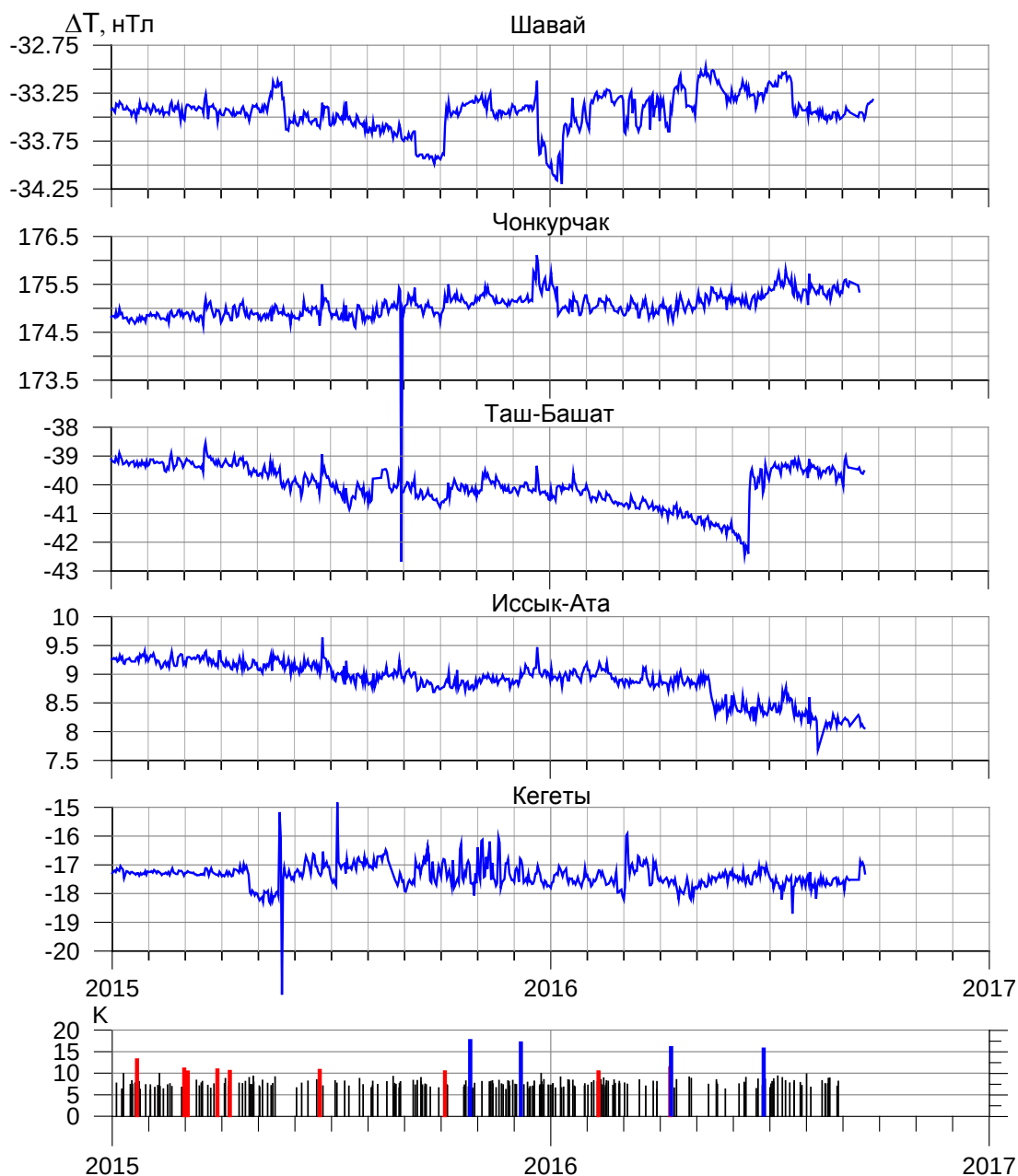


Рисунок 2.23 — Временные ряды вариаций разностей полного вектора магнитного поля на стационарных пунктах наблюдений. В нижней части рисунка показаны сейсмические события, произошедшие на территории Бишкекского геодинамического полигона в период с 2015 г. по сентябрь 2016 г. Красным цветом выделены события с $K > 10$, синим – сильные события за пределами рассматриваемой территории

Согласно каталогу KNET, в этот период только в радиусе 20 км имело место 11 сейсмических событий, в числе которых было землетрясение с $K=10.1$ (04.10.15 г., в 7.4 км к югу от п. Кегеты). Поэтому на графиках ΔT для стационара Кегеты наблюдаемые вариации поля в виде частых и

резких колебаний ΔT (в полосе от -18,12 нТл до -16,05 нТл) несут в себе некий суммарный эффект и от дальних, и от близких землетрясений.

Обращают на себя внимание вариации разности полного вектора магнитного поля в декабре 2015 г. На п. Шавай с середины декабря до начала января происходит резкий кратковременный рост и последующее падение ΔT на 1,1 нТл, аналогичная картина наблюдается и на станции Чонкурчак: рост ΔT на 1 нТл сменяется его спадом на 1,2 нТл. Не исключено, что таким образом проявились постсейсмические эффекты от землетрясения 07.12.15 г. с $K=13.6$ и эпицентром на водоразделе хребта Молодо-Тоо, в 140 км к югу от Бишкека, или же сказалось влияние слабых, но близких по расстоянию к пунктам магнитометрии сейсмических событий с эпицентрами в пределах сети мониторинга (рисунки 2.13, 2.14 и 2.22).

Вызывает удивление факт отсутствия в феврале 2016 г. отклика геомагнитного поля на серию слабых сейсмических событий в окрестностях п. Кегеты: сетью KNET в указанное время зафиксировано 42 события, эпицентры 20-ти из которых располагались в радиусе 20 км, а 15 событий – на расстоянии не более 3,5 км.

Наблюдаемые на п. Кегеты вариации ΔT в марте приурочены, вероятно, не столько к близким, но малочисленным событиям 6-8 классов, сколько отражают этап подготовки более сильного землетрясения – 09.04.16 г. с $K=11.6$, на южной окраине Кочкорской впадины, в 80 км от ст. Кегеты.

На фоне сейсмического затишья в мае 2016 г. на станции Иссык-Ата наблюдается ступенеобразный спад ΔT на 0,5 нТл, наиболее вероятной причиной которого является землетрясение 11.05.2016 г. с $K=13.2$, очаг которого находился на территории Казахстана, в предгорной зоне Чу-Илийских гор, примерно в 140 км к северу от г. Бишкека и в 112 км от станции Иссык-Ата.

Вполне возможно, что с другим сильным землетрясением 26.06.16 г. с магнитудой $M_w=6.4$ (по данным NEIC) вблизи селения Сары-Таш, на расстоянии более 300 км к югу от НС РАН, связаны аномальные изменения ΔT , зафиксированные на стационарном пункте Таш-Башат: начавшийся в январе, плавный спад поля (на 2,5 нТл в течение 5 месяцев) заканчивается в первой половине июня резким возрастанием значений ΔT сразу на 3 нТл, и этот уровень ΔT сохраняется вплоть до сентября 2016 г.

Относительно рядовых пунктов геомагнитных наблюдений (рисунок 2.24) можно отметить следующее:

- аномальные изменения ΔT имеют фрагментарный характер: на отдельно взятых графиках ΔT отражаются лишь какие-то определенные сейсмические события или серии слабых землетрясений, как правило, близких по своему пространственному положению к пункту наблюдения или ко времени поведения на нем полевых измерений;

- дискретность полевых наблюдений (1 раз в неделю) на рядовых пунктах, осуществляемых передвижной станцией, не позволяет фиксировать в полной мере все эффекты от землетрясения
- удастся «ухватить» лишь часть от какого-либо этапа его развития;
- наиболее «выразительными» являются вариации ΔT на рядовых пунктах геомагнитного мониторинга, расположенных вдоль меридиана $74,5^0$ в.д.: так, на участках графиков с декабря по начало февраля в пп. Ала-Арча с., Шлагбаум, Ала-Тоо прослеживается некоторая синхронность в поведении ΔT , вызванная подготовкой события с $K=10.1$ 10.02.16 г. вблизи п. Кегеты и его афтершоками; падение значений ΔT на указанных пунктах составило от 1,1 (на п. Шлагбаум) до 6 нТл (на п. Ала-Арча с.);
- на рядовых пунктах, расположенных в восточной части сети геомагнитных наблюдений (пп. Дачи, Норуз, Горная Серафимовка, Тогузбулак) вариации разности полного вектора магнитного поля не превышают 2 нТл.

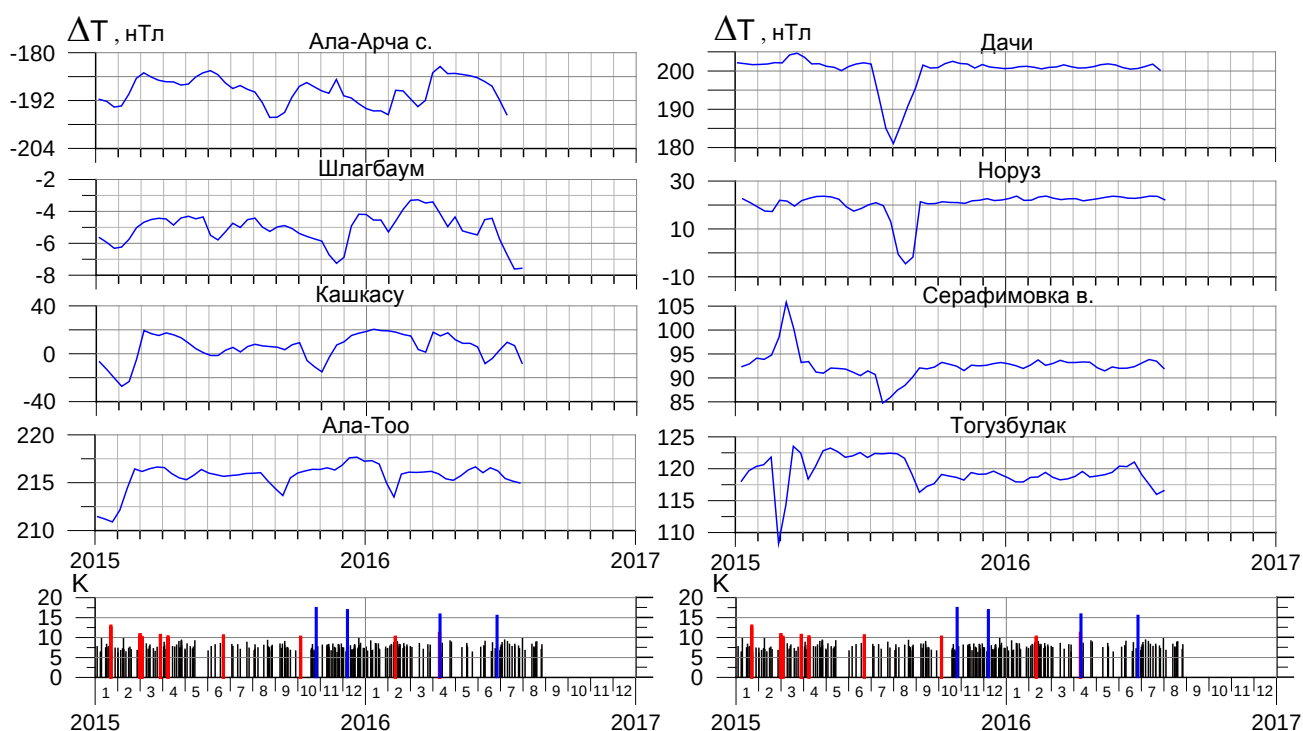


Рисунок 2.24 — Временные ряды вариаций разностей полного вектора магнитного поля в рядовых пунктах наблюдений. В нижней части рисунка показаны сейсмические события, произошедшие на территории Бишкекского геодинамического полигона в период с 2015 г. по сентябрь 2016 г. Красным цветом выделены события с $K > 10$, синим – сильные землетрясения на территории Афганистана, Таджикистана и Киргизии с $M > 6.4$ ($K > 15.5$)

О поведении геомагнитного поля на самой удаленной станции сети мониторинга – Карагай-Булаке – можно судить по графикам ΔT , представленном на рисунке 2.25. Как видно из рисунка, шкала сейсмичности (по территории, ограниченной координатами: 42^0 - 43.2^0 с.ш. и 76^0 - 79^0 в.д.) кардинально отличается от той, что мы наблюдаем в центральной части полигона: доля слабых

сейсмических событий незначительна (по всей видимости, по технологическим причинам регистрация их затруднена), в рассмотрение включены сейсмические события с $K > 10$, эпицентры которых расположены вдоль берегов оз. Иссык-Куль, к северу и к югу от него.

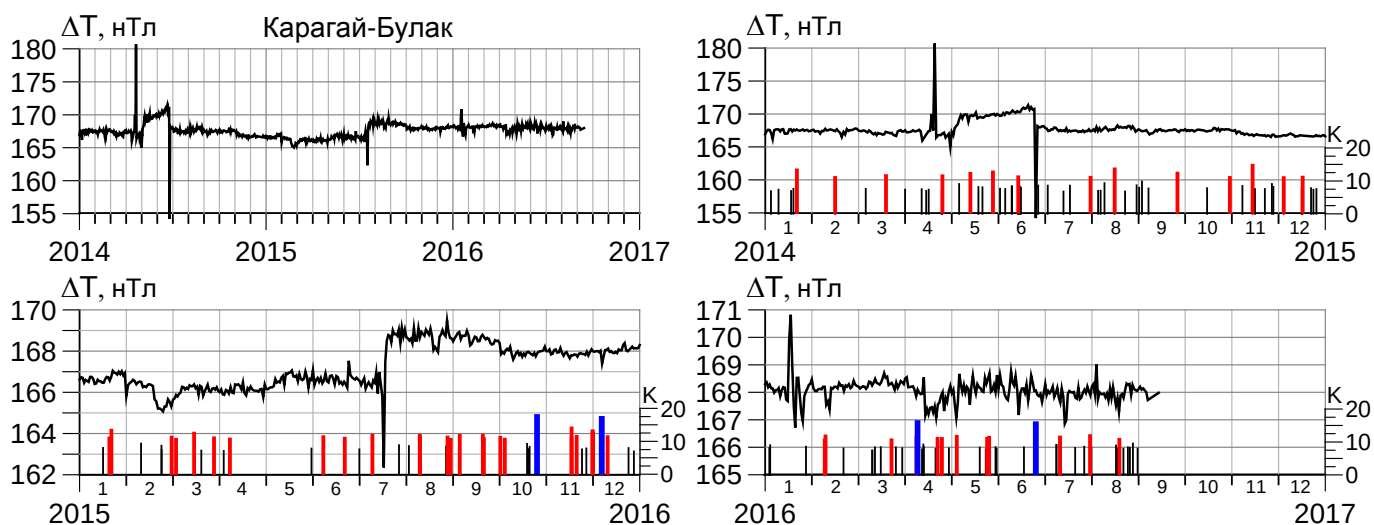


Рисунок 2.25 — Временные ряды вариаций разностей полного вектора магнитного поля ΔT в пункте наблюдения Карагай-Булак, представленные по годам

На графиках разности полного магнитного поля значения ΔT меняются в пределах 165-170 нТл. Наблюдаются отдельные, высокоамплитудные «всплески» ΔT , главным образом в 2014 году. В апреле 2014 г. пиковое значение ΔT достигает значения 180,5 нТл. Такое резкое возрастание поля сразу на 13 нТл происходит накануне землетрясения 24.04.14 с $K=10.8$, эпицентр которого находился на территории Казахстана, на северном склоне хребта Кунгей Ала-Тоо, обращенном к долине р. Чилик, к северо-востоку от станции Карагай-Булак.

Ступенеобразным возрастанием значений ΔT в начале мая 2014 г. на 3 нТл и последующим его сохранением в течение 2-х месяцев, предворяются землетрясения 13.05.14 г. с $K=11.5$ в междуречье Восточный Каракол и Восточный Суек, к западу от Кочкорской впадины, и 28.05.14 с $K=12$ в верховьях р. Иссык-Ата, к западу от самой магнитной станции.

Во второй половине июня происходит резкое снижение поля на 16-17 нТл, и с конца июня наступает некоторая стабилизация геомагнитного поля, вплоть до января 2015 г. Боконбаевское землетрясение 14.11.14 г. с $K=14$, эпицентр которого располагался на южном берегу оз. Иссык-Куль, к северо-востоку от одноименного села и практически на меридиане станции Карагай-Булак, в 56 км к югу от нее, на графике ΔT не проявило себя никак.

С февраля до начала мая 2015 г. наблюдается некоторое снижение поля, с минимумом во второй половине февраля. Снижение ΔT на 2 нТл, связано с двумя событиями – 28.02.15 г. и 03.03.15 г. с $K=10.8$ и $K=10.1$ соответственно. Эпицентр первого из них находился на водоразделе хребта

Каинды-Катта, в 160 км к западу от пункта Карагай-Булак, а второго - в долине р. Восточный Суек, к западу от Кочкорской впадины.

Среди июньских событий 2015 г. «всплеском» в 1,5 нТл отметились землетрясение в окрестностях г. Кара-Балта 21.06.15 г. с $K=10.5$, в 250 км к западу от станции Карагай-Булак.

В середине июля происходит резкий спад значений ΔT – с 167 до 162 нТл, который так же стремительно переходит в его резкий подъем до отметки 168,7 нТл, и вновь установившийся уровень ΔT сохраняется с середины июля до начала сентября. По всей видимости, причиной тому могла послужить начавшаяся в июле и закончившаяся в конце августа целая серия землетрясений 10-11 классов с их афтершоками, эпицентры которых находились на водоразделе и северо-восточных склонах Ферганского хребта, на расстоянии чуть менее 300 км от станции Карагай-Булак. С определенной долей вероятности можно утверждать, что таким образом обозначилось начало периода активизации сейсмичности в юго-западной части Тянь-Шаня, Памире и Гиндукуше.

Сейсмическими событиями в сентябре-октябре 2015 г. с классом выше 10-ти и эпицентрами на северных склонах Киргизского хребта (04.10.15 г., $K=10.1$), в долине р. Кара-Ункур, на юго-западных склонах хребта Байдулу (30.10.15 г., $K=10$) завершается период аномальных изменений ΔT , после которого устанавливается новый уровень ΔT в 168 нТл.

Резкий перепад значений ΔT во второй половине января 2016 года, очевидно, предвещает землетрясение в окрестностях п. Кегеты 10.02.16 с $K=10.1$, в 150 км к западу от станции Карагай-Булак.

С землетрясениями 09.04.16 г. ($K=11.06$) и 23.04.16 г. ($K=10.6$), произошедшими на хребте Терской Ала-Тоо в 90-100 км к юго-западу от Карагай-Булака, и сопровождающими их более мелкими событиями связаны аномальные вариации ΔT в апреле – резкий обрыв и падение ΔT на 1,2 нТл и последующее восстановление до прежнего уровня ΔT в начале мая. На фоне растущей ветви графика ΔT апрельские и майские события отмечаются отдельными узкими аномалиями с амплитудами, не превышающими 2 нТл. Вполне возможно, что участок графика (с первой декады апреля по конец июня), заключенный между двумя сильными землетрясениями, с очагами вне рассматриваемой нами территории (в Афганистане, на юге Киргизии), и характеризующийся большой изрезанностью - частой сменой минимумов и максимумов ΔT - в целом отражает возросшую в этот период сейсмическую активность на всей исследуемой площади, вызванную крупными землетрясениями в Гиндукуше.

Подводя итог анализу геомагнитных данных, полученных в отчетный период, и сейсмичности, главным образом в центральной части БГП, следует отметить, что большое количество слабых землетрясений с $K=6\div 8$ затрудняет анализ, так как во временных рядах всегда присутствуют незначительные вариации. Наряду с этим во временных рядах присутствуют вариации, которые не коррелируются с произошедшими землетрясениями.

По-видимому, как и в случае с вариациями удельного электросопротивления земной коры, наблюдаемые вариации магнитного поля отражают изменения напряженно-деформационного процесса. При этом в ряде случаев активизация напряженно-деформационного процесса завершается сейсмическим событием, а иногда сейсмического события не случается. Возможно, это связано с соотношением скорости деформационного процесса и инерцией геологической среды. В геофизических полях, в том числе и магнитном поле, любые изменения деформационного процесса находят свое отражение во временных рядах наблюдений.

Анализ полученных данных указывает и на различия в протекании вариаций на геомагнитных станциях сети. Это может быть связано:

- 1) с расположением конкретной станции относительно источника деформационного процесса;
- 2) с различием физических, в том числе и магнитных свойств пород, подстилающих конкретную геомагнитную станцию;
- 3) с разным геологическим и геоэлектрическим строением разреза под конкретной станцией;
- 4) с присутствием в районе расположения геомагнитной станции токовых систем различной природы, не связанных с геодинамическими процессами.

Все перечисленные выше причины затрудняют выделение «полезных» вариаций магнитного поля, предшествующих будущему землетрясению. Однако в какой-то степени задача немного упрощается, если геомагнитные наблюдения рассматриваются в комплексе с другими режимными наблюдениями, в частности, с электромагнитными наблюдениями.

2.3 Изучение электромагнитных эффектов, связанных с распространением сейсмических волн

При проведении работ, связанных с прогнозной тематикой в сейсмоактивных регионах, традиционно используются методы как активного, так и пассивного электромагнитного и геомагнитного мониторинга электрических и магнитных параметров земной коры с целью фиксации аномальных вариаций, сопровождающих активизацию напряженно-деформационного поля и, как правило, предшествующей землетрясениям. При этом естественное электрическое поле и геомагнитное поле Земли сопровождаются сложным комплексом геофизических явлений. Наблюдаемые вариации напряженности естественного электрического и геомагнитного полей отражают информацию о процессах, протекающих в нижних слоях атмосферы, в ионосфере, магнитосфере и непосредственно в земной коре. Изучение вариаций компонент электромагнитного поля Земли позволяет получать полезную информацию о параметрах среды вдоль трассы распространения сейсмической волны [9, 10]. Для адекватной интерпретации данных мониторинга электромагнитных полей необходимо правильно определить происхождение полученных сигналов

- магнитосферное или литосферное [12]. Как показывает накопленный опыт исследований, геомагнитное поле наиболее чувствительно к общепланетарным ионосферным и магнитосферным процессам: (суточные вариации Sq , Lq , геомагнитные возмущения D_{st} и геомагнитные пульсации P), а естественное электрическое поле оказывается более чувствительным к электрокинетическим процессам, связанным с дрейфом проводящих флюидов, и к процессам, связанным с изменением геоэлектрического разреза в пункте наблюдения и его ближайшего окружения, обусловленного изменением напряженно-деформационного состояния земной коры.

Работами, выполненными в ИС РАН в 2011-2014 гг., было установлено, что в естественных электромагнитных полях проявляются сейсмоэлектрические и сейсмомангнитные эффекты, возникающие при распространении сейсмических волн в проводящих слоях земной коры [12]. Сейсмоэлектрические явления обусловлены электрокинетическим эффектом в пористых водонасыщенных средах. Деформация пористой породы в сейсмической волне создаёт градиент давления в жидкости, заполняющей поры. При этом возникают условия для появления электрокинетического тока. Это косейсмический эффект, проявляющийся практически одновременно с началом сейсмических колебаний. Источником возмущений геомагнитного поля, инициируемых сейсмической волной, являются сторонние токи, которые генерируются вследствие движения проводящей среды во внешнем магнитном поле [9]. При этом в среде возникают токи проводимости, распространение которых описывается уравнениями диффузионного типа [9]. Еще одним эффектом, представляющим интерес, является сейсмоионосферный эффект, который проявляется в возникновении перемещающихся ионосферных возмущений и, как следствие, в связанных с ними вариациях электромагнитного поля Земли.

Учитывая вышеизложенное, при выполнении работ, связанных с исследованиями связей сейсмических явлений и электродинамических процессов в естественных электромагнитных полях, необходимо:

- 1) учитывать уровень общепланетарной геомагнитной возмущенности – для этого проводить анализ магнитограмм с различных географически удаленных друг от друга станций;
- 2) учитывать уровень общепланетарной сейсмичности, поскольку сейсмоэлектрические и сейсмомангнитные эффекты, а также перемещающиеся ионосферные возмущения после сильных землетрясений наблюдаются на больших расстояниях от эпицентра (не менее 6000 км для коровых землетрясений с $M=7.7$).

Следовательно, для адекватной интерпретации наблюдаемых электродинамических явлений необходим комплексный мониторинг геомагнитного, естественного электрического и сейсмического полей, по возможности в одном и том же стационарном пункте, и дальнейший анализ полученных комплексных данных.

Для наблюдения естественного электрического поля на территории Бишкекского геодинимического полигона в пунктах Шавай и Иссык-Ата в ноябре 2011 г. установлены специальные станции для наблюдения за вариациями напряженности электрических полей.

Регистрация поля на станции Шавай (рисунок 2.26) ведется с помощью 24-разрядного DAS (data acquisition system) LS-8800 в частотном диапазоне от 0.01 Гц до 40 Гц.



Рисунок 2.26 — Конфигурация системы наблюдения за вариациями естественного электрического поля в пункте Шавай

Станция автоматически синхронизируется с мировым временем посредством GPS-приемника. Частота дискретизации измерений равна 100 Гц. В качестве сенсора используется система ориентированных по сторонам света 100-метровых ортогональных электрических диполей с неполяризуемыми электродами. На станции Иссык-Ата применена подобная система наблюдений, но другого типа DAS. На этой станции наблюдения ведутся в частотном диапазоне от 0.01 Гц до 10 Гц. Частота дискретизации измерений с 11 ноября 2011 г. по 1 июля 2014 г. составляла 20 Гц.

Станция синхронизируется с мировым временем в ручном режиме. 1 июля 2014 г. обе станции модифицированы (рисунки 2.26-2.27): заменены электроды, увеличена длина приемных диполей, установлены однокомпонентные вертикальные сейсмометры; на станции Иссык-Ата заменен DAS и частота дискретизации увеличена до 40 Гц. Оба пункта расположены недалеко от стационарных станций сети KNET (рисунок 1.1), расстояние до ближайшей сейсмостанции составляет: для Шавая – 22.36 км (ААК, Ала-Арча), для Иссык-Аты – 2.40 км (КВК, Карагай-Булак). Дискретизация измерений сейсмостанций сети составляет 1 Гц (канал “L”), 40 Гц (канал “B”) и 100

Гц (канал “H”), что облегчает совместный анализ естественного электрического и сейсмического полей, а установленные в 2014 году вертикальные сейсмометры позволяют точно определять момент прихода сейсмической волны непосредственно на станции электромагнитных наблюдений.

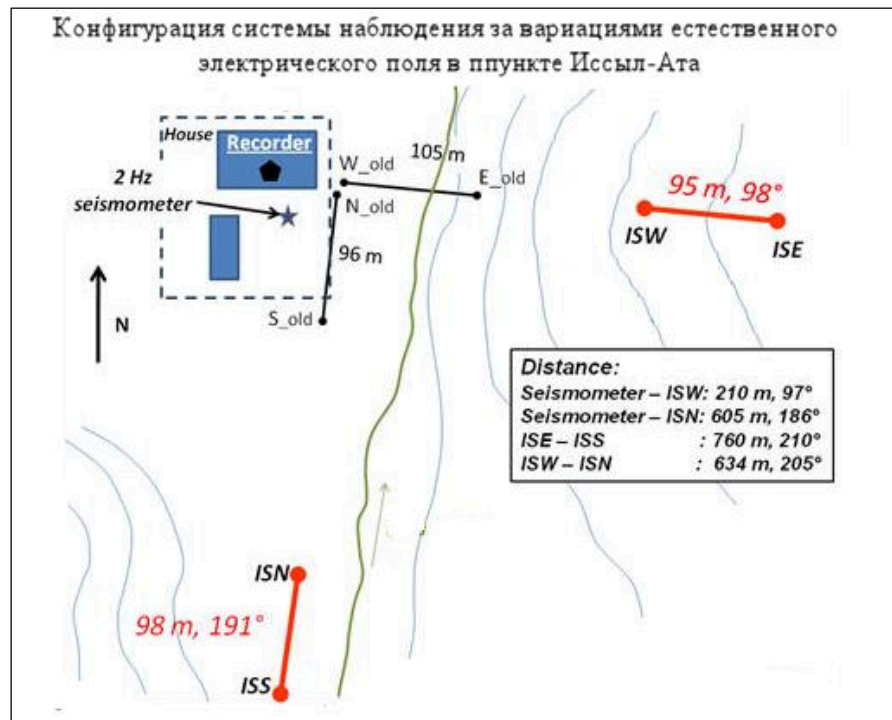


Рисунок 2.27 — Конфигурация системы наблюдения за вариациями естественного электрического поля в пункте Иссык-Ата

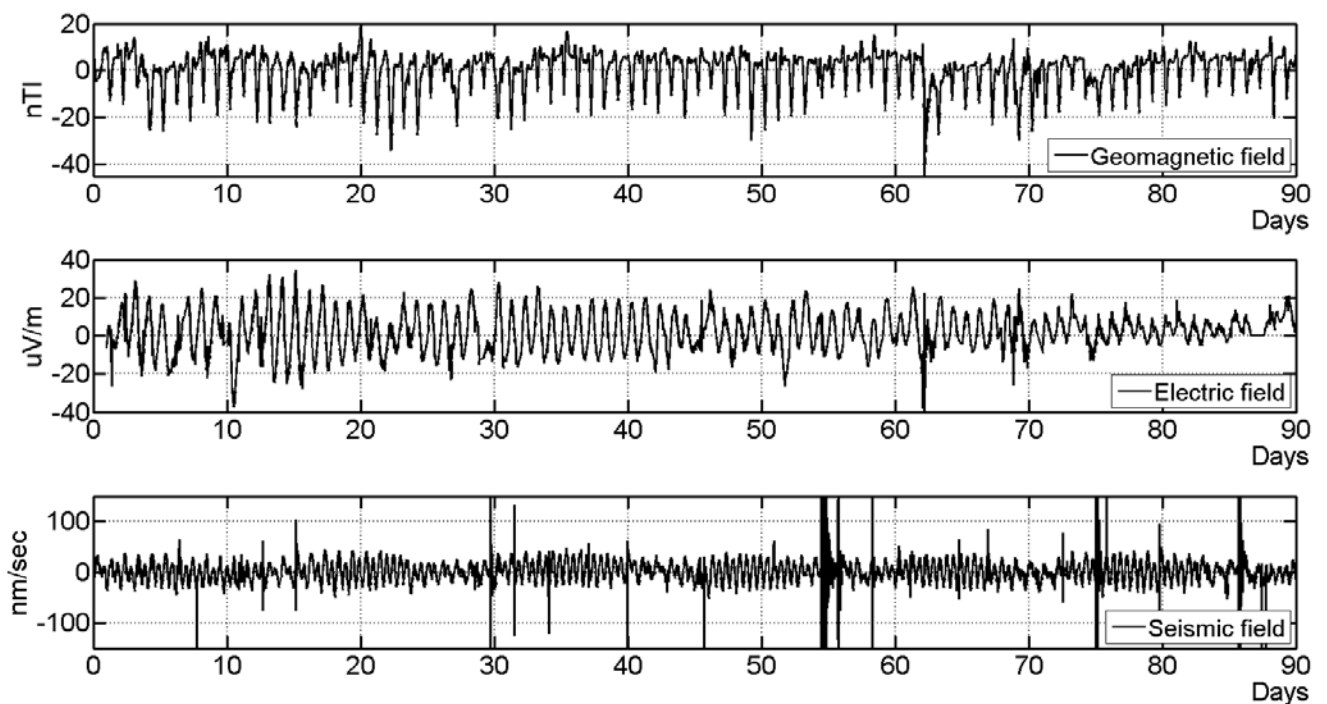


Рисунок 2.28 — Геомагнитное, естественное электрическое и сейсмическое поля с 1 августа 2013 г. по 30 октября 2013 г.

Общий анализ полученных данных показывает хорошую согласованность наблюдаемых вариаций в геомагнитном и естественном электрическом полях, а также общих периодичностей естественных электромагнитных полей и сейсмического поля (рисунок 2.28).

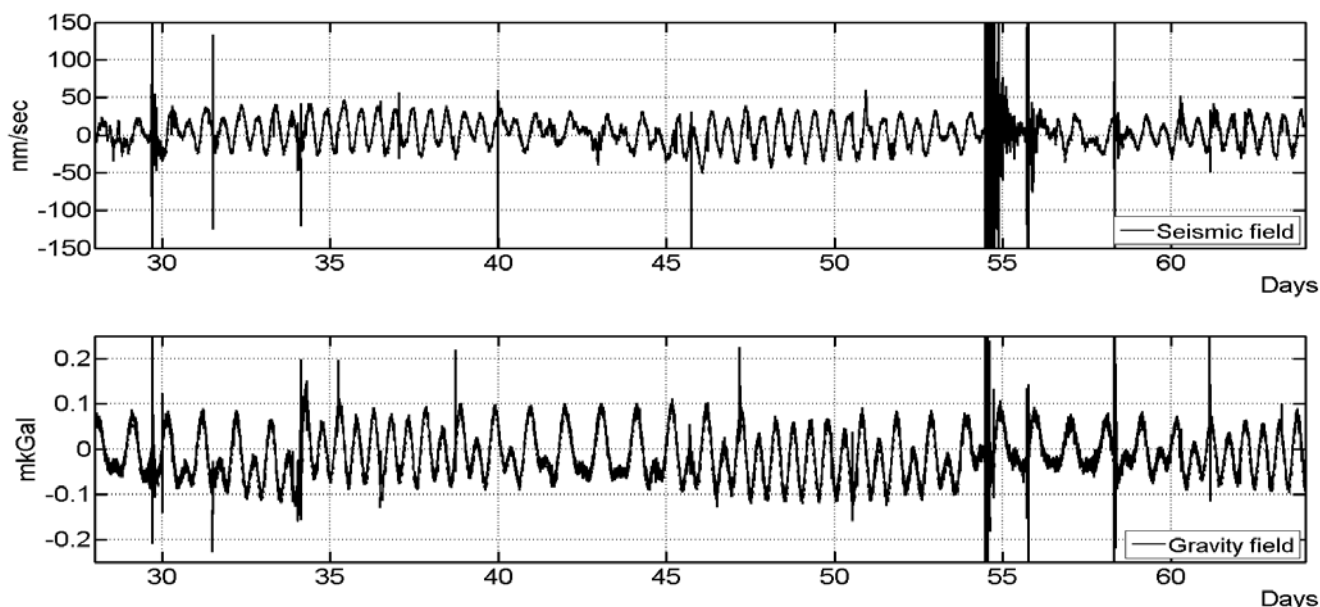


Рисунок 2.29 — Сейсмическое и гравитационное поля с 28 августа 2013 г. по 4 октября 2013 г.

Фурье-анализ (рисунок 2.30) показывает наличие общей суточной периодичности, во всех полях, в особенности для геомагнитного поля; хорошо выделяются солнечные гармоники: $1/4$; $1/3$; $1/2$ суток. Спектры сейсмического и гравитационного полей, как и следовало ожидать, практически идентичны, с ярко выраженными суточными и полусуточными солнечными и лунными гармониками 0.5171 и 1.0727 суток. Различие в несовпадении фаз записей гравиметра и сейсмометра (рисунок 2.29) объясняется тем, что гравиметр (ScintrexCG-5 Autograf, 42.41°N , 74.41°E) измеряет вертикальные перемещения, а сейсмометр – их производную – скорость перемещения. В геомагнитном поле также присутствуют лунные гармоники 0.3410; 0.5171 суток, но выражены слабее солнечных, основной лунный период 1.0727 практически не выделяется. Это хорошо согласуется с общеизвестными периодами [13]. В электрическом поле помимо солнечных гармоник, выраженных значительно слабее, чем в геомагнитном поле, наблюдается полусуточная лунная гармоника 0.5171 суток, что указывает, как уже отмечалось, на большую чувствительность к электрокинетическим процессам, связанным с дрейфом проводящих флюидов, в частности приливных колебаний уровня подземных вод.

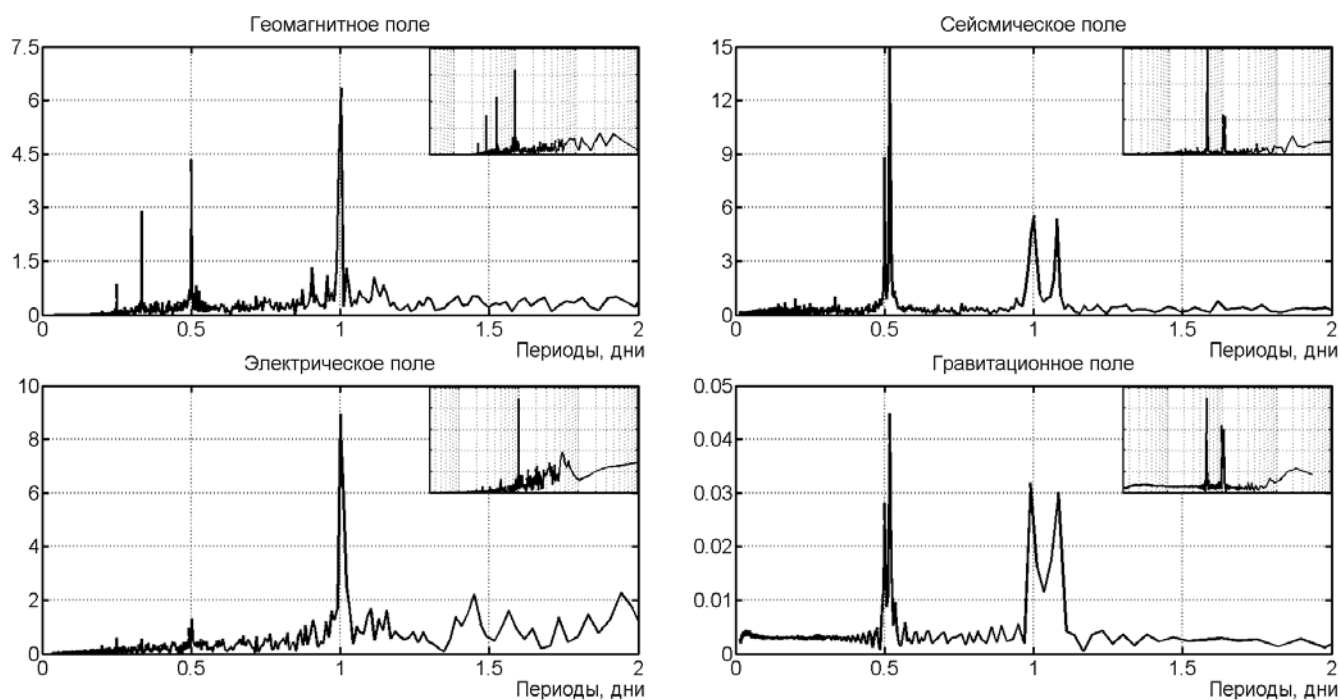


Рисунок 2.30 — Фурье-спектры геомагнитного, естественного электрического, сейсмического и гравитационного полей для периода с 1 августа 2013 г. по 30 октября 2013 г., во врезках приведены полные спектры (шкала врезок в периодах, 0-100 дней)

Также при сравнении записей электромагнитных и сейсмических наблюдений видно, что в электрическом поле хорошо проявлен сейсмоэлектрический эффект — в качестве примера на рисунке 2.31 приведены синхронные записи электрического и сейсмического полей в пунктах Шавай и Ала-Арча (ААК) соответственно во время локального землетрясения с $M=3.81$, произошедшего 28 мая 2014 г. в 02:25:58.35 UTC (42.4903 N, 74.8045 E, глубина 12 км.)

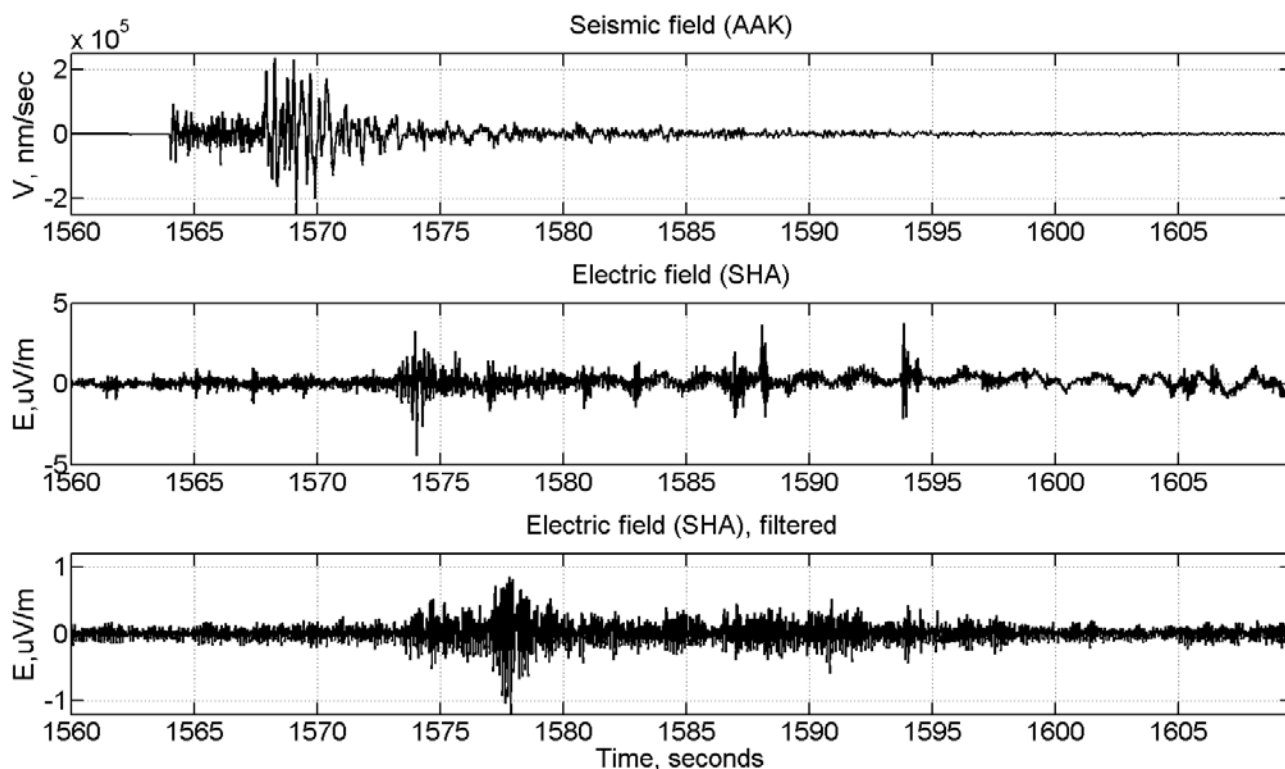


Рисунок 2.31 — Результаты синхронной записи электрического и сейсмического полей в пунктах Шавай и Ала-Арча (ААК) соответственно

Для детальной интерпретации наблюдаемого эффекта необходимо выделить сейсмoeлектрические вариации из смеси сигнала и помехи в чистом виде. Для геофизических измерений большой интерес представляет изучение возможностей ослабления вредного действия помехи при заданном сигнале. Поэтому основной задачей выделения полезного сигнала является определение характеристик фильтров, оптимальных для сигнала, действующего на фоне помехи. Подобные фильтры называются согласованными с сигналом. В качестве сигнала можно использовать сейсмограмму землетрясения. В этом случае в записи электрического поля будут выделяться участки подобные записи сейсмического события.

Установлено, что согласованный с полезным сигналом фильтр должен иметь следующую частотную характеристику:

При АЧХ $K(\omega)$, отвечающей вышеприведенному условию, согласованный фильтр

$$K(j\omega) = AS^*(j\omega)e^{-j\omega t_0},$$

где A - масштабный коэффициент, имеющий размерность, обратную размерности спектральной плотности сигнала

$S^*(j\omega)$ - комплексно-сопряженный спектр землетрясения

t_0 - время достижения максимума выходным сигналом фильтра

пропускает спектральные составляющие шума неравномерно, с тем большим ослаблением, чем меньше модуль $S(\omega)$. Это приводит к существенному уменьшению мощности шума на выходе фильтра. Ослабление сигнала из-за неравномерности характеристики $K(\omega)$ выражено в меньшей степени, чем ослабление шума, поскольку уменьшение $K(\omega)$ имеет место для спектральных составляющих, вклад которых в величину пика сигнала сравнительно мал. В результате получается ослабление шума относительно сигнала. В сочетании с фазовой компенсацией спектра сигнала это и приводит к максимизации отношения сигнал-помеха на выходе фильтра.

Тогда, учитывая вышеприведенное соотношение, сигнал на выходе согласованного с землетрясением фильтра определится следующим образом:

$$S_{вых}(t) = A \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} S_{вх}(j\omega) I^*(j\omega) e^{j\omega(t-t_0)} d\omega$$

Результат применения согласованной фильтрации также приведен на рисунке 2.31. В электрическом сигнале наблюдается запаздывание. Это, по-видимому, обусловлено тем, что сейсмическая и электромагнитная станции расположены на разных дистанциях от эпицентра землетрясения. Возможен и другой вариант объяснения запаздывания: электрический сигнал генерируется в проводящей среде вследствие воздействия на нее сейсмической волны.

За период мониторинга электромагнитных полей на территории Бишкекского геодинимического полигона наиболее сильными землетрясениями в нашем регионе были Суусамырское (19.08.1992 г.) и Луговское (22.05.2003 г.) с магнитудами $M=7.2$ и $M=5.7$ соответственно, тогда как ежегодно во всем мире происходят землетрясения с магнитудой M до 9.0. При сравнении записей электромагнитных и сейсмических наблюдений после сильных удаленных землетрясений видно, что в электрическом поле хорошо проявлен сейсмоэлектрический эффект – в качестве примеров на рисунках 2.32 и 2.34 приведены исходные синхронные записи полей и их вэйвлет-диаграммы в пунктах Шавай и Ала-Арча (ААК) соответственно после Суматранского землетрясения: $M=8.2$, 2.3270 N, 93.0630 E, 11 апреля 2012 г. 08:38:36.72 UTC, глубина 20 км, эпицентральное расстояние 4855.4 км; и после землетрясения в Афганистане: $M=7.5$, 36.5263 N, 70.3619 E, 26 октября 2015 г. 09:09:42.57 UTC, глубина 231 км, эпицентральное расстояние 208.9 км. Аналогичные вариации наблюдаются и в исходных записях низкочастотных электромагнитных полей (МТ-полей, рисунки 2.33 и 2.35).

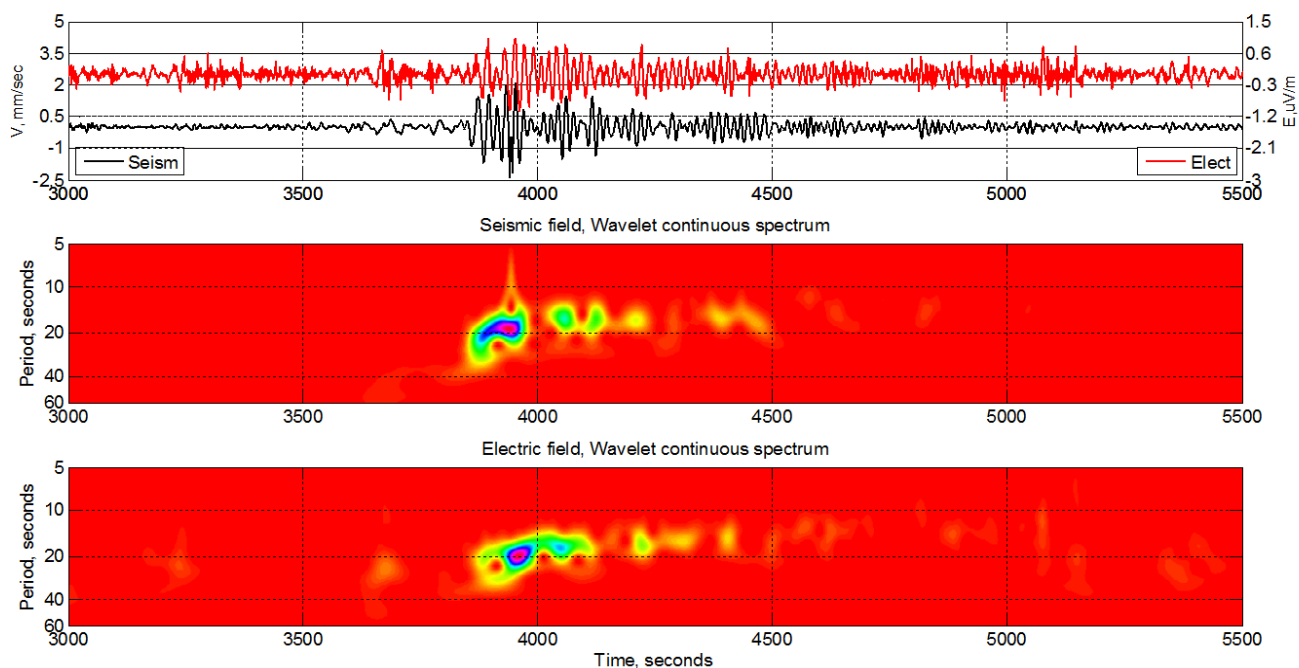


Рисунок 2.32 — Результаты синхронной записи электрического и сейсмического полей в пунктах Шавай и Ала-Арча (ААК) соответственно после землетрясения с $M=8.6$, 11 апреля 2012 г. 08:38:36.72 UTC

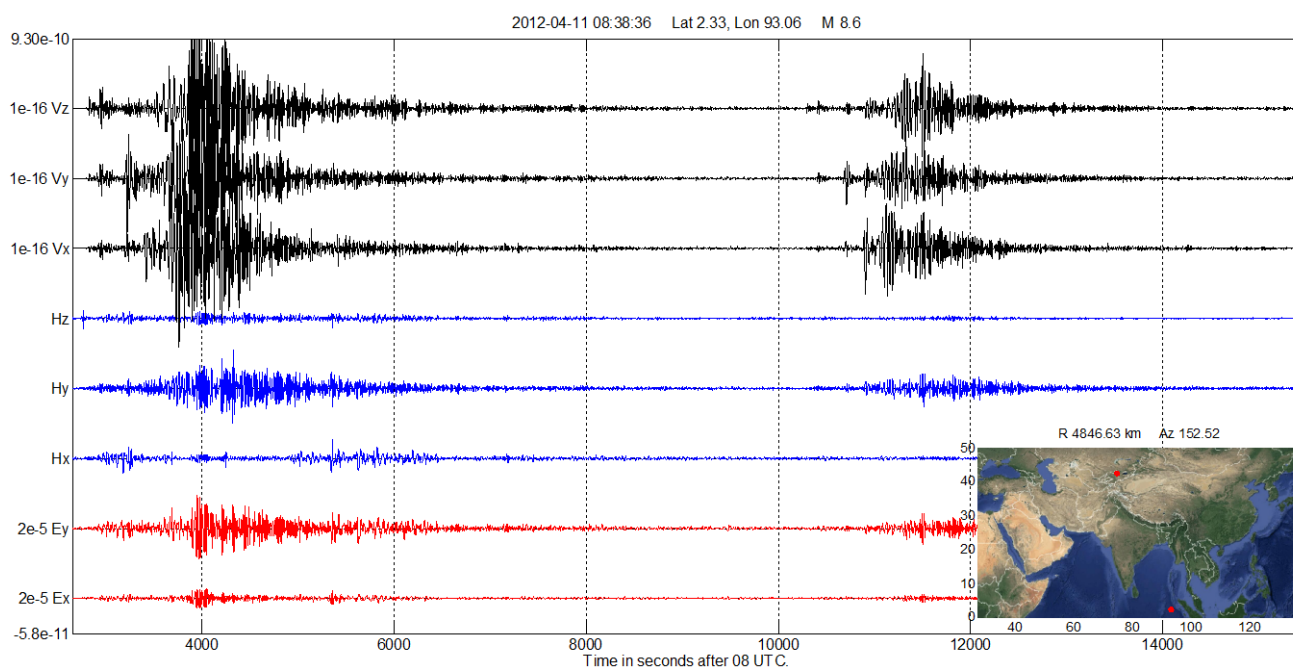


Рисунок 2.33 — Результаты синхронных записей МТ(магнитотеллурического) и сейсмического полей в пунктах Ак-Суу и Ала-Арча (ААК) соответственно после землетрясения с $M=8.6$, 11 апреля 2012 г. 08:38:36.72 UTC

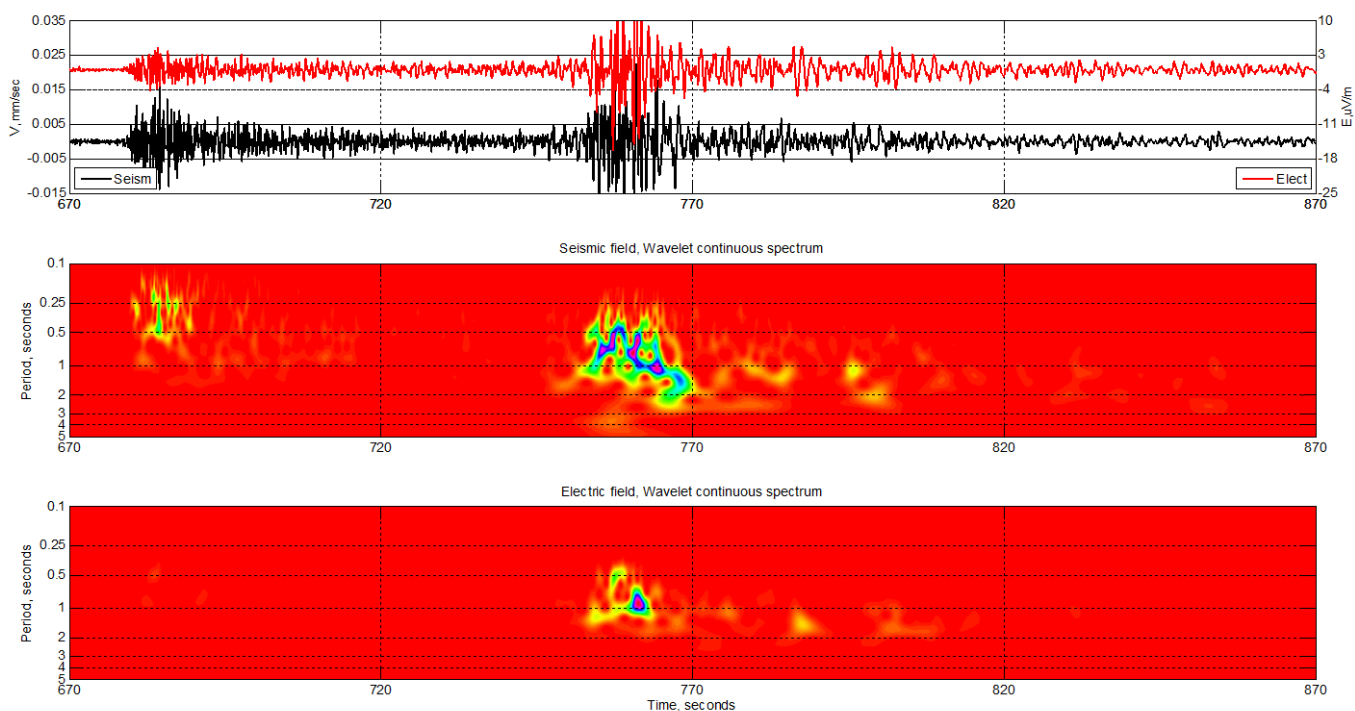


Рисунок 2.34 — Результаты синхронной записи электрического и сейсмического полей в пунктах Шавай и Ала-Арча (ААК) соответственно после землетрясения с $M=7.5$, 36.5263 N , 70.3619 E , 26 октября 2015 г. 09:09:42.57 UTC

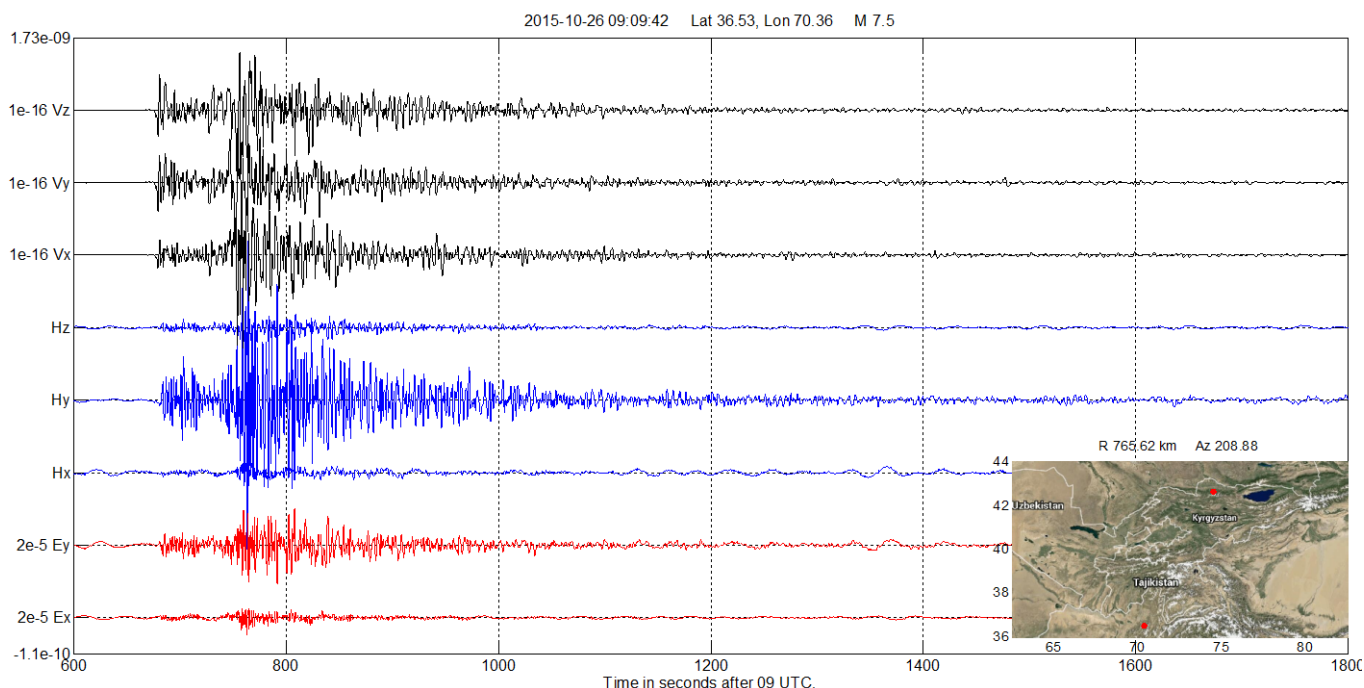


Рисунок 2.35 — Результаты синхронных записей МТ(магнитотеллурического) и сейсмического полей в пунктах Ак-Суу и Ала-Арча (ААК) соответственно после землетрясения с $M=7.5$, 36.5263 N , 70.3619 E , 26 октября 2015 г. 09:09:42.57 UTC

Для построения и уточнения физических моделей наблюдаемых косейсмических эффектов необходим анализ сейсмoeлектрических эффектов и вычисление передаточной функции

обнаруженных сигналов как характеристического параметра геосреды. В связи с этим возникают вопросы:

1. Зависимость наблюдаемых эффектов от магнитуды и эпицентрального расстояния землетрясения.
2. Определение задержки между приходом сейсмической волны и возникновением сейсмoeлектрического возмущения.
3. Чувствительность геосреды к различным типам волн (объемные, поверхностные и т.д.).
4. Устойчивость сейсмoeлектрического эффекта в зависимости от различных внешних факторов (состояния геосреды, геомагнитной активности и т.д.).

Для того чтобы ответить на эти вопросы, было принято решение найти пары землетрясений (дублеты) с максимально идентичными волновыми формами и сравнить для них наблюдаемые косейсмические эффекты. Для поиска дублетов были использованы архивные и текущие записи сети KNET, которая была заложена в сентябре 1991 г., однако до 1999 г. наблюдались определенные проблемы в работе, и помимо аппаратных сбоев в настоящее время оказалось достаточно сложным восстановить архивные записи за период 1991-1998 гг. Результатом работы с архивами НС РАН, Института сейсмологии НАН КР и IRIS удалось восстановить большую часть записей, недостающих в том или другом архиве. Количество полностью отсутствующих данных (по дням) за период 1992-1998 гг. составило 450 дней из 2892 (15.56 %), а за период с 1999 г. по настоящее время - 16 дней из 6464, что составляет всего 0.25% и характеризует хорошее качество работы сети KNET.

За период с 1 января 1995 г. по настоящее время из были выбраны 1757 землетрясений с $M \geq 5.0$ и эпицентральным расстоянием до 3000 км от станции Эркинсай-2. После оценки качества сейсмических записей пригодными для анализа были признаны 1502 события. В результате из них 133 пары землетрясений (149 различных) имеют корреляцию волновых форм более 0.8. Статистика по расхождению различных параметров для найденных дублетов приведена в таблице 2.2.

Таблица 2.2 — Расхождение значений гипоцентрального расстояния, времени в очаге, глубины и магнитуды для землетрясений-дублетов

Значение/Параметр	Расстояние	Время	Глубина	Магнитуда
минимальное	0.45 км	0.0269 сут (38.69 мин)	0 км	0
среднее	7.15 км	77.38 сут	4.83 км	0.2
максимальное	50.26 км	6267.4 сут (17.17 лет)	54.3 км	1.7

Было отмечено, что для землетрясений-дублетов при сопоставлении волновых форм наблюдается различие во времени пробега сейсмических волн (рисунок 2.36). Оценка зависимости

разницы времён вступления Р-волн Δt от разницы гипоцентрального расстояния ΔR (рисунок 2.37) показала, что зависимость между ними отсутствует, а различие, по-видимому, обусловлено погрешностью в определении параметров очага.

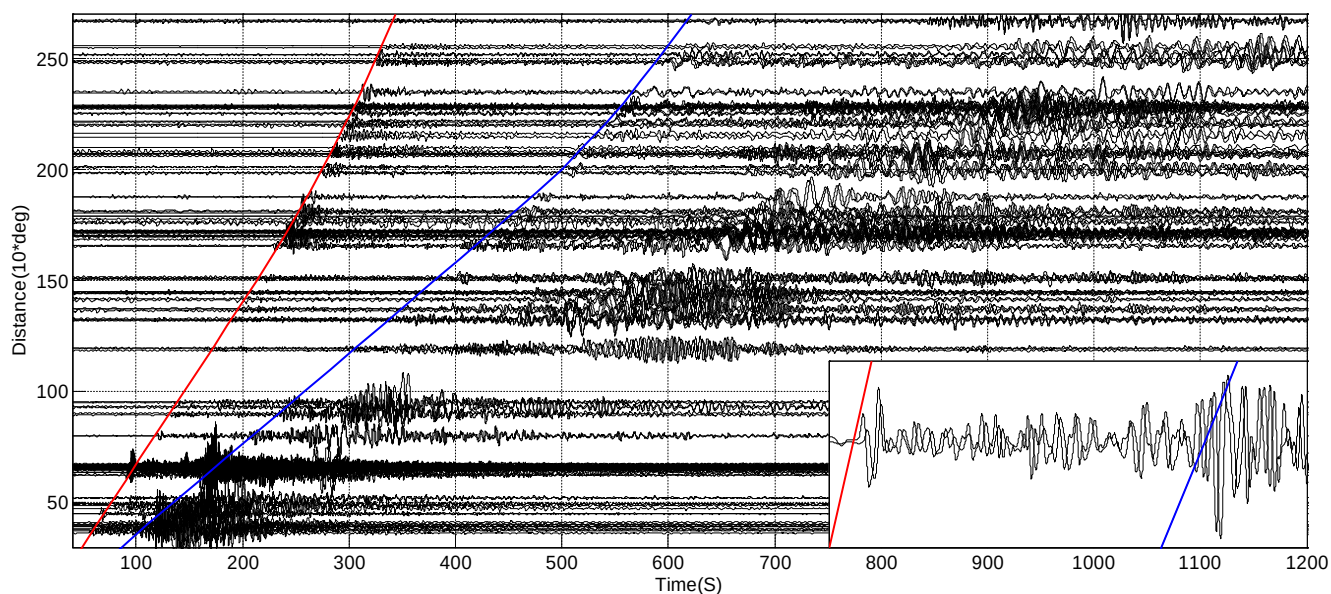


Рисунок 2.36 — Волновые формы землетрясений-дублетов для станции Эркинсай-2. Красная и синяя линии – времена вступлений Р- и S-волн соответственно (по таблицам В.Л.Н. Kennett, Seismological Tables: ak135, 2005)

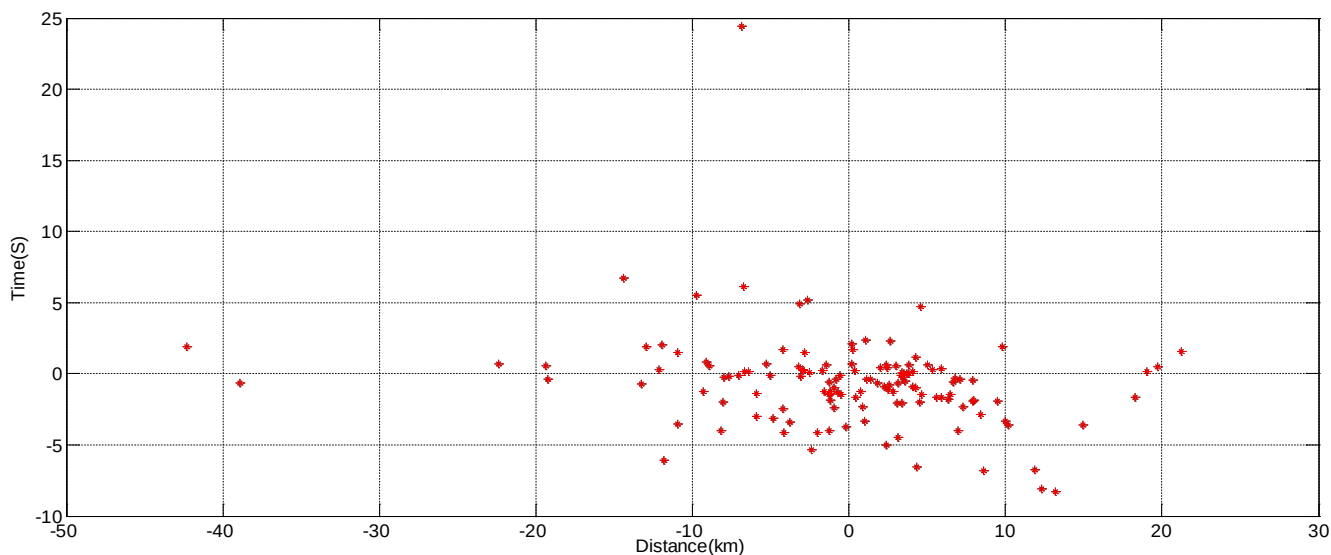


Рисунок 2.37 — Разница времён вступления Р-волн Δt от разницы гипоцентрального расстояния ΔR для землетрясений-дублетов

За период 2012-2016 гг. было выделено 20 пар дублетов (32 землетрясения), пригодных для дальнейшего анализа косейсмических эффектов (таблица 2.3). В том числе и часть непальских землетрясений, произошедших в апреле-мае 2015 г., например, с $M=6.7$, 27.7711 N, 86.0173 E, 26 апреля 2015 г. 07:09:10.67 UTC, глубина 22.91 км и $M=7.3$, 27.8087 N, 86.0655 E, 12 мая 2015 г.

07:05:19.73 UTC, глубина 15 км. Корреляция волновых форм для них составила 0.899 (рисунок 2.38), при этом корреляция в синхронных записях различных электромагнитных полей оказалась низкой – до 0.112 (рисунок 2.39). Данный пример показывает, что для исследования косейсмического эффекта необходимо более детально изучить пары землетрясений-дублетов.

Таблица 2.3 — Землетрясения-дублеты период 2012-2016 гг.

Year	Mon.	Day	Hour	Min	Sec	Lat	Long	H	M
2013	3	11	3	1	37,46	40,119	77,466	10	5,4
2013	4	9	11	52	49,92	28,428	51,593	12	6,4
2013	4	10	1	58	27,2	28,355	51,62	15	5,4
2013	4	10	7	59	59,42	28,399	51,73	10	5,2
2013	5	6	2	28	3,21	28,434	51,742	10	5
2013	5	11	8	42	34,29	26,52	57,67	15	5
2013	5	12	0	6	59,8	26,404	57,522	17,6	5,5
2013	5	12	10	54	48,64	26,716	57,765	14	5,5
2013	5	15	10	54	28,74	31,414	86,589	27,5	5,1
2013	5	16	3	34	16,8	31,504	86,604	25,3	5,2
2013	8	2	2	32	47,77	33,2663	75,9377	14,12	5
2013	8	2	21	37	46,07	33,2967	75,9504	42,43	5,2
2013	8	6	15	31	22,08	31,4444	86,4483	8,91	5,2
2013	8	27	20	44	53,36	28,239	99,3276	10	5,2
2013	8	31	0	4	17,75	28,2425	99,3502	8	5,6
2013	10	13	1	17	54,49	36,4392	70,7061	210	5,3
2013	11	22	18	30	58,01	34,3083	45,6105	14	5,8
2013	11	24	18	5	41,67	34,1765	45,6171	14	5,4
2014	3	30	17	10	14,88	31,3961	86,4624	13,47	5,3
2014	5	21	9	46	28,28	29,5653	50,8946	11	5,2
2014	5	21	10	51	27,7	29,631	50,859	15,1	5
2014	8	18	5	25	51	32,72	47,69	12	5,6
2014	8	23	20	5	18,7	32,716	47,774	19,6	5,1
2014	11	22	8	55	26,58	30,3398	101,737	9	5,9
2014	11	25	15	19	8,05	30,1884	101,762	9	5,6
2015	1	10	6	51	2,61	40,1126	77,2615	47,77	5,1
2015	4	26	7	9	10,67	27,7711	86,0173	22,91	6,7
2015	4	26	16	26	6,73	27,8297	85,865	14	5
2015	5	12	7	5	19,73	27,8087	86,0655	15	7,3
2015	7	15	11	25	59,58	27,3323	65,985	10	5,3
2015	8	3	13	16	3,44	27,3983	65,9087	28,57	5,3
2016	6	23	11	35	38,4	36,46	70,6821	210,17	5,3

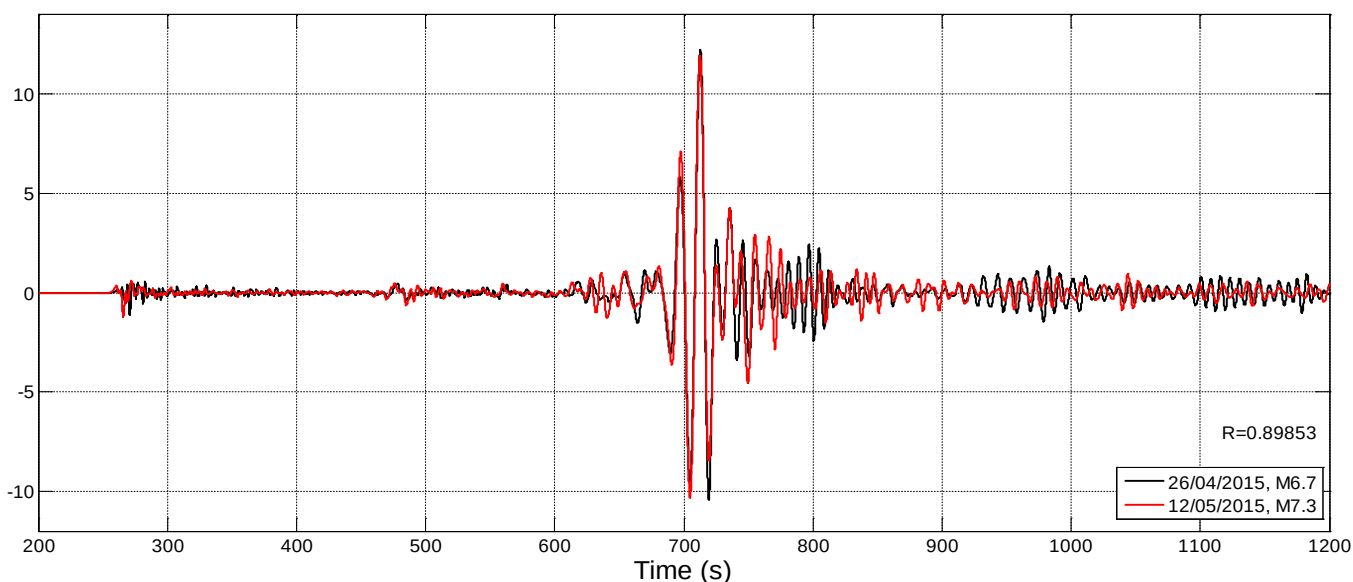


Рисунок 2.38 — Стандартизованные волновые формы для двух непальских землетрясений-дублетов: $M=6.7$ 26 апреля 2015 г. и $M=7.3$ 12 мая 2015 г. на станции Эркинсай-2

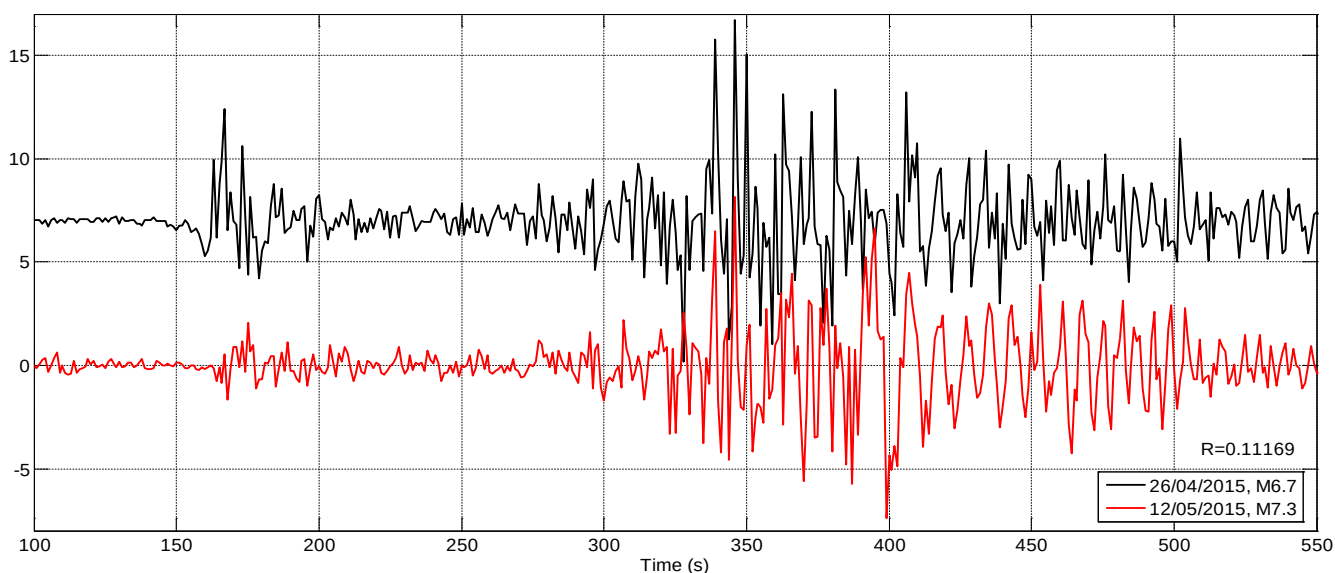


Рисунок 2.39 — Стандартизованные записи геомагнитного поля для двух непальских землетрясений-дублетов с $M=6.7$ 26 апреля 2015 г. и с $M=7.3$ 12 мая 2015 г. на станции Гулмарг

Заключение

1. Электромагнитные эффекты, возникающие при распространении сейсмических волн в земле, обусловлены, по крайней мере, двумя причинами: это сейсмоэлектрические явления в земле и возмущения геомагнитного поля при движении проводящих слоев земли за фронтом волны. Сейсмоэлектрические явления, по-видимому, обусловлены электрокинетическим эффектом в пористых водонасыщенных средах. Деформация пористой породы в сейсмической волне создаёт градиент давления в жидкости, заполняющей поры. При этом возникают условия для появления электрокинетического тока.

2. Комплексный анализ естественных электромагнитных полей и сейсмических записей требует дальнейшего совершенствования и автоматизации методик обнаружения сейсмоэлектрических сигналов для последующего частотно-временного анализа и построения передаточных функций обнаруженных сигналов как характеристического параметра геосреды, а также построения и уточнения физических моделей наблюдаемых косейсмических эффектов.

3 Экспериментальное исследование влияния физических полей на акустическую эмиссию и скорость деструкции нагруженных геоматериалов

Введение

Представления о возможности влияния электромагнитных (ЭМ) импульсов на сейсмогенные структуры в земной коре основаны на результатах нескольких крупномасштабных физических экспериментов с использованием МГД-генератора [14], тиристорно-конденсаторных установок (в частности, работающего более 25 лет в НС РАН электроразведочного генераторного устройства ЭРГУ-600-2) [15-17]. ЭМ-зондирования с применением мощных источников тока проводились на геофизических полигонах Памира (Таджикистан) и Северного Тянь-Шаня (Киргизия). Результатом ЭМ-воздействий для Бишкекского полигона РАН явилось кратковременное повышение слабой сейсмичности (в диапазоне классов 7-10) через 5-10 суток после воздействия, с последующим сокращением числа событий классов 10-12 на 12-24 сутки после даты ЭМ-воздействия. Отложенная, многоэтапная реакция среды, с длительной задержкой во времени до сих пор не объяснена и требует дополнительных исследований. Однако степень активизации сейсмического процесса под влиянием ЭМ-воздействий оказалась довольно ограниченной. Это создало затруднения для исследований физического механизма эффекта электростимулирования сейсмичности. Экспертами из ИФЗ РАН и ИДГ РАН независимо друг от друга была перепроверена достоверность выводов об определенном влиянии на сейсмичность ЭМ импульсов, применяемых при зондированиях земной коры Северного Тянь-Шаня. Таким образом, наиболее важный вывод предыдущего этапа подтвержден с тщательностью, характерной, скорее, для наиболее фундаментальных законов физики, чем для современных наук о Земле: сейсмологии, геофизики, тектонофизики и др.

Подобие процессов, происходящих в сложных геологических структурах земной коры, и деформационных процессов, наблюдаемых в лабораторных экспериментах на нагруженных образцах горных пород [18-20], создает предпосылку для исследования процессов, происходящих в глубинах земной коры путем проведения физического моделирования на образцах горных пород. Для выявления характерных особенностей влияния внешнего электрического поля на нагруженные образцы гетерогенных материалов в НС РАН проведены эксперименты на различных образцах горных пород.

3.1 Программное обеспечение для измерения деформации при разрушении геоматериалов с применением АЦП LA-i24USB

В качестве датчиков, регистрирующих деформацию (продольную и поперечную) и нагрузку, применяются линейные дифференциальные трансформаторы LVDT, предназначенные для

измерения линейных перемещений. Действие таких датчиков основано на явлении электромагнитной индукции. Выход с датчиков поступает на многофункциональную плату аналого-цифрового преобразования для IBM PC/AT совместимых компьютеров на шину USB ЛА-И24USB производства ЗАО “Руднев-Шиляев”. Для работы с АЦП ЛА-И24USB первоначально использовалась программа *Saver2 также производства ЗАО "Руднев-Шиляев"*. Эта программа предназначена для сбора сигналов в режиме реального времени с одновременной их записью на диск. Может использоваться вместе с платами АЦП той же фирмы.

Основные характеристики программы:

- Выбор произвольной частоты дискретизации. (Диапазон определяется техническими характеристиками используемой платы).
- Выбор произвольного количества каналов. (Максимальное количество определяется техническими характеристиками используемой платы).
- Поддержка некоторых специфических функций устройств (кадровый сбор, поддержка внешнего старта ...).
- Продолжительный сбор сигналов с сохранением данных в файл. Время сбора сигналов ограничено только максимальной величиной файлов, которые поддерживаются используемой файловой системой.
- Просмотр собираемого сигнала в четырёх различных режимах.

Недостатки поставляемого программного обеспечения заключены в том, что невозможно получить текущие значения параметров в момент, близкий к произведенным измерениям. Это связано с тем, что программа первоначально формирует собственный буфер измерений в двоичном формате, и только по завершению работы предоставляется возможность конвертирования полученных данных в ASCII-формат. Получение же текущих значений необходимо для целей автоматизации эксперимента – включение\выключение внешних источников возмущения по достижении определенного уровня нагрузки. В проводимых экспериментах продолжалось изучение влияния кратковременных сеансов электромагнитных воздействий на скорость деформации и повреждаемость (акустическую эмиссию) образцов горных пород. Для решения поставленной задачи разработано программное обеспечение для измерения деформации при разрушении геоматериалов с применением АЦП LA-i24USB.

3.1.1 Описание структуры и работы LA-i24USB

Прибор представлен на рисунке 3.1 и предназначен для работы в качестве внешнего устройства совместно с ПК типа IBM PC/AT. Основное назначение прибора – преобразование непрерывных (аналоговых) входных сигналов в цифровую форму, которая удобна для дальнейшей обработки сигнала при помощи ПК.

Прибор имеет возможность приёма цифровой информации от внешних устройств и её передачу ПЭВМ для обработки.



Рисунок 3.1 — АЦП LA-i24USB

Технические характеристики ЛА-И24USB

Аналого-цифровой канал

Число аналоговых входов	4 синхронных дифференциальных входа 8 дифференциальных входов с мультиплексированием
Входной ток (при усилении =1) (при усилении >1)	500 нА 500 пА
Выходной ток сигнала защитной экранировки (не более)	10 мА
Разъем	DHR-44
Диапазоны входного напряжения	$\pm 2,5$ В; $\pm 1,25$ В; $\pm 0,625$ В; $\pm 0,3125$ В; $\pm 156,25$ мВ; $\pm 78,125$ мВ; $\pm 39,0625$ мВ
Защита по напряжению аналоговых входов	$\pm 3,3$ В
Время установления рабочего режима	5 мин

Аналого-цифровой преобразователь

Тип	Дельта-сигма
Разрешение	24 бит
Время преобразования	1,25 мс..160 мс
Ряд частот дискретизации	6,25; 12,5; 25; 50; 100; 200; 400; 800 Гц
Запуск АЦП	от внутреннего кварцевого генератора
Внешний старт по каждому из каналов	ТТЛ-совместимый сигнал, старт по логическому “0”; длительность импульса не менее 10 мкс, или замыкание сухих контактов на землю

Цифровой порт

Число линий	8 ввода / 8 вывода (с защёлкой)
Уровни и пороговые значения	ТТЛ-совместимые
Режимы работы	программное чтение/запись
Разъём	DHR-26

3.1.2 Постановка задачи

Исходя из условий проведения экспериментов в лабораторных условиях можно сформулировать следующие требования к разрабатываемому программному обеспечению для сбора данных:

- Реализация алгоритма работы с АЦП LA-i24USB должна быть с одновременной записью информации на жесткий диск компьютера.
- Выходными данные должны сохраняться в ASCII-формате.
- Отображение собираемой информации в удобном виде.

3.1.3 Требования к аппаратным и программным средствам

Программное обеспечение разрабатывается с учетом применения программы на ЭВМ различных возможностей. Причем работа на ЭВМ с минимальными ресурсами должна производиться без больших потерь производительности. В связи с этим требования к аппаратным и программным средствам установлены следующие:

- Процессор – не ниже PentiumIV.
- Объем оперативной памяти – не менее 512 Мб.

- Свободное пространство на жестком диске – не менее 1 Гб.
- Операционная система Windows – не ниже Windows XP.

3.1.4 Концептуальная модель программной системы

Диаграмма вариантов использования

Use Case-диаграмма программы сбора данных показана на рисунке 3.2.

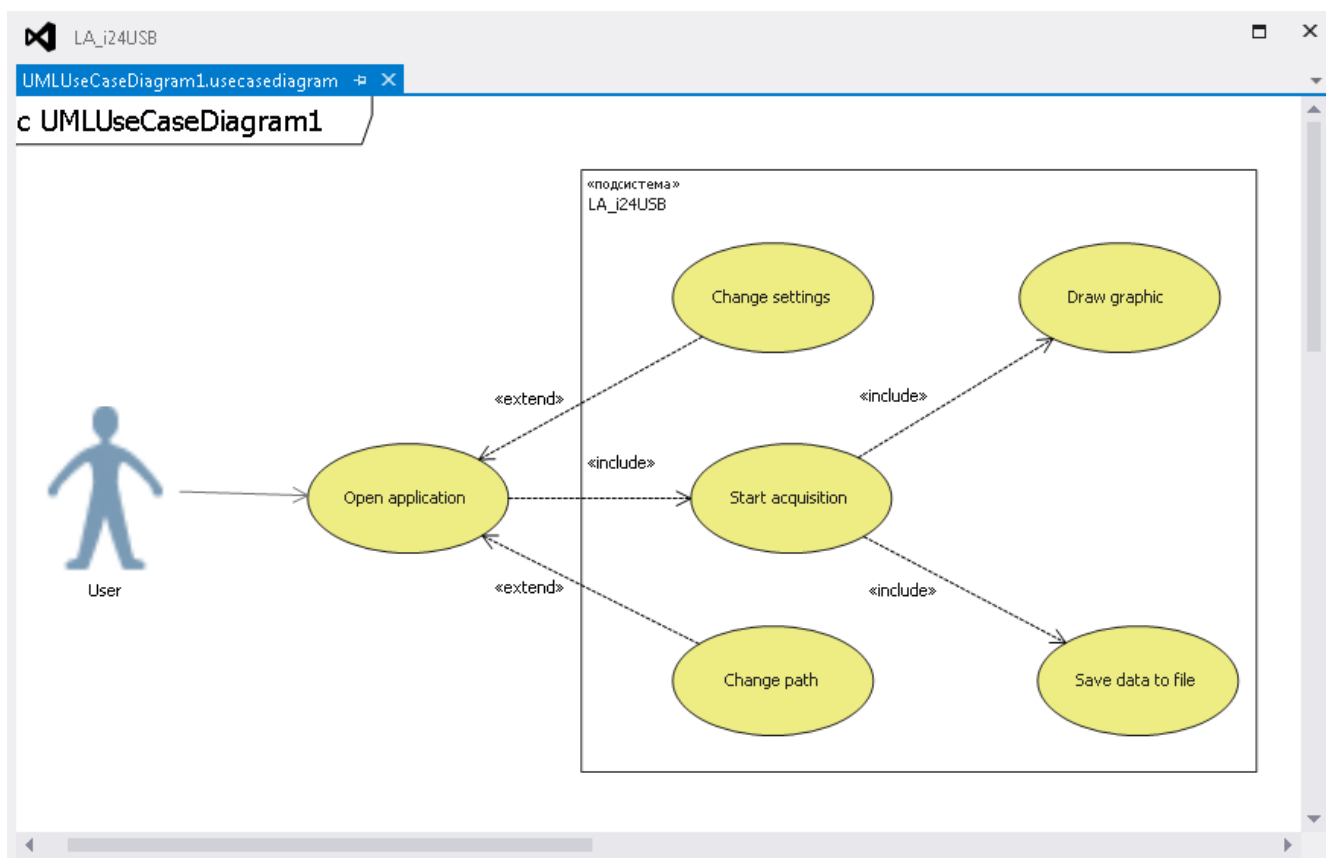


Рисунок 3.2 — Диаграмма Use Case для программы сбора данных

При разработке программного обеспечения для сбора экспериментальных деформационных данных учитывалось минимальное участие оператора по эксплуатации программы. Перед запуском программы пользователь может изменять настройки: частоту дискретизации, количество каналов, время задержки записи, окно визуализации. Также пользователь может изменять путь сохранения выходных файлов. При запуске программы автоматически осуществляются все необходимые операции по сбору и сохранению данных. После завершения работы программы пользователь может просмотреть файлы с деформационными данными.

Диаграмма компонентов

Вид диаграммы компонентов с учетом вышеизложенных соображений представлен на рисунке 3.3.

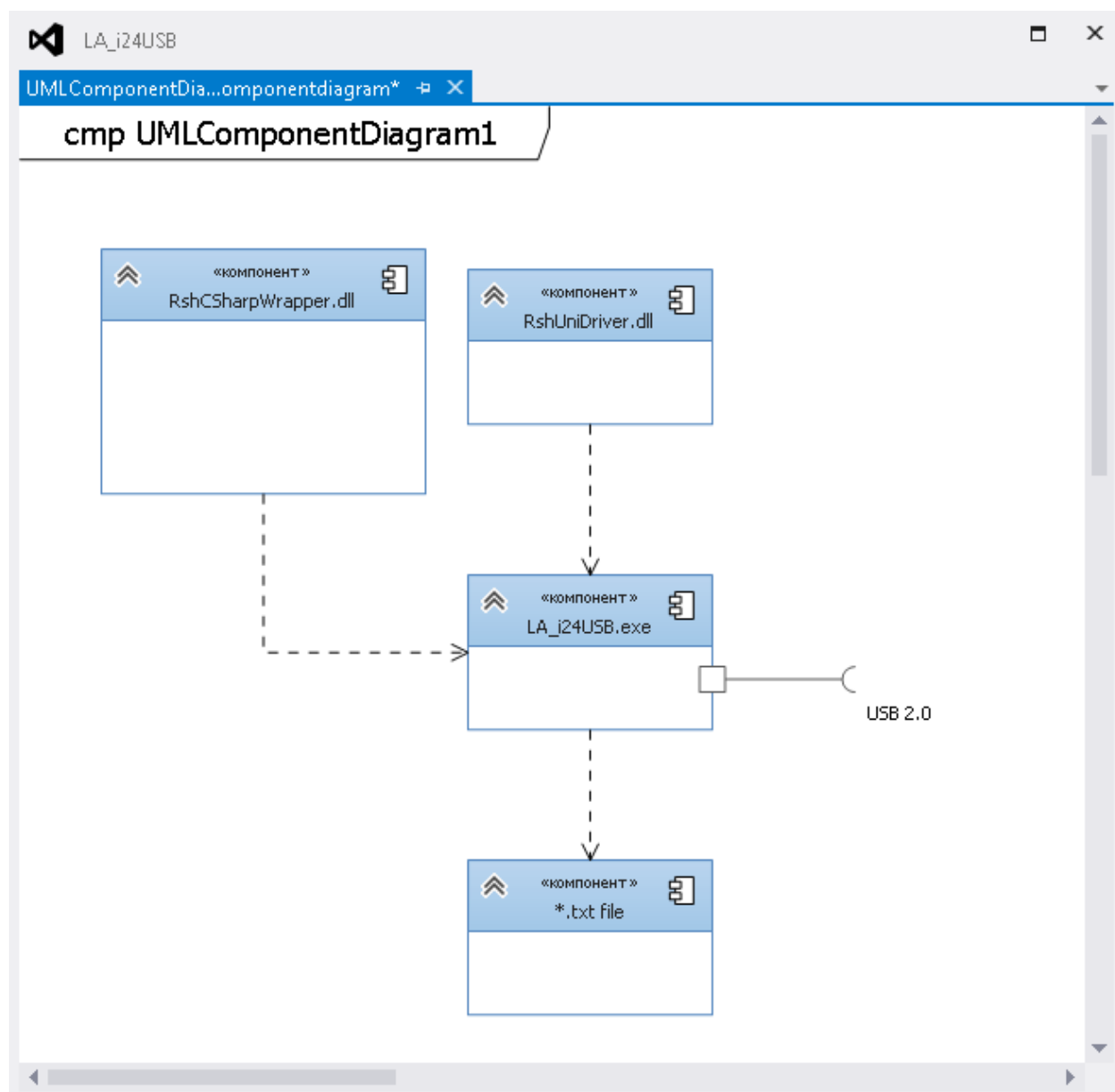


Рисунок 3.3 — Диаграмма компонентов программы сбора данных

Диаграмма состояний

Следует определить, в каких состояниях может находиться сборщик данных.

Если расположить состояния на вертикальной линии, диаграмма действий будет выглядеть так, как показано на рисунке 3.4.

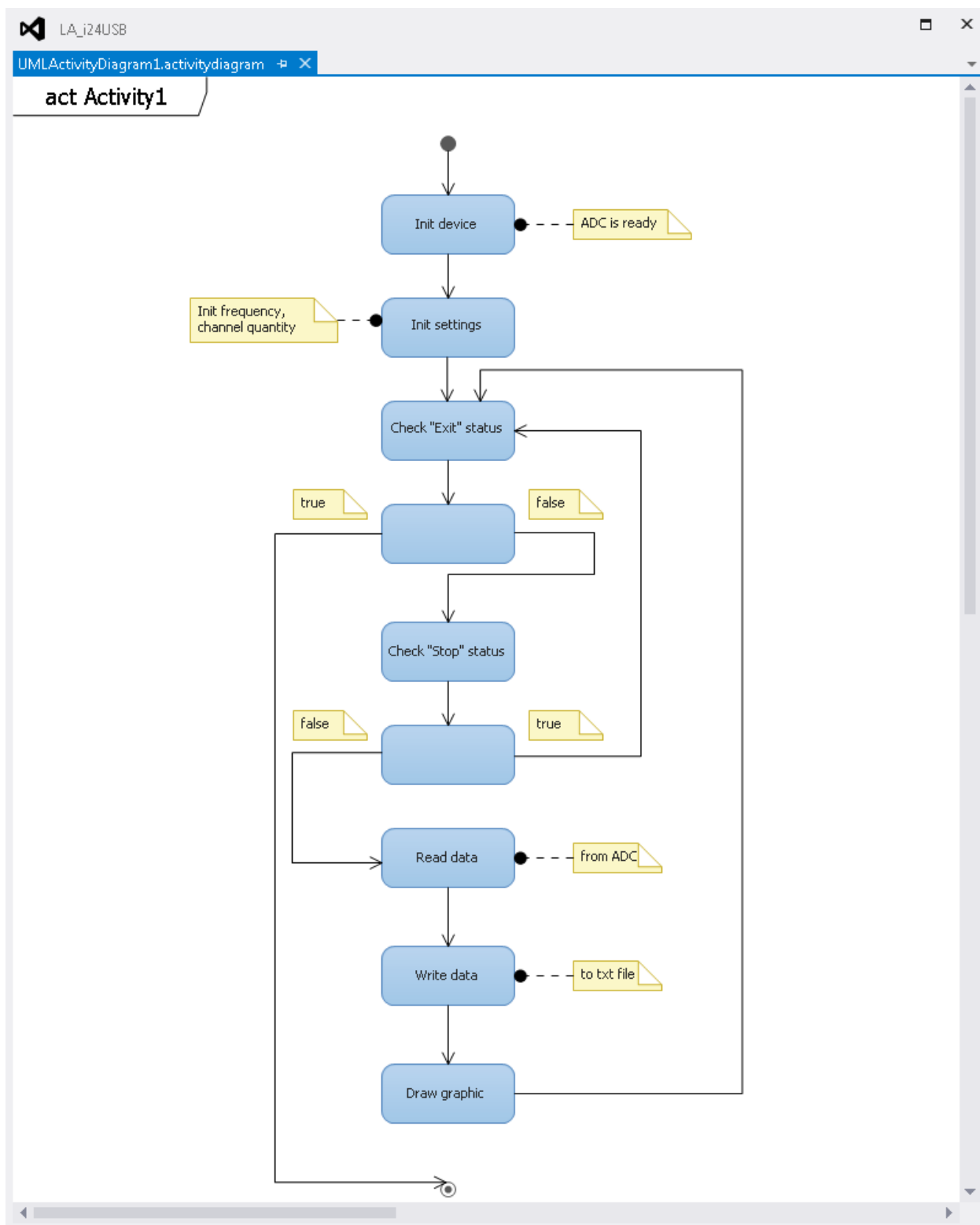


Рисунок 3.4 — Диаграмма состояний программы сбора данных

При успешной инициализации оборудования выполняется цикл по сбору данных: проверка состояния АЦП, инициализация настроек программы, проверка состояния переменной “Stop”, чтение данных из АЦП, запись данных в файл, визуализация в виде графика.

Диаграмма классов

Вся низкоуровневая реализация ввода-вывода выполнена в виде функций класса LA_i24Form. Реализация чтения и записи данных выполнена в классе LA-i24USBReader.

Объектно-ориентированный подход применялся в первую очередь для инкапсуляции данных, разграничения функций и многопоточной безопасности (последнее – в расчете на перспективу).

Диаграмма классов программы сбора данных представлена на рисунке 3.5.

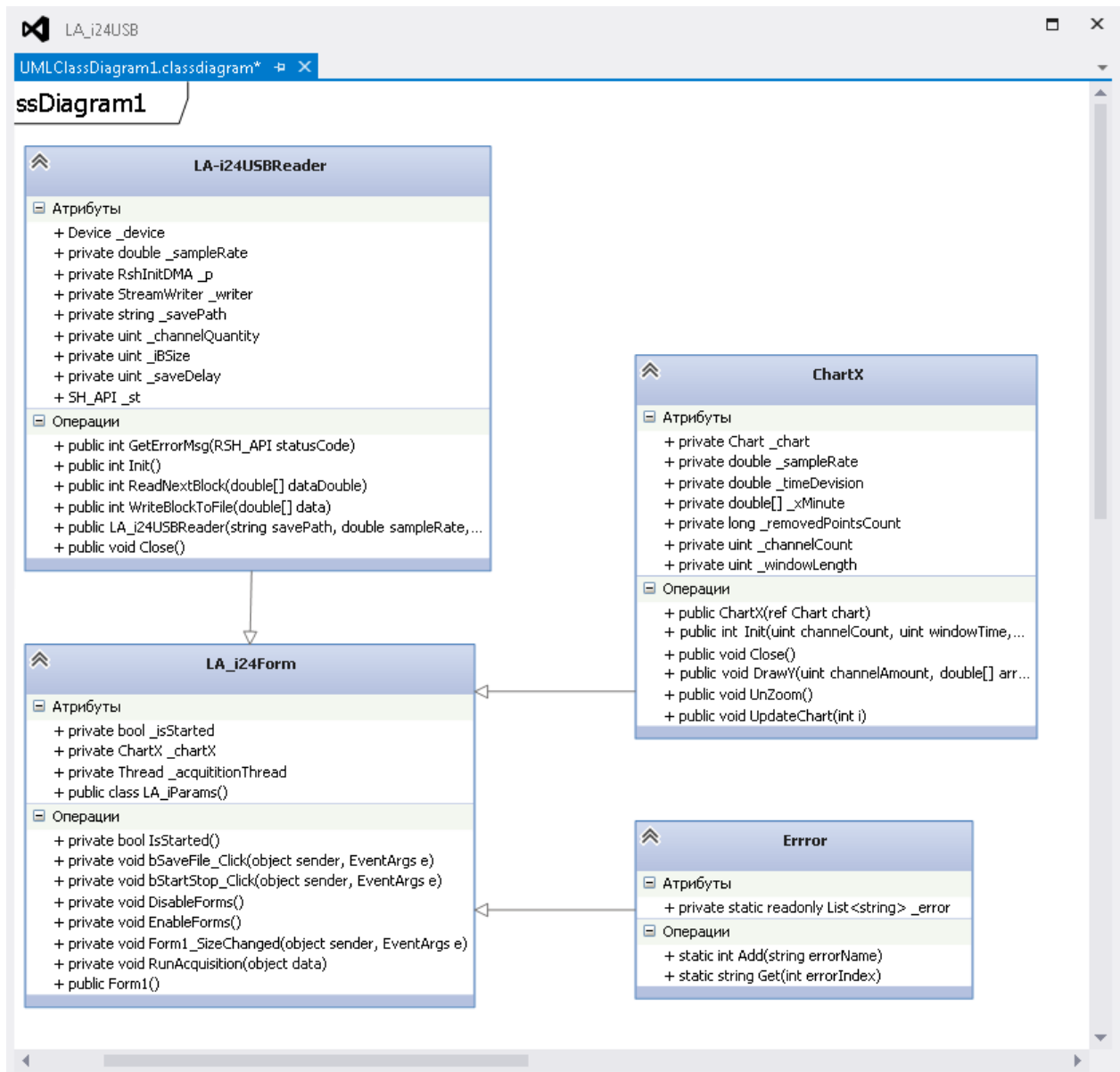


Рисунок 3.5 — Диаграмма классов программы сбора данных

Пользовательский интерфейс

Важное значение при разработке программного продукта имеет удобство пользовательского интерфейса. От того, насколько продуман пользовательский интерфейс зависит, дальнейшее использование программного продукта.

При разработке интерфейса учитывались следующие требования:

- Минимализм и функциональность.
- Удобство использования.
- Наглядность и простота.
- Скорость работы.
- Сохранение регистрируемых данных в виде файлов в ходе проведения экспериментальных сессий.

Минимализм и функциональность. Программное обеспечение для сбора данных соответствует критерию минимализма. Для работы программы достаточно запустить приложение и нажать кнопку «Запуск».

Удобство использования. Одним из важнейших аспектов удобства данного программного обеспечения является то, что оно не требует каких-либо дополнительных зависимостей.

Наглядность и простота. Пользовательский интерфейс программы обработки данных разрабатывался таким образом, чтобы максимально упростить работу оператора. Это подразумевает:

- объединение функционально зависимых элементов управления в отдельные группы;
- разработка удобных панелей инструментов;
- продуманное расположение элементов управления;
- разработка элементов отображения оперативно поступающей информации.

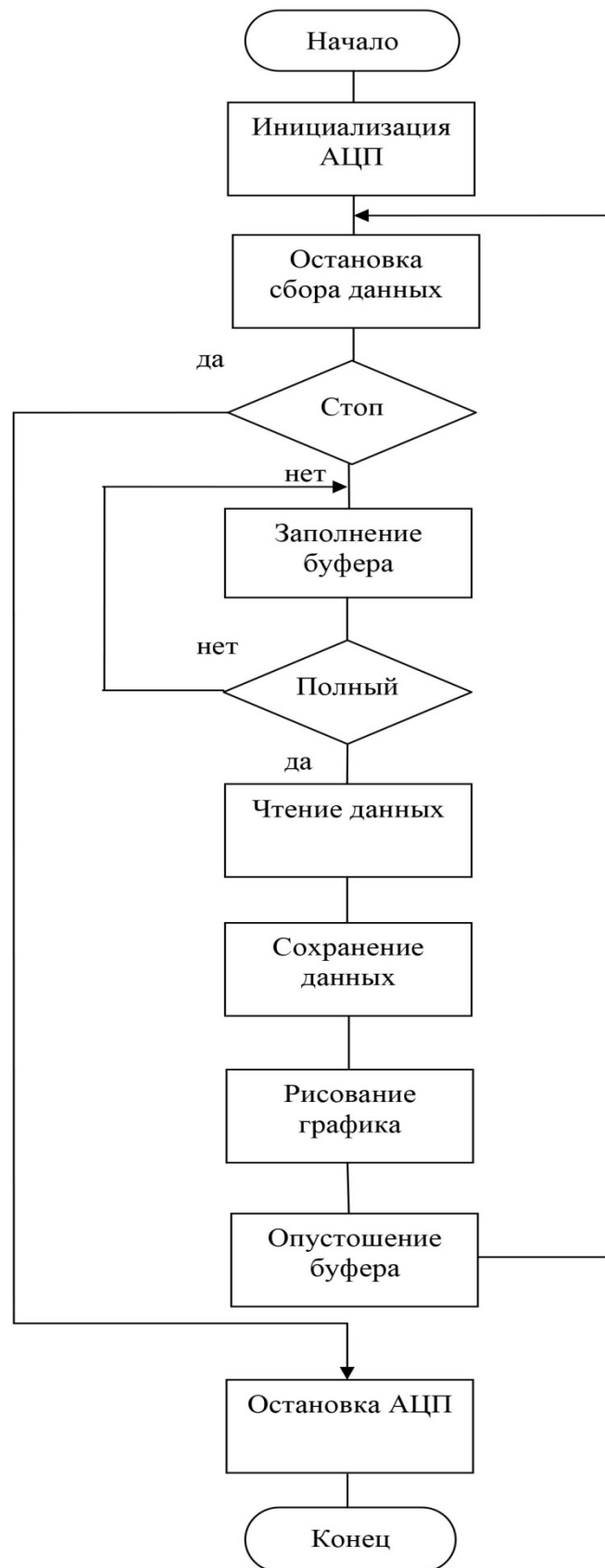
Скорость работы. При проведении экспериментальных сессий очень важна быстрота работы программного обеспечения. Именно для этой цели был разработан простой консольный интерфейс и быстрый алгоритм сбора данных. С этой точки зрения интерфейс программы продумывается таким образом, чтобы в некоторых случаях оператор мог внести требуемые изменения по средствам нажатия всего лишь одной кнопки. Так же был продуман удобный интерфейс для отображения регистрируемых данных.

Сохранение регистрируемых данных в виде файлов в ходе проведения экспериментальных сессий. Для регистрации деформационных данных необходимо сохранить их в файлы, заголовки которых содержат следующую информацию:

- дата и время проведения измерения;
- частота дискретизации;
- количество каналов.

Алгоритм режима сбора данных

Алгоритм режима сбора данных основан на использовании циклической буферной памяти. Эта буферная память имеется во внутренней памяти платы сбора данных. При запуске программы программно подаётся сигнал СТАРТ на вход АЦП. Далее происходит заполнение буфера данными. Как только он полон происходит прерывание и начинается сбор данных: чтение данных с АЦП, сохранение полученных данных в текстовый файл и рисование графика данных на экране. При получении сигнала СТОП производится приостановка процесса сбора данных, после чего программно задаётся сигнал СТАРТ и процесс сбора возобновляется. На рисунке 3.6 приведена блок-схема алгоритма.



11

Рисунок 3.6 — Блок-схема алгоритма сбора данных

3.1.5 Руководство программиста

Организация структуры данных

Описание создаваемого файла

Выходной файл создаётся программой сбора деформационных данных после того, как устройство было успешно подключено и инициализировано. В качестве имени файла задаётся дата и время создания файла, частота дискретизации и количество каналов.

Таблица 3.1 — Формат и описание данных выходного файла

Структура заголовка	
Название	Описание
Дата и время	Дата и время создания файла
Частота дискретизации	6,25; 12,5; 25; 50; 100; 200; 400; 800 Гц
Количество каналов	1-6
Структура данных	
Название	Описание
Количество каналов	1-6
Данные	в милливольтках

Как видно из таблицы 3.1, выходной файл состоит из 2 частей: заголовка и данных. Заголовок создаётся после успешной инициализации устройства.

Данные сохраняются в файл по мере поступления: записываются измерения напряжения в милливольтках по каждому каналу.

Структура программы

В состав структуры программы “LA_i24USB” входят:

1. Исполняемый файл программы LA_i24USB.exe.
2. Драйвер устройства rshusbdriver_xp_vista_7_8_x86_x64_sdk2_2.0.15147.1342. Последнюю версию драйвера \ программного обеспечения можно скачать по ссылке <http://www.rudshel.ru/software.html>
3. Библиотеки RshUniDriver.dll и RshCSharpWrapper.dll, которые необходимо скопировать в корень программы.

Перечень классов

Программа LA-i24USB состоит из 4 пользовательских классов и 1-й формы. Наименования и описания классов приводятся в таблице 3.2.

Таблица 3.2 — Пользовательские типы данных LA-i24USB

№	Название класса	Описание
1	Error.cs	Класс для хранения ошибок.
2	ChartX.cs	Класс для рисования графиков функций.
3	LA-i24USBReader.cs	Класс для работы с устройством.
4	LA_i24Form.cs	Основной класс формы, в котором применяются все предыдущие классы.

Описание класса Error.cs

Класс для хранения ошибок. Функции, реализованные в классе, перечислены в таблице 3.3.

Таблица 3.3 — Методы класса Error.cs

№	Название метода	Описание
1	static int Add(string errorName)	Добавляет строковое значение новой ошибки и возвращает порядковый номер этой ошибки для дальнейшего доступа к ней. Если такая строка уже существует в коллекции, то новая не добавляется.
2	static string Get(int errorIndex)	Получить строковое значение ошибки по её номеру.

Описание класса ChartX.cs

Класс для рисования графиков функций. Функции, реализованные в классе, перечислены в таблице 3.4.

Таблица 3.4 — Методы класса ChartX.cs

№	Название метода	Описание
1	public ChartX(ref Chart chart)	Конструктор класса. Принимает в качестве параметра ссылку на объект класса Chart
2	public int Init(uint channelCount, uint windowTime, double sampleRate, double timeDevision, string timeMeasurement)	Инициализирует график входными параметрами.
3	public void DrawY(uint channelAmount, double[] array)	Отрисовывает входной массив на графике
4	public void UpdateChart(int i)	Используется для обновления графика
5	public void UnZoom()	Убирает приближения на графике и восстанавливает исходный размер графика
6	public void Close()	Очищает график и обнуляет значения графика

Описание класса LA-i24USBReader.cs

Класс для работы с устройством. Функции, реализованные в классе, перечислены в таблице 3.5.

Таблица 3.5 — Методы класса LA-i24USBReader.cs

№	Название метода	Описание
1	public LA_i24USBReader (string savePath, double sampleRate, uint channelQuantity, uint saveDelay, double coefficient)	Конструктор класса. Принимает в качестве параметров начальные параметры для дальнейшей работы.
2	public int Init()	Инициализирует устройство
3	public int ReadNextBlock (out double[] dataDouble)	Читает очередной блок данных из памяти устройства
4	public int WriteBlockToFile(double[] data)	Пишет прочитанный блок данных в файл
5	public void Close()	Останавливает, закрывает связь с устройством.
6	public int GetErrorMsg(RSH_API statusCode)	Возвращает ошибку из устройства

Описание класса LA_i24Form.cs

Основной класс формы, в котором применяются все предыдущие классы. Функции, реализованные в классе, перечислены в таблице 3.6.

Таблица 3.6 — Методы класса LA_i24Form.cs

№	Название метода	Описание
1	private bool IsStarted	Возвращает значение true, если устройство работает
2	public Form1()	Инициализирует форму
3	private void DisableForms()	Делает неактивными элементы управления
4	private void EnableForms()	Делает активными элементы управления
5	private void bStartStop_Click (object sender, EventArgs e)	Обрабатывает нажатие кнопки запуска\остановки устройства
6	private void RunAcquisition (object data)	Запуск сбора данных в параллельном потоке
7	private void bSaveFile_Click (object sender, EventArgs e)	Указывает путь сохранения данных
8	private void Form1_SizeChanged (object sender, EventArgs e)	Обрабатывает событие изменения размеров формы (перерисовываются элементы управления с учётом изменения размеров формы)
9	public class LA_iParams	Класс-контейнер. Содержит параметры для работы с устройством

3.1.6 Руководство пользователя

Установка и запуск программного комплекса

Программное обеспечение поставляется на любом носителе данных в директории “LA-i24USBReader”. Установка программ производится копированием с носителя на компьютер. Программа не требует каких-либо настроек операционной системы. Запуск программного обеспечения осуществляется загрузкой файла “La_i24USB.exe”.

Условия, необходимые для выполнения программы

Для корректной работы программного обеспечения по сбору экспериментальных данных необходимо наличие АЦП LA-i24USB. Данная программа может быть запущена на любом персональном компьютере с установленной операционной системой семейства Windows и платформы .NET Framework. Для того чтобы можно было осуществлять сбор данных необходимо также наличие источника сигналов и прерывания при переполнении буфера. В качестве простейшего источника сигналов может выступать обыкновенный генератор.

Программа “LA-i24USBReader” предоставляет возможность длительного сбора данных. Ввиду этого необходимо наличие жёсткого диска большого объёма.

Работа с программным обеспечением

Для запуска программы обработки и визуализации экспериментальных данных в операционной системе Windows необходимо запустить исполняемый файл “LA_i24USB.exe”. После запуска откроется окно программы как показано на рисунке 3.7.

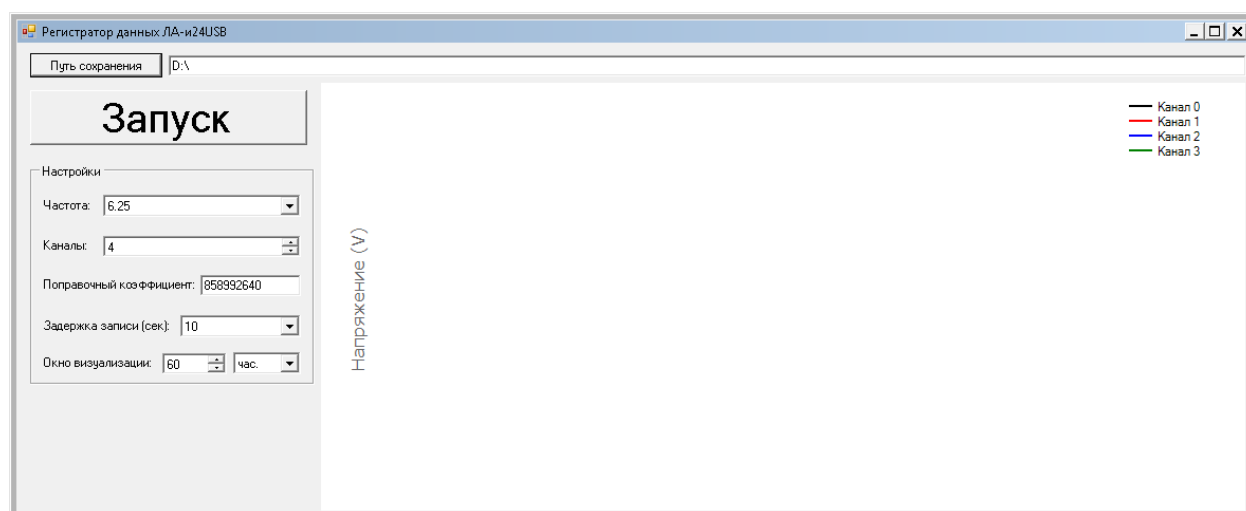


Рисунок 3.7 — Программа LA-i24USB

Нажав на кнопку «Путь сохранения» можно изменить путь сохранения файлов, регистрируемых данных на рисунке 3.8.

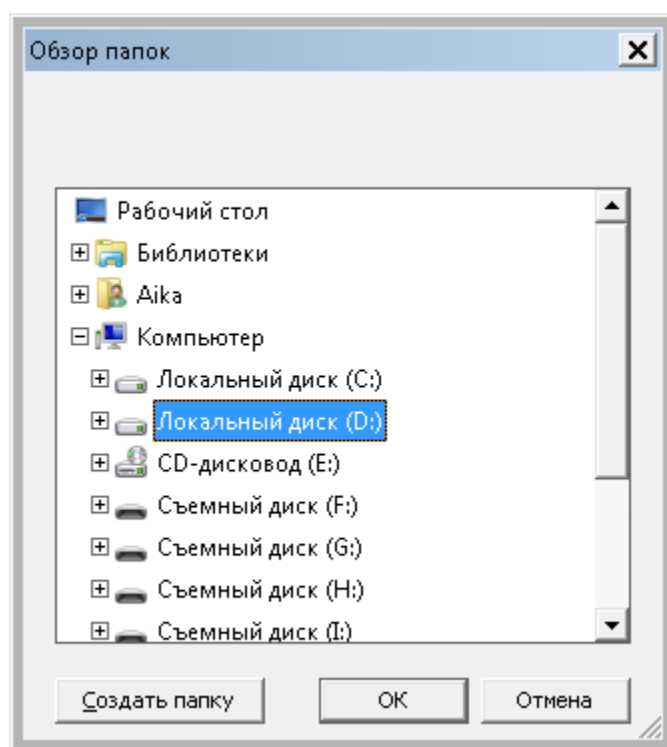


Рисунок 3.8 — Путь сохранения файлов

Далее настраиваем необходимые частоту дискретизации, количество каналов, задержку записи, окно визуализации и нажимаем на «Запуск». Внимание! Если устройство LA-i24USB не был подключено, выйдет следующая ошибка на рисунке 3.9.

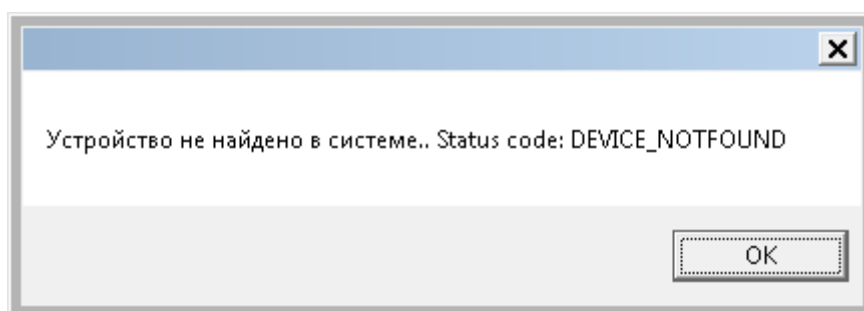


Рисунок 3.9 — Ошибка подключения устройства

При готовности устройства начнется регистрация экспериментальных данных и их вывод в виде графика как показано на рисунке 3.10:

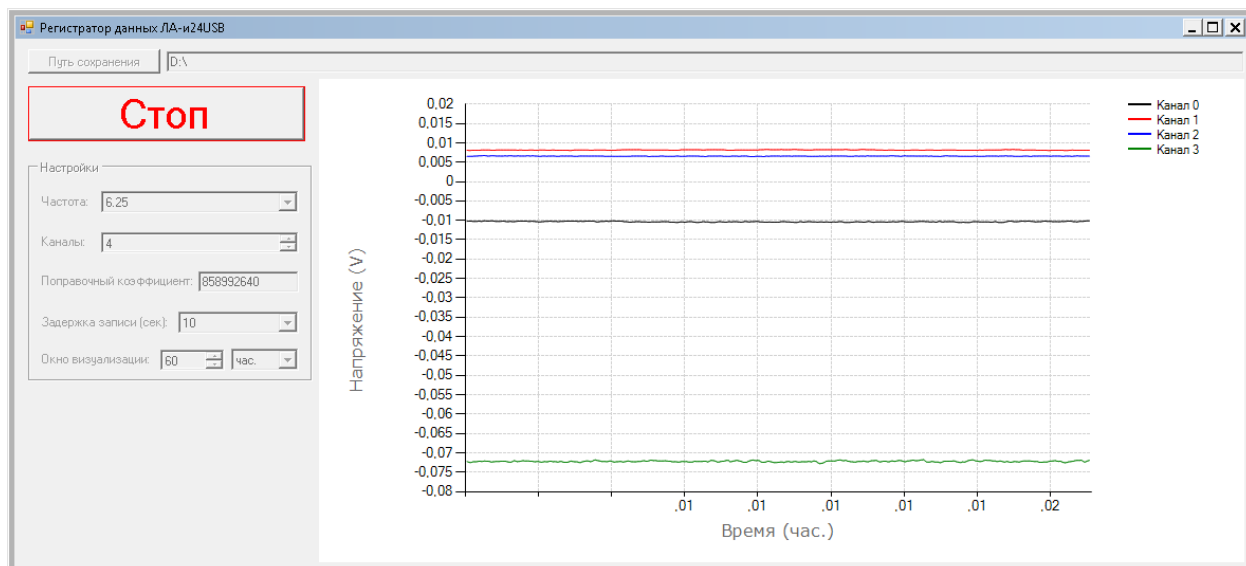


Рисунок 3.10 — Регистрация данных

Сбор данных может длиться до тех пор, пока память буфера не переполнится и не произойдет прерывание или пока пользователь не нажмет кнопку «Стоп». Файл сбора данных имеют следующий вид, представленный на рисунке 3.11.

02.02.2016 14.47. 6.25Hz. Channels = 4 — Блокнот			
Файл	Правка	Формат	Вид
0.142524974369978	0.00816256586319529	0.00686020313282312	-0.0749564885678182
0.142609016999261	0.00815928760460625	0.00684112962830508	-0.074876618267649
0.142623322127649	0.00816375795722767	0.00683129485253797	-0.0748843668788594
0.142655806690032	0.00815541329900103	0.0068032806427771	-0.0749821185895143
0.142675774265074	0.0081464725937582	0.00679046563192905	-0.0749257921464845
0.142619447822044	0.00815451922847674	0.00679612807858284	-0.0748542665045419
0.14259977827051	0.0081986267076747	0.00679553203156665	-0.074867379538898
0.142591433612283	0.00822872708199223	0.00676274944567627	-0.0748754261736166
0.142602162458575	0.00821561404763608	0.00674516605869871	-0.0748793004792218
0.142642097608659	0.00821531602412798	0.00677973678563765	-0.0748980759602318
0.142587857330186	0.00821740218868464	0.00678629330281573	-0.0749338387812031
0.142667131583339	0.00822336265884653	0.0067874853968481	-0.0749302624991059
0.142727034308466	0.00822962115251651	0.00676990200987054	-0.0748548625515581
0.142667131583339	0.00822664091743557	0.00679553203156665	-0.0747895954032854
0.14258577116563	0.00823081324654889	0.00679553203156665	-0.0748196957776029
0.142661171113177	0.0082352835991703	0.00678986958491286	-0.0749246000524521
0.142746107812984	0.00825465512719643	0.0068190758887061	-0.0750005960470162
0.142633752950433	0.00825823140929357	0.00684709009846697	-0.0750646711012565
0.142591731635791	0.00822783301146795	0.00685007033354791	-0.0749934434828219
0.142584877095105	0.0082093555539661	0.00681818181818182	-0.0747955558734473
0.142538981474859	0.00820995160098228	0.0068557327802017	-0.0746602532007725
0.142604248623131	0.00817329470948668	0.00683576520515938	-0.0747675416636864
0.142577724530911	0.00813455165343442	0.00681669170064135	-0.0749246000524521
0.142619447822044	0.00816793028634099	0.00682265217080323	-0.0748456238228071
0.142580108718976	0.00816524807476814	0.00683516915814319	-0.0749460577450349
0.142543153803972	0.00822544882340319	0.00682265217080323	-0.0750256300216961
0.142506198888968	0.00825942350532594	0.00680030040769616	-0.0750256300216961
0.142507987030017	0.00823409150513793	0.00681341344205231	-0.074930560522614
0.142552094509215	0.00820548124836087	0.00675142455236869	-0.0749099969005555
0.142542259733448	0.00824005197529981	0.00678152492668622	-0.0748518823164771
0.142623024104141	0.00825852943280166	0.00685930906229883	-0.0748873471139404
0.142642097608659	0.00830800133514532	0.00684232172233746	-0.074832510788451
0.142609016999261	0.00832588274563098	0.0068032806427771	-0.0748587368571633
0.142577724530911	0.00831902820494481	0.00678033283265384	-0.074924302028944
0.142652528431443	0.00831545192284767	0.00683874544024033	-0.0748995660777722
0.142557756955869	0.00831902820494481	0.00679553203156665	-0.0748024104141335
0.142528550652075	0.00832022029897718	0.00681847984168991	-0.0747076389385595
0.142682926829268	0.00832498867510669	0.00683248694657035	-0.0748059866962306
0.14262004386906	0.00833631356841428	0.00684470591040221	-0.0748047946021982
0.142659979019145	0.00834525427365711	0.00684261974584555	-0.0748375771880886
0.142660873089669	0.00834108194454379	0.00683934148725652	-0.0749007581718046
0.142605440717164	0.00833452542736571	0.00684202369882936	-0.0748760222206328
0.142640309467611	0.00831634599337196	0.00685781894475836	-0.0748509882459528
0.1427544452471211	0.00828594759554634	0.00684381183987793	-0.0747887013327611
0.142709748944997	0.00827253653768209	0.0068557327802017	-0.0749302624991059
0.142626600386238	0.00827253653768209	0.00685215649810457	-0.0749055265479341
0.142692165558019	0.00826627804401211	0.00686139522685549	-0.074772608063324
0.142741339436855	0.00826508594997973	0.00682712252342465	-0.0747487661826765
0.142619745845552	0.0082776029373197	0.00681758577116563	-0.0748298285768781

Рисунок 3.11 — Описание файла регистрации данных

Во время сбора все элементы окна неактивны, кроме кнопки «Стоп». При нажатии кнопки «Стоп» программа возвращается в первоначальный вид, как показано на рисунке 3.7.

В заголовке файла указаны дата и время начала сбора, частота дискретизации и количество каналов. В самом файле отображаются в зависимости от количества каналов количество столбцов измерения напряжения.

3.2 Материал исследования и источники модельных энерговоздействий (ЭВ)

Для испытаний были изготовлены образцы мрамора (месторождение Ак-Таш, Киргизия), гранита (месторождение Каинды) и габбро в форме параллелепипедов с размерами 40×20×80 мм. Линейные размеры отклоняются от заданных в пределах ± 0.1 мм, отклонение от параллельности не превышает 0.1 мм. Физико-механические свойства и химический состав горных пород [8, 9], исследуемых образцов приведены в таблицах 3.7-3.12.

Таблица 3.7— Химический состав мрамора Ак-Таш

Содержание	Единица измерения	Показатель
SiO ₂	%	0.20
Fe ₂ O ₃	%	< 0.10
FeO	%	0.10
TiO ₂	%	< 0.04
MnO	%	< 0.10
Al ₂ O ₃	%	0.20
CaO	%	32.85
MgO	%	19.52
K ₂ O	%	< 0.10
Na ₂ O	%	< 0.10
ППП	%	46.39
SO ₃	%	0.10
P ₂ O ₅	%	0.16
ИТОГО:	%	99.42

Таблица 3.8 — Физико-механические характеристики мрамора Ак-Таш

Наименование свойств	Единица измерения	Значение
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	МПа	204.9
Предел прочности в водонасыщенном состоянии	МПа	190.2
Коэффициент размягчения (коэффициент снижения прочности при насыщении водой)		0.91
Истинная плотность	г/см ³	2.86
Средняя плотность	г/см ³	2.83
Пористость	%	1.27
Водопоглощение	%	0.19
Прочность на сжатие после испытаний на морозостойкость (50 циклов)	МПа	185.14
Радиационный фон	мкР/час	6÷8

Таблица 3.9 — Химический состав гранита Каиндинского месторождения

Содержание	Единица измерения	Показатель
$KAlSi_3O_8$	%	45÷50
$K (Mg, Fe)_3[Si_3AlO_{10}] [OH, F]_2$	%	5÷10
$Na[AlSi_3O_8]$	%	15÷20
Акцессорные	%	5
SiO_2	%	25÷30

Таблица 3.10 — Физико-механические характеристики гранита Каиндинского месторождения

Наименование свойств	Единица измерения	Значение
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	МПа	191.17
Предел прочности в водонасыщенном состоянии	МПа	173.56
Коэффициент размягчения (коэффициент снижения прочности при насыщении водой)		0.92
Истинная плотность	г/см ³	2.79
Средняя плотность	г/см ³	2.77
Пористость	%	1.13
Водопоглощение	%	0.19
Радиационный фон	мкР/час	10

Таблица 3.11 — Химический состав габбро

Содержание	Единица измерения	Показатель
SiO_2	%	48,24
Al_2O_3	%	17,88
Fe_2O_3	%	3,16
FeO	%	5,95
MgO	%	7,51
CaO	%	10,99
Na_2O	%	1,55
K_2O	%	0,89
TiO_2	%	0,97

Таблица 3.12 — Физико-механические характеристики габбро

Наименование свойств	Единица измерения	Значение
Предел прочности на сжатие в сухом состоянии	МПа	80-360
Плотность	г/см ³	2,78-3,23
Истираемость	г/см ²	0,04-0,5
Пористость	%	0,12-2,2
Водопоглощение	%	0,02-0,7

3.3 Влияние кратковременных сеансов электромагнитных воздействий на скорость деформации, диэлектрические параметры и повреждаемость (акустическую эмиссию) образцов мрамора

Испытания проводились при постоянной скорости сжимающего усилия 33 Н/с с дополнительным воздействием электрических импульсов генератора, осуществляемым периодически в ходе эксперимента. Схема всех экспериментов выглядела следующим образом: испытываемый образец пригружался на величину порядка 30% от предела прочности, затем дальнейшее сжатие производилось с постоянной скоростью 0.5 Н/с вплоть до разрушения. Сеансы с электромагнитным воздействием длительностью 1 час проводились при нагрузках больше 30 % от предела прочности, а разница в уровнях нагрузки в моменты подачи электромагнитного воздействия составляла 7.84 кН (рисунок 3.13 а).

В качестве источника электромагнитных импульсов применялся программируемый функциональный двухканальный генератор Siglent SDG1005. Генерируемые электроимпульсы подавались на графитовые электроды, плотно закрепленные на образце. Параметры воздействующих импульсов были следующими: форма – прямоугольная, однополярные, отрицательной полярности, амплитуда 90 В, частота 2.5 кГц, длительность 130 мкс скважность 32.5 % (рисунок 3.12). Таким образом напряженность создаваемого электрического поля была порядка $2 \cdot 10^3$ В/м.

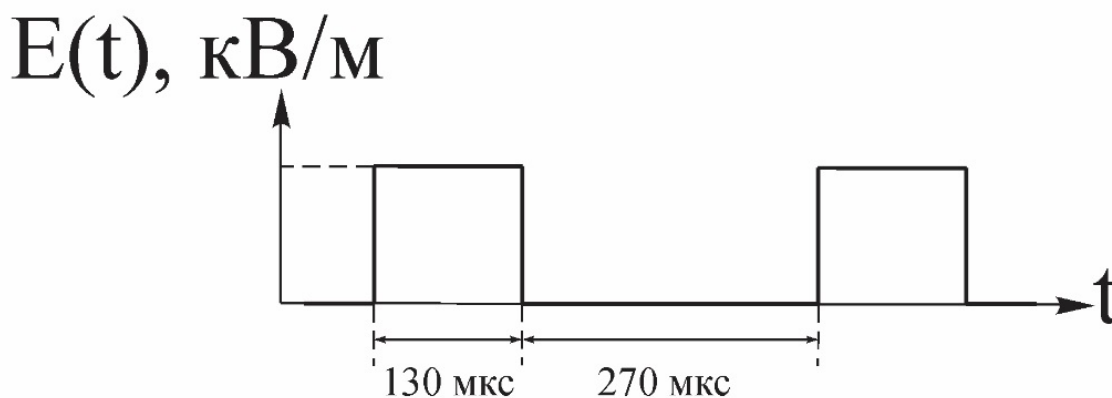


Рисунок 3.12 — Схема электроимпульсов воздействия

Наряду с прецизионным измерением усилия сжатия в течение всех экспериментов производилась регистрация продольной и двух поперечных компонент деформации образцов. Продольная деформация определялась укорочением рабочего пространства между верхней траверсой и нижней давящей пятой, в котором устанавливается образец. Измерение поперечных деформаций производилось в точках – центрах боковых граней образца.

В качестве датчиков, регистрирующих деформацию (продольную и поперечную) и нагрузку, также применяются индукционные датчики линейных перемещений. Используются датчики фирмы Measurement Specialties трех типов: MHR005, MHR010 и MHR050 [23], позволяющие фиксировать изменение нагрузки на образце с чувствительностью 145 Н/мВ, продольной компоненты деформации 2 мкм/мВ, поперечных компонент деформации 0.68 мкм/мВ.

Дополнительно регистрировались сигналы АЭ пьезоэлектрическими датчиками в частотном диапазоне от 80 кГц до 2 МГц [24]. Аппаратная часть акустоэмиссионного комплекса позволяет проводить регистрацию сигналов, поступающих от датчика АЭ, располагаемого на исследуемом объекте (образце горной породы), и преобразующих их в электрические сигналы. Аппаратура работала в ждущем режиме, запуск осуществлялся по превышению амплитуды сигнала на выходе измерительного канала АЭ заданного порогового значения. Сигналы оцифровывались быстродействующим 8-канальным блоком АЦП USB 3000 (разрядностью 14 бит, максимальной частотой 3 МГц) и записывались на жесткий диск персонального компьютера в автоматическом режиме. Для вычисления активности акустической эмиссии и параметров сигналов, указывающих на изменения напряженно-деформированного состояния испытываемых образцов, разработана программа пакетной обработки и формирования единого временного ряда активности по всей серии данных, полученных с одного образца.

Для измерения тангенса угла диэлектрических потерь в ходе эксперимента используется измеритель иммитанса Актаком АМ-3001. Данный прибор представляет собой устройство для измерения LCR характеристик радиоэлектронных компонентов и электрических цепей. Он имеет возможность контролировать величины, различающиеся на 13 порядков, основную точность измерений 0.05% и 5 измерительных частот. Прибор может измерять 5 величин: емкость C , активное сопротивление R , индуктивность L , добротность Q и тангенс угла диэлектрических потерь D . Нижний предел измерения для величины тангенса угла диэлектрических потерь D равен 0.00001, верхний - 10. Установка режимов, запуск и считывание результатов измерений могут выполняться как вручную, так и программно, по интерфейсам RS-232, GPIB и Handler.

Подключение образца к прибору осуществляется через коаксиальный кабель. На конце кабеля для подключения к образцу находятся графитовые электроды. Электроды плотно прижимаются к образцу с помощью резинового хомута.

Всего было испытано 22 образца: 13 - мрамора, 5 - габбро, 4 - гранита, общая длительность экспериментальных работ составила более 1200 часов.

Рассмотрим результаты испытаний образца габбро № 1. Графики нагрузки и зависимость напряжения от времени приведены на рисунке 3.13, а изменения компонент деформации представлены на рисунке 3. Первоначально образец был пригружен на величину 30 кН, затем

нагрузка изменялась линейно со скоростью 1.84 кН/час. В ходе эксперимента было реализовано 11 сеансов воздействия, напряжение разрушения составило 185 МПа.

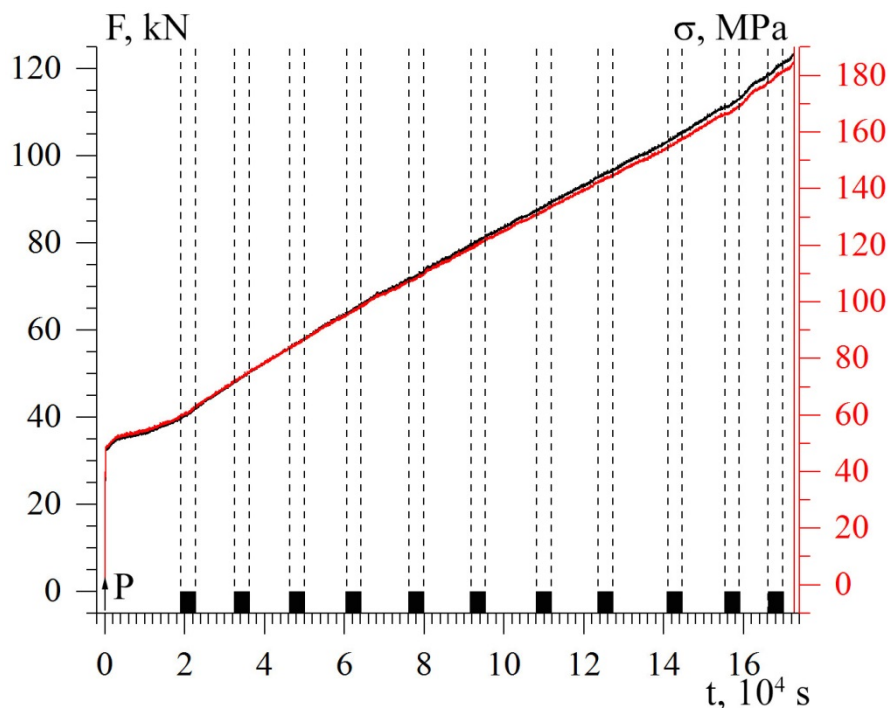


Рисунок 3.13 — График нагрузки и зависимость напряжения от времени образца габбро в течение эксперимента. Пунктирными линиями и черными прямоугольниками снизу обозначены интервалы внешнего воздействия электрическими импульсами.

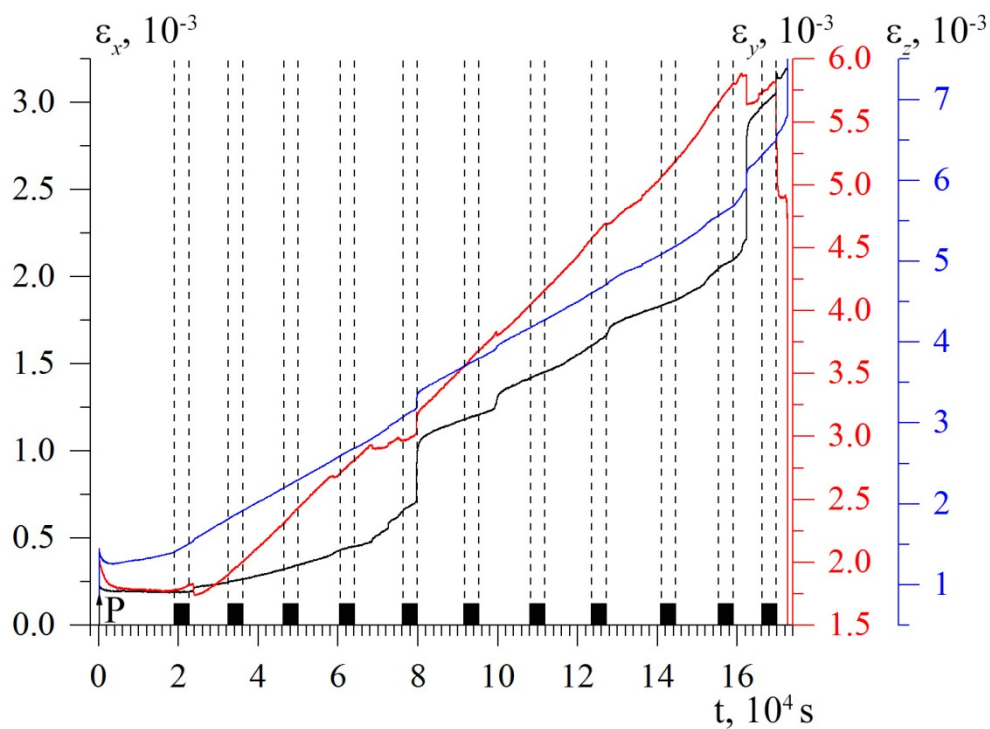


Рисунок 3.14 — Временные зависимости осевой (ε_z – синяя кривая) и двух компонент поперечной деформации (ε_x – черная и ε_y – красная кривые). Пунктирными линиями и черными прямоугольниками снизу обозначены интервалы внешнего воздействия.

Обратимся к графикам, демонстрирующим изменения 3-х компонент деформации (на рисунке 3.14): продольная деформация (ε_z , синяя кривая) изменяется преимущественно линейно со скоростью $2.85 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$, в изменении поперечных компонент деформации наблюдаются участки линейного роста, сменяющиеся быстрыми приростами значений.

К примеру, синхронный скачкообразный прирост всех трех компонент деформации одновременно наблюдался дважды за эксперимент: в конце 5-го и 11-го сеанса электромагнитного воздействия (рисунках 3.15, 3.16). Вне сеансов с подачей на образец электроимпульсов не наблюдается столь же высокоамплитудных возмущений деформации до напряжения 0.92 от разрушения. Это заметно на графике поперечной ε_x деформации: во время 5-го сеанса перемещения составили 11 мкм, в то время как вне сеансов воздействия перемещения не превышали 3.3 мкм. Подобные низкоамплитудные приросты деформации ε_x наблюдаются до 5-го сеанса при $t \sim 7.2 \cdot 10^4 \text{ с}$, $t \sim 10^4 \text{ с}$ и сразу после 8-го сеанса при $t \sim 12.7 \cdot 10^4 \text{ с}$ (рисунок 3.15).

При приближении к разрушению между 10-м и 11-м сеансами воздействия наблюдается третий, значительный по амплитуде прирост двух компонент деформации (ε_z и ε_x) и уменьшение третьей компоненты (поперечной ε_y). Перемещение по продольной компоненте составило 14 мкм, по направлению оси X перемещение $l_x = 18 \text{ мкм}$, а в направлении оси Y перемещение было отрицательным, т.е. произошло укорочение образца на 4.95 мкм.

Рассмотрим подробно увеличение деформации во время сеансов электровоздействия (на рисунках 3.15 и 3.16).

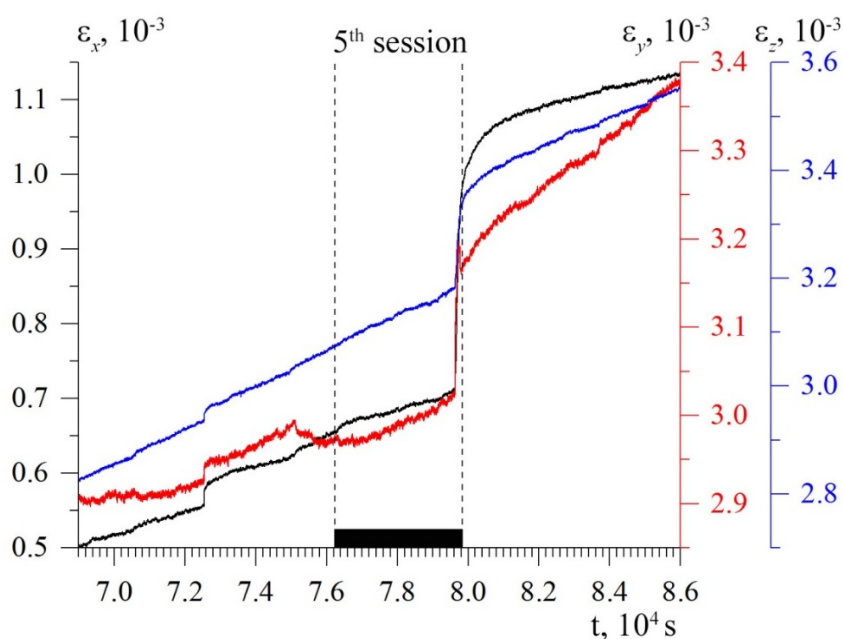


Рисунок 3.15 — Временные зависимости осевой (ε_z — синяя кривая) и двух компонент поперечной деформации (ε_x — черная и ε_y — красная кривые), масштабированные по времени 5-го сеанса. Пунктирными линиями и черным прямоугольником снизу обозначен интервал внешнего воздействия.

В случае 5-го сеанса активизация деформации началась со значительной задержкой в 3392 секунды от подачи электроимпульсов. Прирост в микрометрах при этом составил: в осевом направлении образец сжался на 11.7 мкм, в поперечных размерах l_x и l_y увеличился на 9.5 мкм и 2.6 мкм соответственно (рисунок 3.15).

В 11-м сеансе при напряжении 0.96 от предела прочности электрические импульсы ускорили процесс деформации: в поперечном направлении ϵ_x возросла на $11.4 \cdot 10^{-5}$ (перемещение составило 4 мкм). Одновременно с этим в другом поперечном направлении ОУ произошло уменьшение размера образца на 6.6 мкм (рисунок 3.16). Процесс продолжался в течение 14.88 секунд, затем компонента ϵ_x перестала расти, а ϵ_y продолжила стремительно уменьшаться после выключения воздействия. Продольная компонента деформации ϵ_z в течение всего сеанса изменялась линейно, а после выключения воздействия начался интенсивный рост с большей скоростью (рисунок 3.16). После завершения 11-го сеанса воздействия образец разрушился в течение 2913 секунд.

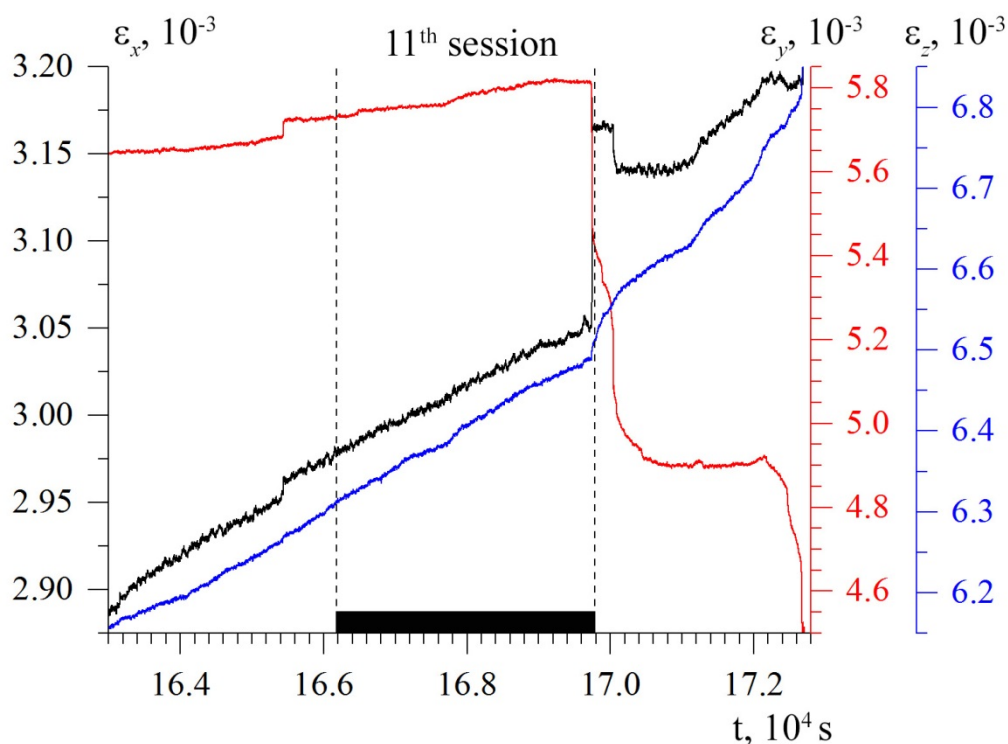


Рисунок 3.16 — Временные зависимости осевой (ϵ_z — синяя кривая) и двух компонент поперечной деформации (ϵ_x — черная и ϵ_y — красная кривые), масштабированные по времени 11-го сеанса. Пунктирными линиями и черным прямоугольником снизу обозначен интервал внешнего воздействия.

Рассмотрим отклики активности акустической эмиссии, зарегистрированные в этом эксперименте. Как и было ранее отмечено в предшествующих работах лаборатории на образцах мрамора, акустическая эмиссия по сравнению с деформационным методом исследования является более тонким инструментом, позволяющим наблюдать интенсификацию процесса деформации

материала под воздействием электрических импульсов. В испытании образца габбро из 11 сеансов воздействия активность АЭ возрастала в течение 7 сеансов.

На рисунке 3.17 показаны 4 сеанса электровоздействия и отклики активности АЭ.

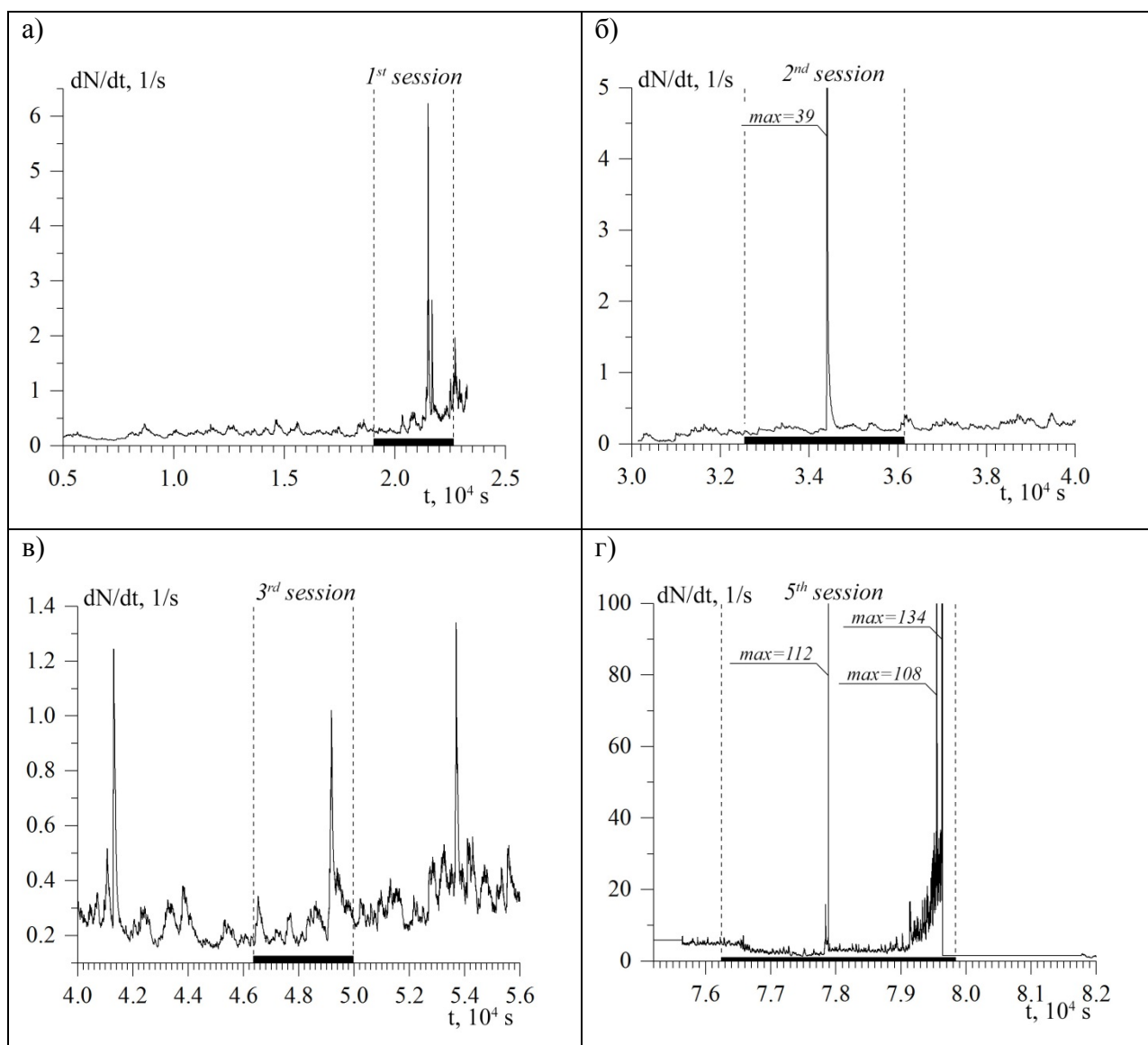


Рисунок 3.17 — Активность АЭ образца габбро при напряжении: а) 61 МПа, б) 73 МПа, в) 85 МПа, г) 96.7 МПа. Вертикальными пунктирными линиями и черными прямоугольниками снизу отмечены интервалы сеансов воздействия.

Как видно из рисунка, первый прирост активности зарегистрирован при напряжении 32.9% от разрушения и значительно превосходит фоновый уровень активности до воздействия (рисунок 3.17 а). Аналогичная картина наблюдается и во втором сеансе (рисунке 3.17 б). Активность после второго сеанса и в начале третьего характеризуется большим фоновым уровнем, но отклик АЭ, хоть и низкоамплитудный по сравнению с первыми сеансами, все же наблюдается. При увеличении напряжения до 52% от разрушения (5-й сеанс воздействия, рисунок 3.17 г) активизация наблюдалась

дважды за сеанс: первый прирост произошел посередине сеанса с максимумом в 112 событий в секунду, второй прирост был более длительным, с двумя максимумами до 108 с^{-1} и 134 с^{-1} . Необходимо обратить внимание на то, что эта двойная активизация акустической эмиссии (рисунок 3.17 г) под конец сеанса произошла одновременно с изменением деформации, которое было зарегистрировано и ранее продемонстрировано на рисунке 3.15.

Далее рассмотрим поведение активности АЭ при больших напряжениях: рисунке 3.17. При увеличении напряжения до 0.65 от разрушения фоновый уровень активности возрастает до значения 1 событие в секунду (рисунке 3.17 а). С небольшой задержкой от начала сеанса активность возрастает до максимума в 88.9 с^{-1} , затем незадолго до конца сеанса происходит второй прирост активности, но уже низкоамплитудный до 7 с^{-1} .

В ходе 8-го сеанса воздействия наблюдается длительная и крупноамплитудная активизация процесса деформации, начавшаяся незадолго до конца электровоздействия: за 390 секунд до конца сеанса. Прирост по длительности составляет 3557 секунд, а также имеет пять максимумов, самый крупноамплитудный имеет значение на пике 124 с^{-1} . Если вернуться к графикам деформации (рисунок 3.14), то видно, что сразу после 8-го сеанса наблюдаются изменения в трендах компонент деформации, это говорит о том, что процесс интенсификации дефектообразования начался в течение 8-го сеанса и отразился в изменении активности, и лишь спустя 72 секунды после выключения воздействия выявился в деформационном поле.

Рассмотрим последний 11-й сеанс электромагнитного воздействия (рисунок 3.18 в). В течение сеанса произошло увеличение активности АЭ до 124.7 с^{-1} по максимуму спустя 2270 секунд от начала сеанса. Затем перед окончанием сеанса активность АЭ возросла до 135 событий в секунду. Начало этой активизации соответствует времени прироста деформации из рисунка 3.16, однако рост акустической эмиссии все же опережает деформационные изменения на 17.24 секунды.

Изменение тангенса угла диэлектрических потерь образца габбро показано на рисунке 3.19. Видно, что параметр $\text{tg}\delta$ меняется в широком диапазоне значений на низких частотах – 100 Гц и 120 Гц. Вариации параметра на более высоких частотах менее заметны. Можно отметить, что перед разрушением параметр принимает минимальное значение. Если сравнивать с поведением этого же параметра для образцов мрамора, то интересен тот факт, что для мрамора наблюдаем возрастание значения тангенса угла диэлектрических потерь, а для образцов габбро, наоборот, его снижение.

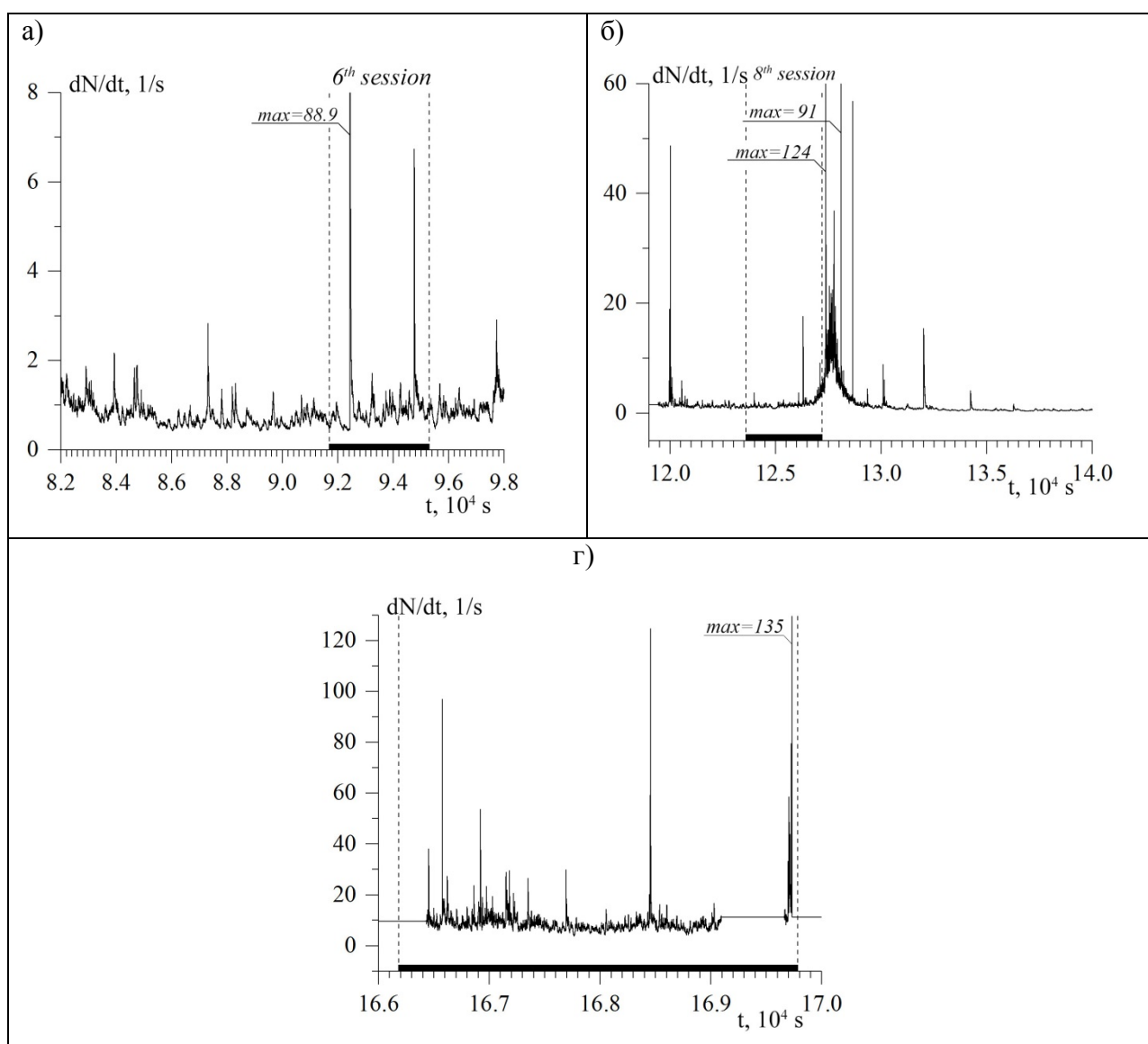


Рисунок 3.18 — Активность АЭ образца габбро при напряжении: а) 61 МПа, б) 73 МПа, в) 85 МПа. Вертикальными пунктирными линиями и черными прямоугольниками снизу отмечены интервалы сеансов воздействия.

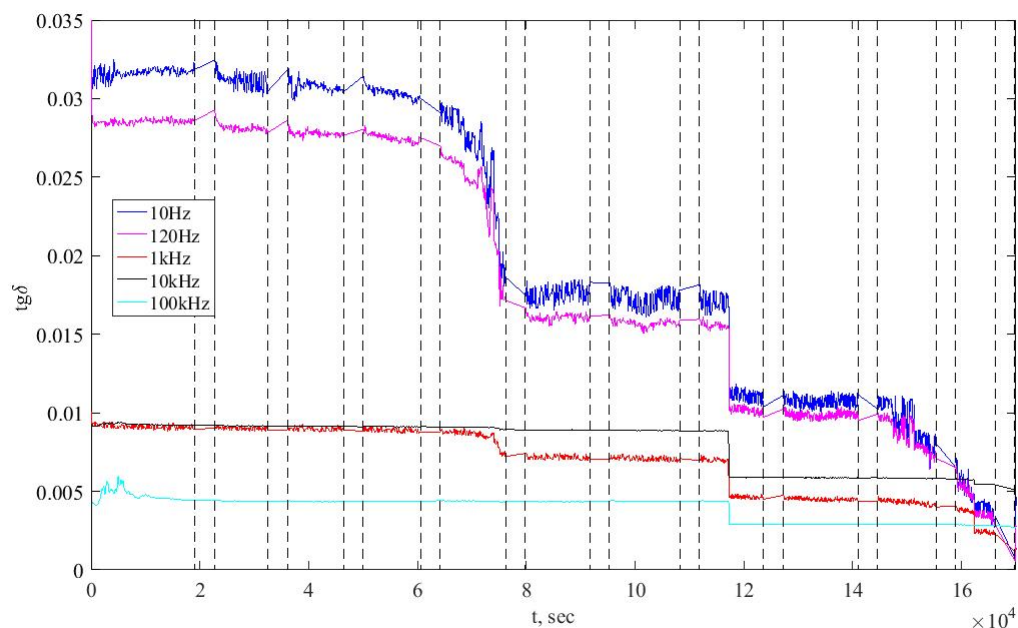


Рисунок 3.19 — Изменение тангенса угла диэлектрических потерь образца габбро

Обратимся к результатам исследования на образцах гранита Каиндинского месторождения. Для начала рассмотрим процесс деформирования гранитных образцов, произошедший без наложения электромагнитного поля. Испытания были проведены по схеме эксперимента на образце габбро. Вначале образец пригружался на величину 35 кН, затем нагрузка изменялась линейно со скоростью 1.84 кН/час. Предел прочности образца составил 111 МПа (рисунок 3.20).

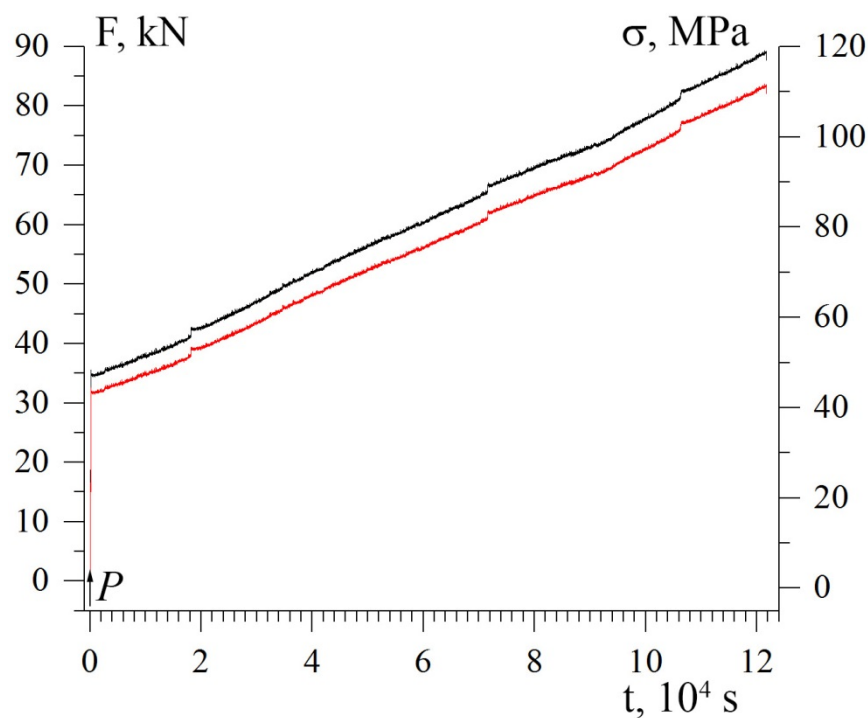


Рисунок 3.20 — График нагрузки и зависимость напряжения от времени образца гранита в течение эксперимента

Изменения компонент деформации представлены на рисунке 3.19. Все три компоненты деформации демонстрируют линейный рост до 80 МПа, скорость продольной деформации $\dot{\varepsilon}_z$ равна $1.7 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$, скорости поперечных компонент деформации равны: $\dot{\varepsilon}_x = 8.2 \cdot 10^{-9} \text{ с}^{-1}$ и $\dot{\varepsilon}_y = 3.2 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$. Однако наблюдаются также и ступенчатые приросты деформаций в самом начале в области низких напряжений $\sigma < 53 \text{ МПа}$. Учитывая небольшую амплитуду этих приростов, на 4 мкм в продольном направлении образец укоротился и увеличился на 2.4 мкм и 1.1 мкм в поперечных размерах. При напряжении 83 МПа наблюдается точно такой же синхронный по трем направлениям прирост деформации: $\Delta l_z = 3.5 \text{ мкм}$, $\Delta l_x = 7.3 \text{ мкм}$, $\Delta l_y = 2.5 \text{ мкм}$. И после данного скачкообразного прироста линейный рост сменяется более плавным, что говорит о дополнительной необратимой пластической деформации. Далее следуют еще два ступенчатых приращения деформации: первый, при $\sigma = 103.5 \text{ МПа}$: $\Delta l_z = 2.3 \text{ мкм}$, $\Delta l_x = 2 \text{ мкм}$, $\Delta l_y = 2.1 \text{ мкм}$; второй, по амплитуде незначительно превосходящий предыдущие, при $\sigma = 103.8 \text{ МПа}$: $\Delta l_z = 2.5 \text{ мкм}$, $\Delta l_x = 2.1 \text{ мкм}$, $\Delta l_y = 4.1 \text{ мкм}$ (рисунок 3.21).

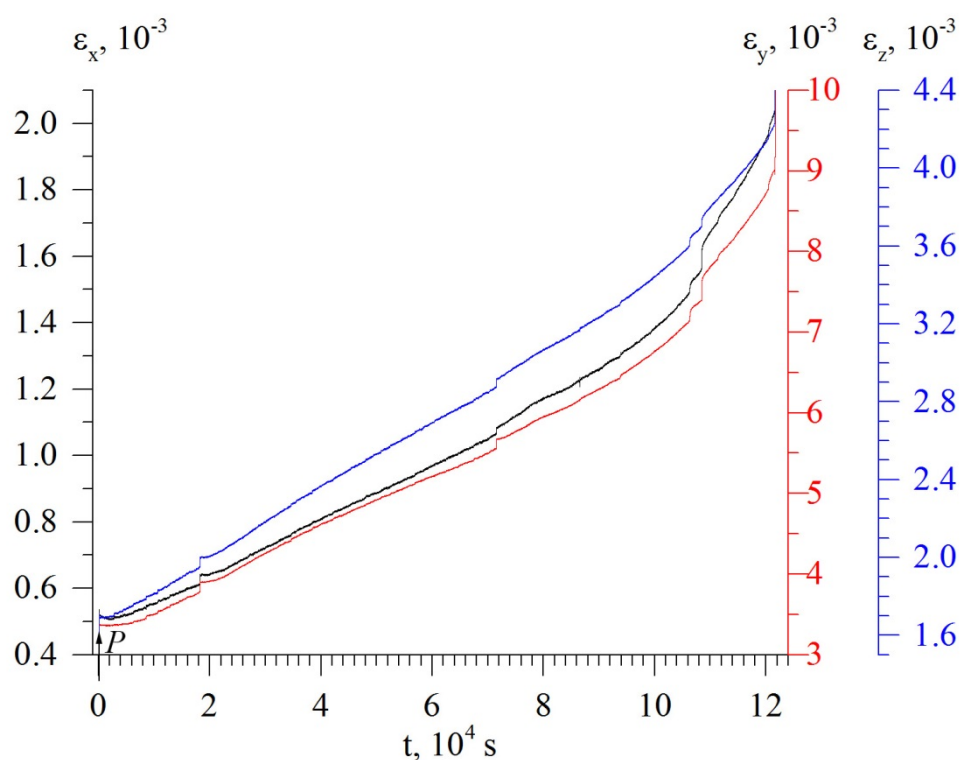


Рисунок 3.21 — Временные зависимости осевой (ε_z — синяя кривая) и двух компонент поперечной деформации (ε_x — черная и ε_y — красная кривые)

Активность акустической эмиссии в этом эксперименте обнаруживает следующие тенденции (рисунок 3.22): до напряжения 80 МПа она растет линейно с 0.0016 событий в секунду в самом начале испытаний до 0.026 с^{-1} . Затем активность возрастает до 34 с^{-1} по максимуму. Данный кратковременный пик активности сменяется фоновым уровнем, растущим от 0.024 с^{-1} до значения

0.58 с-1 при $\sigma = 96$ МПа. Затем наблюдается постепенная интенсификация акустической эмиссии с многочисленными пиками активности вплоть до самого момента разрушения.

Проанализируем данные следующего эксперимента, проведенного на образце гранита Каиндинского месторождения с электромагнитным воздействием, подаваемым на него в течение часовых сеансов. Диаграмма нагружения, изменение напряжения во времени и интервалы воздействия показаны на рисунке 3.23.

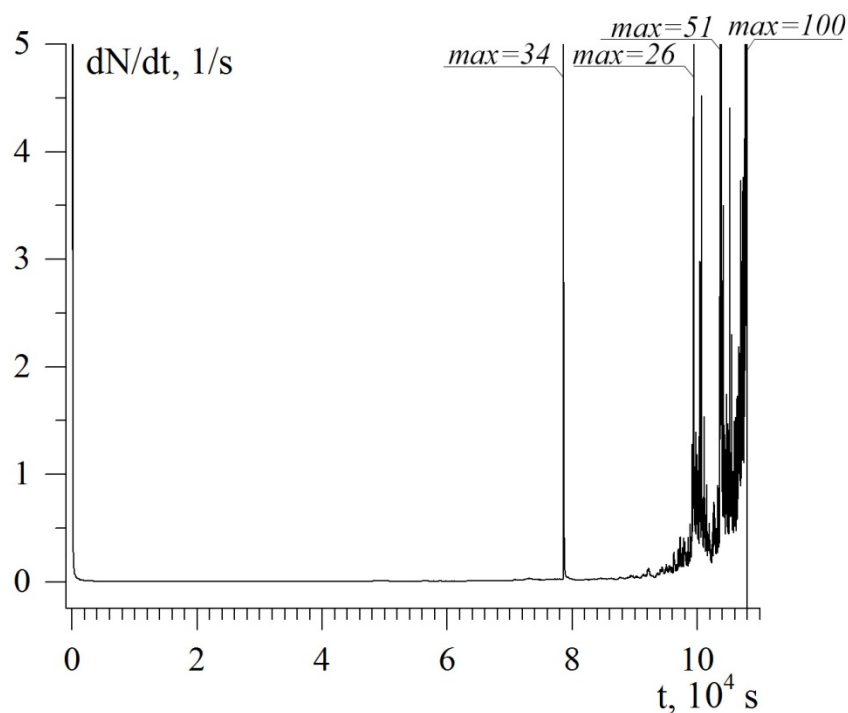


Рисунок 3.22 — Активность АЭ образца гранита Каиндинского месторождения

Напряжение разрушения для данного образца составило 119 МПа, всего было проведено 8 сеансов электровоздействия. Рассмотрим подробно особенности деформации этого образца. Продольная деформация после первоначальной пригрузки в 34 МПа изменяется преимущественно линейно со средней скоростью $2.2 \cdot 10^{-8}$ с⁻¹ вплоть до напряжения 98 МПа (рисунок 3.24).

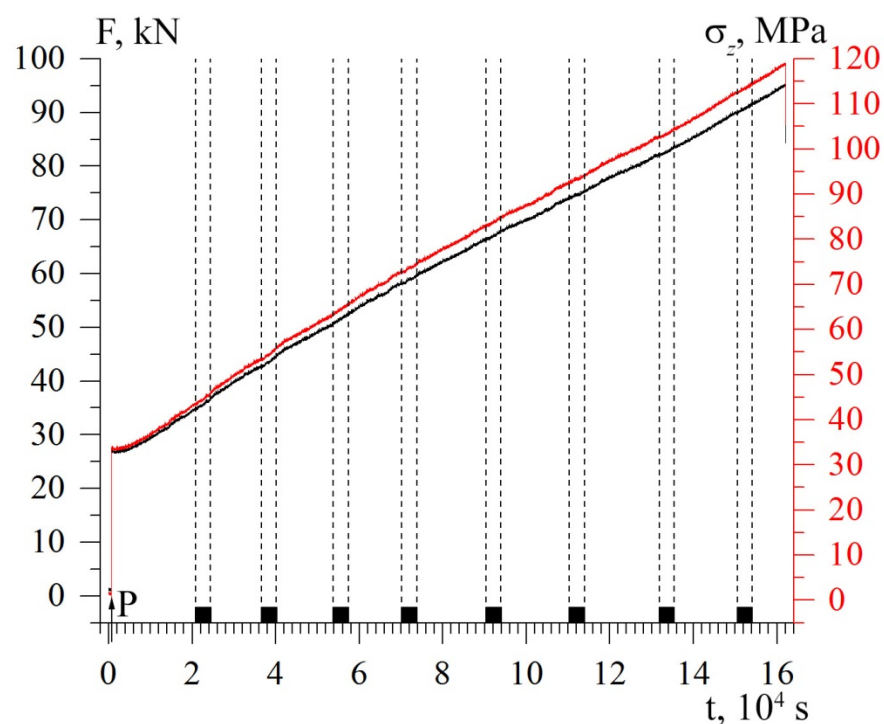


Рисунок 3.23 — График нагрузки и зависимость напряжения от времени образца гранита в течение эксперимента

Далее линейный тренд сменяется более плавным изменением с растущей скоростью и наблюдаются 4 раза небольшие приращения деформации, один из которых приходится по времени на 8-ой сеанс воздействия (рисунок 3.24).

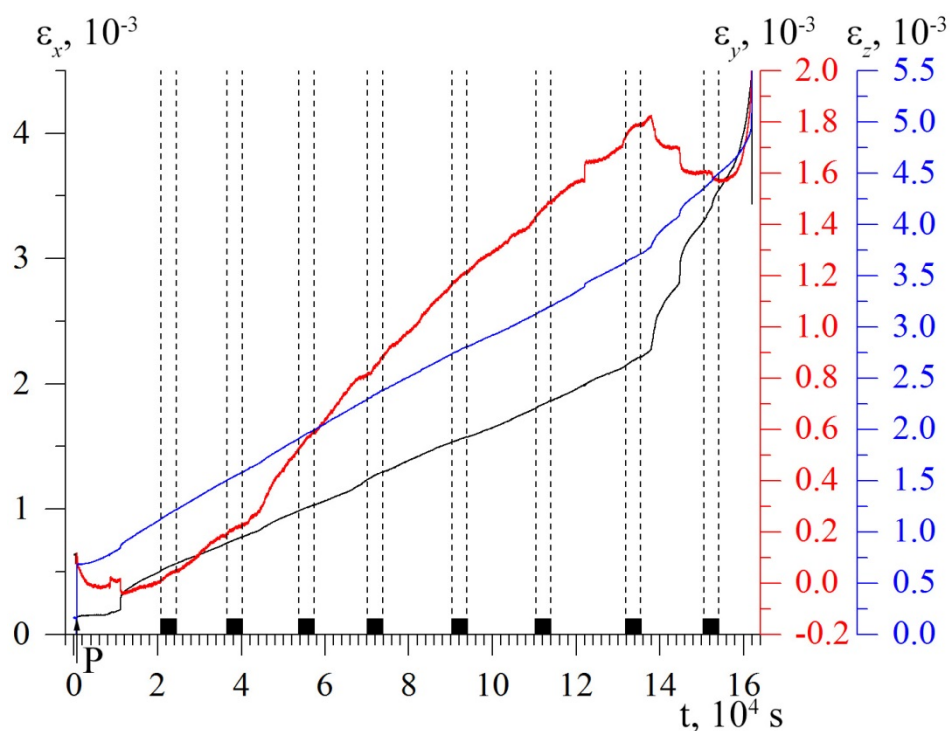


Рисунок 3.24 — Временные зависимости осевой (ε_z — синяя кривая) и двух компонент поперечной деформации (ε_x — черная и ε_y — красная кривые). Пунктирными линиями и черными прямоугольниками снизу обозначены интервалы внешнего воздействия.

Поперечная деформация ε_x обнаруживает тенденцию к преимущественно линейному росту со средней скоростью $1.5 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$ до напряжения 105.5 МПа, деформация образца при этом составила $2 \cdot 10^{-3}$. При увеличении напряжения рост ε_x деформации значительно ускорился, и ее приращение составило еще $2.4 \cdot 10^{-3}$ за 6 часов и 41 минуту – шестую часть эксперимента по времени. В поперечном направлении ОУ рост деформации не описывается линейной функцией, скорость деформации изменяется от $0.7 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$ до $2 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$. Отклик на воздействие в деформационном поле был получен только в одном 8-ом сеансе при напряжении 0.95 от разрушения (рисунке 3.25). Здесь дважды наблюдается ускорение ε_x и однократное синхронное изменение всех трех компонент деформации (выделенные овалами области). В первом приросте задействована поперечная деформация, ее скорость увеличилась с $3.9 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$ до $11.4 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$, такая скорость сохранялась в течение 310 секунд. При синхронном изменении компонент деформации скорость продольной деформации увеличилась в 1.9 раза – с $3.6 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$ до $6.9 \cdot 10^{-8} \text{ с}^{-1}$, скорость поперечной деформации возросла в 3.2 раза за 255 секунд. В это время произошло укорочение образца в направлении ОУ на 0.36 мкм (выделенный овалом участок на зависимости красного цвета). Вслед за окончанием сеанса в течение 2-х последующих часов образец разрушился.

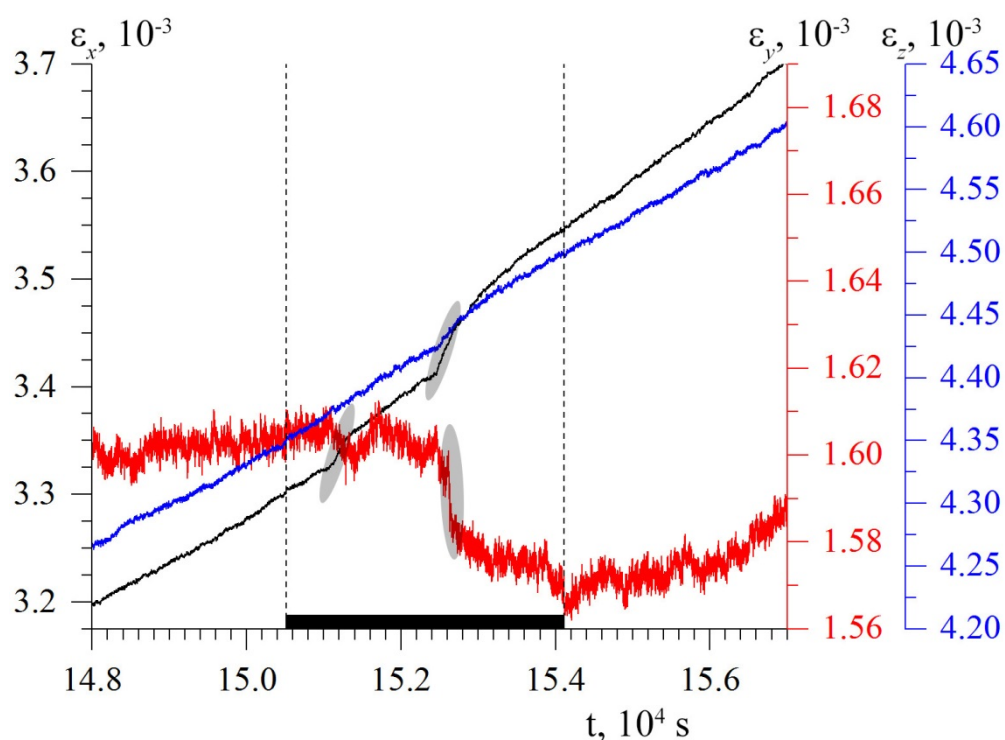


Рисунок 3.25 — Временные зависимости осевой (ε_z – синяя кривая) и двух компонент поперечной деформации (ε_x – черная и ε_y – красная кривые), масштабированные по времени 8-го сеанса (напряжение 0.95 от разрушения). Пунктирными линиями и черным прямоугольником снизу обозначен сеанс внешнего воздействия.

Рассмотрим акустическую эмиссию и ее отклики на электромагнитное воздействие. Из 8 сеансов отклики на электрические импульсы были получены в 3-х сеансах: в 6-м, 7-м и 8-м (рисунке 3.24). Рассмотрим их подробно. В 6-м сеансе при напряжении 0.79 от разрушения фоновая активность в среднем не превышала 0.1 с^{-1} , отклик был незначительно выше по амплитуде 0.15 с^{-1} (рисунок 3.26 а).

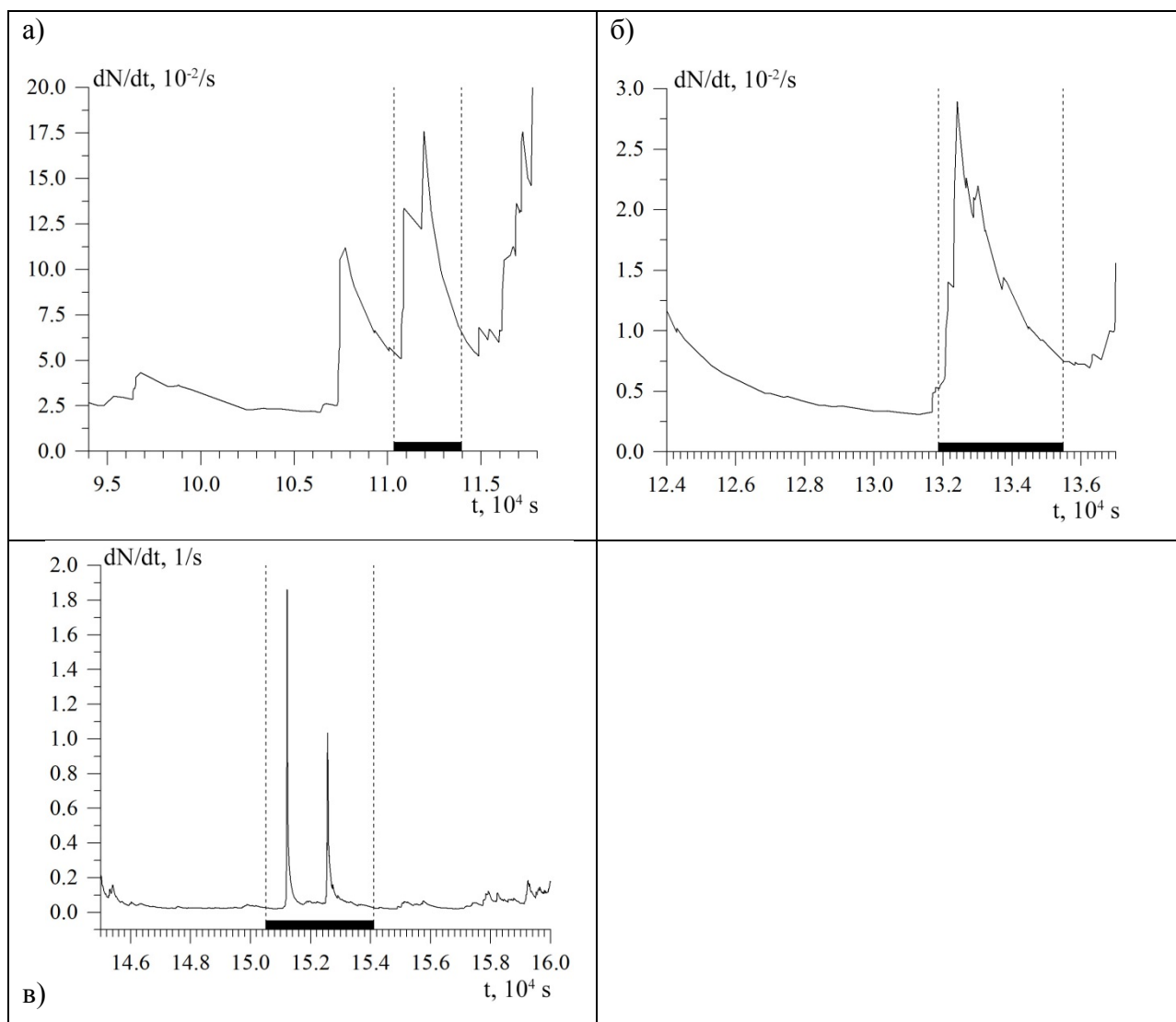


Рисунок 3.26 — Активность АЭ образца гранита Каиндинского месторождения, масштабированная при напряжении: а) 93.6 МПа, б) 103.8 МПа, в) 113.8 МПа. Вертикальными пунктирными линиями и черными прямоугольниками снизу отмечены интервалы сеансов воздействия.

Седьмой сеанс характеризуется откликом большей амплитуды: по сравнению с фоновым уровнем активности до воздействия – в 3 раза (рисунке 3.26 б). Наиболее выраженный по амплитуде прирост активности АЭ наблюдался во время 8-го сеанса, дважды отмечалась активизация

акустической активности с пиками 1.86 с^{-1} и 1 с^{-1} , что в сравнении с фоновым уровнем 0.031 с^{-1} до воздействия в 60 и 32 раза больше (рисунок 3.26 в).

Изменение тангенса угла диэлектрических потерь образца гранита Каиндинского месторождения. приведено на рисунке 3.27. Можно также отметить, что для образцов этого материал параметр $\text{tg}\delta$ меняется в широком диапазоне значений на низких частотах - 100 Гц и 120 Гц. Вариации параметра на более высоких частотах менее заметны. При возрастании нагрузки так же, как и для образцов габбро, наблюдается снижение значения тангенса угла диэлектрических потерь.

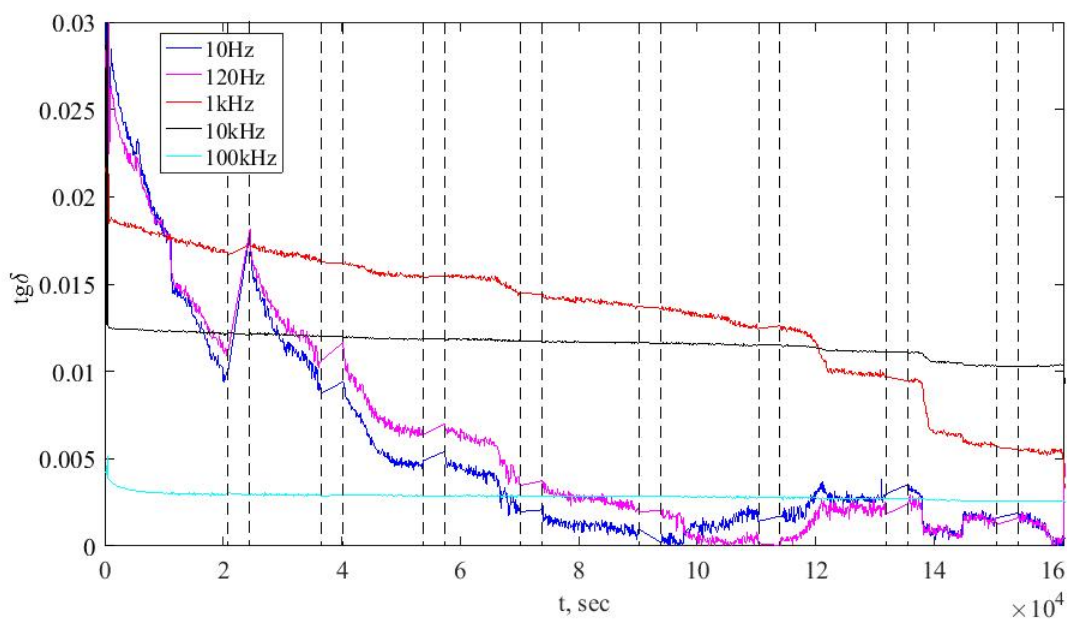


Рисунок 3.27 — Изменение тангенса угла диэлектрических потерь образца гранита Каиндинского месторождения

Заключение

Прделана работа по усовершенствованию экспериментов, направленных на исследование влияния физических полей на акустическую эмиссию и скорость деструкции нагруженных геоматериалов.

Обнаружены значительные вариации параметра $\text{tg}\delta$ образцов мрамора, гранита, габбро в процессе нарастания сжимающей нагрузки. Для мрамора возрастание $\text{tg}\delta$ на частотах порядка 100 Гц достигает пятикратного уровня. На высоких частотах (10 и 100 кГц) рост менее выражен или отсутствует. Для образцов габбро и гранита, напротив, снижение $\text{tg}\delta$ так же на частотах порядка 100 Гц достигает пятикратного уровня. На высоких частотах (10 и 100 кГц) рост менее выражен или отсутствует.

Изменение поглощения энергии электрических импульсов по мере роста напряжения главного сжатия – важный аспект для объяснения откликов активности АЭ мрамора, габбро и др. на воздействие электроимпульсов и требует дополнительного исследования.

Проведены сопоставления полученных значений диэлектрических параметров с повреждаемостью (акустической эмиссией) и деформациями образца.

4 Оценка возможностей применения методов фрактального анализа для исследования геофизических данных

4.1 Обзор методов оценки параметра Херста

Проведен обзор основных методов оценки параметра Херста для исследования фрактальных свойств временных рядов. Наиболее точные оценки параметра Херста в широком диапазоне значений, а также длин исследуемых сигналов дают следующие методы DFA, WDSOD и AWC для случая непрерывного преобразования с вейвлетом Морле.

Введение

Считается, что сейсмический сигнал обладает стохастическими свойствами и, являясь проявлением комплексных динамических процессов, происходящих в недрах земли, несет в себе элементы хаоса [25, 26]. При этом сейсмический сигнал может быть описан в качестве самоафинного фрактала в пределах определенного диапазона временных масштабов [27, 28] с проявлением фрактальных свойств в нескольких высокочастотных диапазонах [26].

В общем случае, сейсмическая волна не является чистым фракталом и не может быть описана одним значением фрактальной размерности во всем диапазоне масштабов. Однако особенность сейсмического сигнала, состоящая в том, что реальный сигнал является набором низкочастотных и высокочастотных компонент различной природы, дает возможность применять фрактальный анализ к соответствующим выделенным компонентам, как к самоафинным фракталам в диапазоне определенных масштабов [26], и позволяет получать дополнительную информацию из таких сигналов [27, 29, 30].

Особенностью фрактального анализа является то, что его можно использовать для сигналов, которые традиционными методами ковариационного и спектрального анализов не всегда удается исследовать из-за доминирования шумовой составляющей [27, 31–34].

Свойства сейсмического сигнала обычно исследуются с помощью так называемого параметра Херста – H . Этот параметр назван в честь одного из основоположников анализа фрактальных свойств временных рядов – британского гидролога Э. Херста, исследовавшего среднегодовой режим расхода воды в реках [35]. Эмпирический закон Херста заключался в выполнении соотношения: $R(\tau)/S(\tau) \sim \tau^H$, где $R(\tau)$ – размах приращений наблюдаемой величины на временном интервале τ ; $S(\tau)$ – стандартное отклонение.

Метод Херста, или, как чаще его называют, метод нормированного размаха или RS-метод [32, 35–37], широко используется для анализа сейсмических данных вследствие своей способности различать шумовую компоненту от полезного сигнала [27, 38]. Кроме RS-метода также широкое применение находят и другие методы оценки параметра Херста: метод средних вейвлет-

коэффициентов - Average Wavelet Coefficients/Components (AWC) для случая непрерывного (CWT) и дискретного (DWT) вейвлет-преобразований [37, 39]; метод анализа флуктуаций после исключения масштабно-зависимых трендов – Detrended Fluctuation Analysis (DFA) [36, 40, 41]; метод, основанный на дискретной производной второго порядка – Discrete Second-Order Derivative (DSOD) [42], и его вейвлет-версия (WDSOD) [43]; метод дисперсии детализирующих коэффициентов – Wavelet Details Regression Estimation (WDRE) [44].

Методика

Для определения оптимального метода оценки параметра Херста был синтезирован набор модельных сигналов, которые представляют собой обобщенное броуновское движение с заданным значением параметра Херста в диапазоне 0,1-1 согласно алгоритму Абри-Селана [45]. Необходимо отметить, что на вход рассматриваемых алгоритмов (кроме RS-метода) подается сигнал в виде фрактального броуновского движения (Fractal Brownian Motion – fBm), график которого можно интерпретировать как координату частицы при одномерном броуновском блуждании. Если же этот сигнал преобразовать во временной ряд, который формируется из самих значений случайных шагов частицы, а не накопленной траектории, то получаемый сигнал имеет вид шума, и называется фрактальным гауссовским шумом (Fractal Gaussian Noise – fGn). На рисунке 4.1 приведены графики фрактального броуновского движения (fBm) и соответствующего им фрактального гауссовского шума (fGn) для значений параметра Херста $H=0.1$, $H=0.5$ и $H=0.9$. Параметры синтеза: длина – 1000 отсчетов, уровень декомпозиции – 6, вейвлет Добеши 10-порядка. Из рисунков видно, что при увеличении значения параметра Херста происходит уменьшение амплитуды и общего вклада (энергии) высокочастотных компонент. В этом случае параметр Херста будет характеризовать меру изрезанности, шероховатости сигнала [32]. При этом эти различия видны более отчетливо при исследовании сигнала в виде фрактального броуновского движения (рисунок 4.1 слева) нежели в шумовом представлении (рисунок 4.1 справа).

При этом, если сравнивать сигналы fBm ($H=0.5$, $H=0.9$) с fGn ($H=0.1$, $H=0.5$), различия видны визуально. Однако если взять два случая fBm ($H=0.1$) и fGn ($H=0.9$), то, не считая различий в масштабе (что не влияет на само значение параметра Херста), эти два сигнала можно отнести к одной группе. И действительно, RS-метод в первом случае дает значение $H=0.863$, а во втором $H=0.887$, хотя первый генерировался с параметром Херста, равным 0.1. Отсюда следует, что форма сигнала не всегда является основанием для отнесения исследуемого сигнала в ту или иную группу (fBm или fGn), и необходима более подробная информация о природе сигнала или предварительная проверка для адекватного применения того или иного метода оценки фрактальных свойств исследуемого сигнала. В качестве такой проверки можно использовать алгоритм DFA [40, 41], для чего необходимо на вход метода DFA подать исследуемый сигнал, и по рассчитанному значению показателя α судить о принадлежности сигнала к той или иной группе. Если значение $\alpha > 1$, то,

вероятнее всего, сигнал принадлежит группе fBm, если $\alpha < 1$ – к группе fGn, и, наконец, если $\alpha \approx 1$, необходимо дальнейшее исследование с применением методов оценки тренда (line-detrended scaled windowed analysis (ldSWV) или bridge-detrended scaled windowed analysis (bdSWV)) [46]. После выяснения типа сигнала появляется возможность использования того или иного метода с предварительной обработкой исходного сигнала или без нее. Так, например, если сигнал является шумоподобным fGn, то для использования RS-метода, сигнал не нуждается в предварительном преобразовании, которое, в свою очередь, необходимо для анализа сигнала методами DFA, AWC, DSOD, WDSOD и WDRE. И наоборот, если сигнал представлен в виде накопления (fBm), то для RS-метода его необходимо предварительно преобразовать в шумоподобный вид (fGn). Для сигналов fBm ($H=0.5$ и $H=0.9$) DFA-метод дал значения α , равные 1.512 и 1.864 соответственно, что соответствует их группе фрактального броуновского движения.

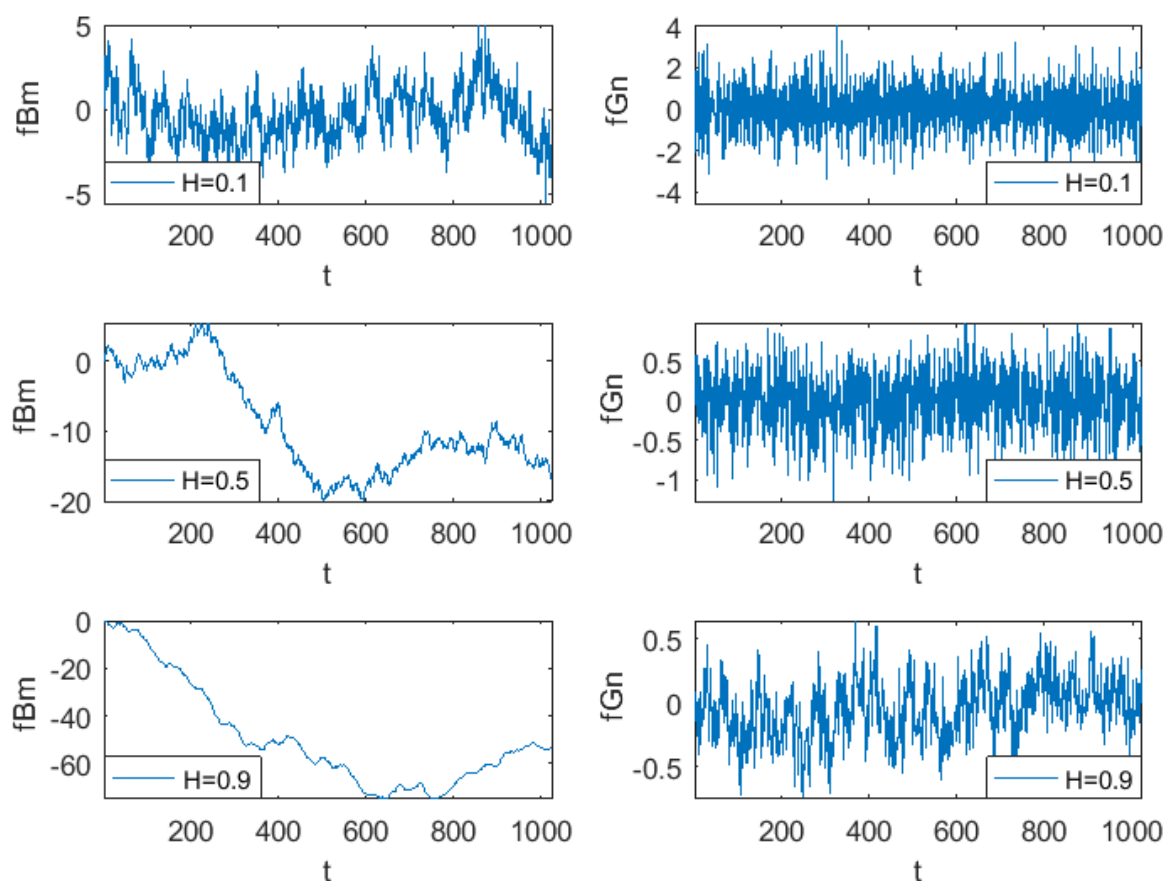


Рисунок 4.1 – Фрактальное броуновское движение (слева) и соответствующий им фрактальный гауссовский шум (справа) для различных значений параметра Херста

Для выбора оптимального метода для задач исследования монофрактальных и мультифрактальных свойств сейсмических сигналов было решено провести проверку

вышеуказанных методов на модельных сигналах с заранее заданным параметром Херста. Генерация модельных сигналов была произведена с использованием встроенной функции `wfbm` пакета Matlab, в диапазоне значений $H=0.1-0.9$ и длиной сигнала $N=128, 256, 512, 1024, 2048, 4096$. Так как генерировался сигнал конечной длины, со случайным начальным состоянием генератора случайных чисел, то синтезировался набор из 500 сигналов с заданными параметрами и находилось среднее значения H для этой выборки. На рисунке 4.2 приведены результаты оценки параметра Херста модельных сигналов различными методами.

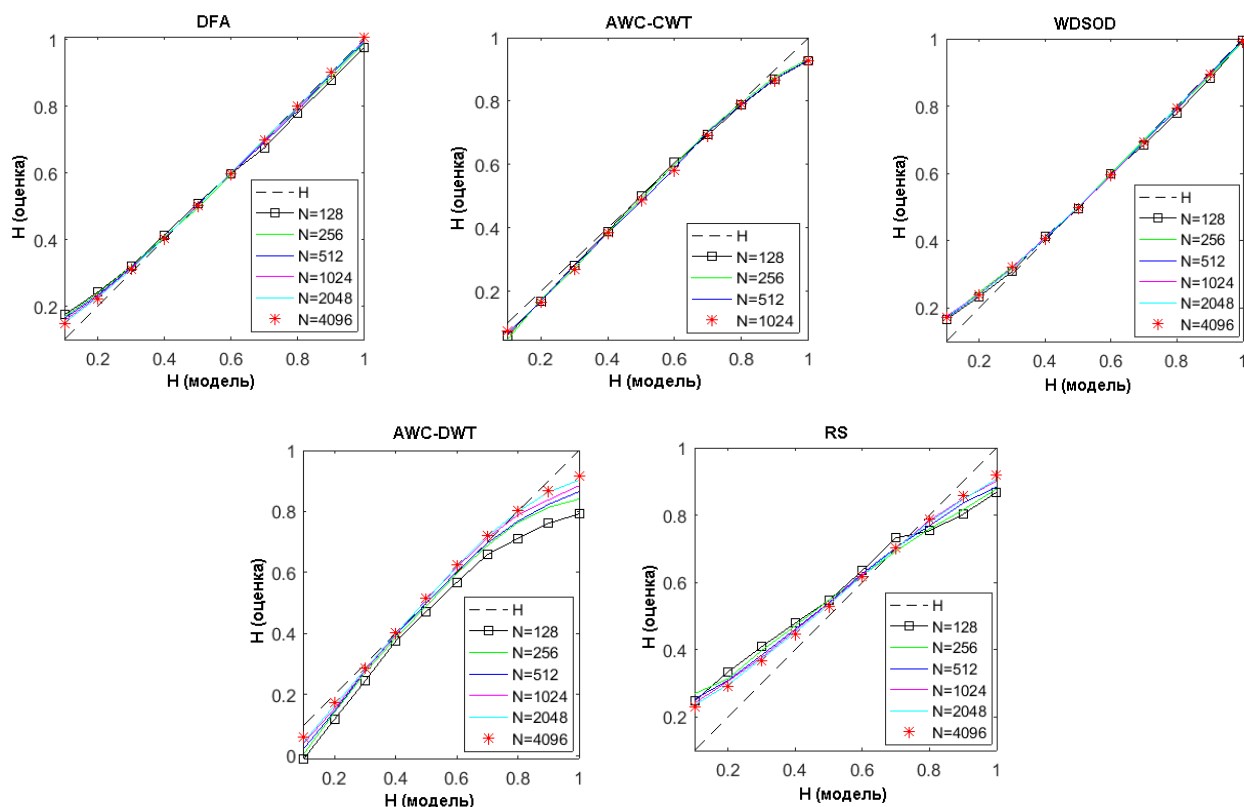


Рисунок 4.2 – Оценка параметра Херста модельных сигналов различной длины и значений H (0.1-1)

Из рисунка 4.2 следует, что при увеличении длины исследуемого сигнала для методов DFA, RS, AWC-DWT уменьшается расхождение с модельными значениями, т.к. увеличивается количество точек для аппроксимации линейной регрессией. Для метода AWC-CWT используется вейвлет Морле, который более подходит для этого алгоритма, т.к. хорошо регистрирует как высокочастотные, так и низкочастотные компоненты сигнала, а также обладает менее выраженным краевым эффектом [37]. Для варианта AWC в случае дискретного вейвлет-преобразования использовался вейвлет Добеши (`db8`) [39], при этом заметного изменения при увеличении порядка вейвлета замечено не было. Отметим, что для AWC в случае непрерывного вейвлет-преобразования в расчете используются больше точек для расчета линейной регрессии. Например, в случае длины сигнала $N=128$ использовалось 64 точки, тогда как дискретный вариант ограничен максимальным

уровнем детализации равным L , так что $2^L < N$. Также нужно отметить, что реализация алгоритма WDRE в пакете Matlab основана на вейвлете Хаара, что дало постоянную недооценку значений параметра Херста. Расширение встроенной функции Matlab на случай использования других вейвлетов показало, что семейство вейвлетов Добеши (db12) и дискретный вейвлет Мейера (dmey) дают более качественную оценку параметра Херста в широком диапазоне значений N и длин сигналов (рисунок 4.3).

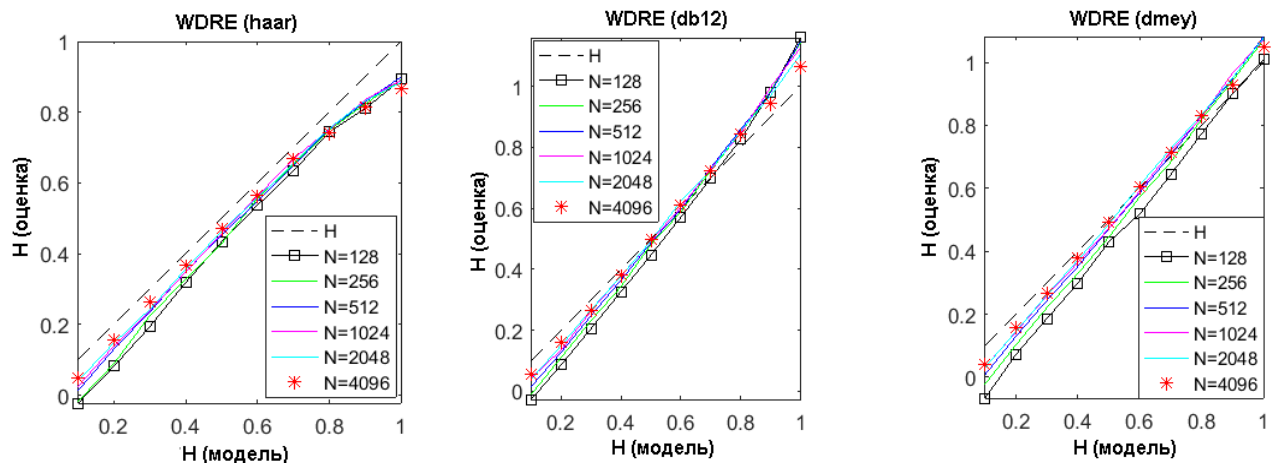


Рисунок 4.3 – Метод WDRE с использованием вейвleta Хаара, Добеши 12-порядка и дискретного вейвleta Мейера

На рисунке 4.4 представлена средняя величина погрешности оценки параметра Херста во всем диапазоне его модельных значений $\langle \Delta H \rangle$ для различных длин сигнала.

Увеличение длины сигнала в случае монофракталя при использовании метода AWC-CWT не дает увеличения точности оценки и даже может ухудшить ситуацию из-за влияния краевого эффекта на больших значениях масштабного коэффициента вейвleta.

На рисунке 4.4 видно, что для дискретного вейвleta Мейера и Добеши (db12) увеличение длины сигнала ведет к более существенному уточнению оценки параметра Херста по сравнению с вейвлетом Хаара.

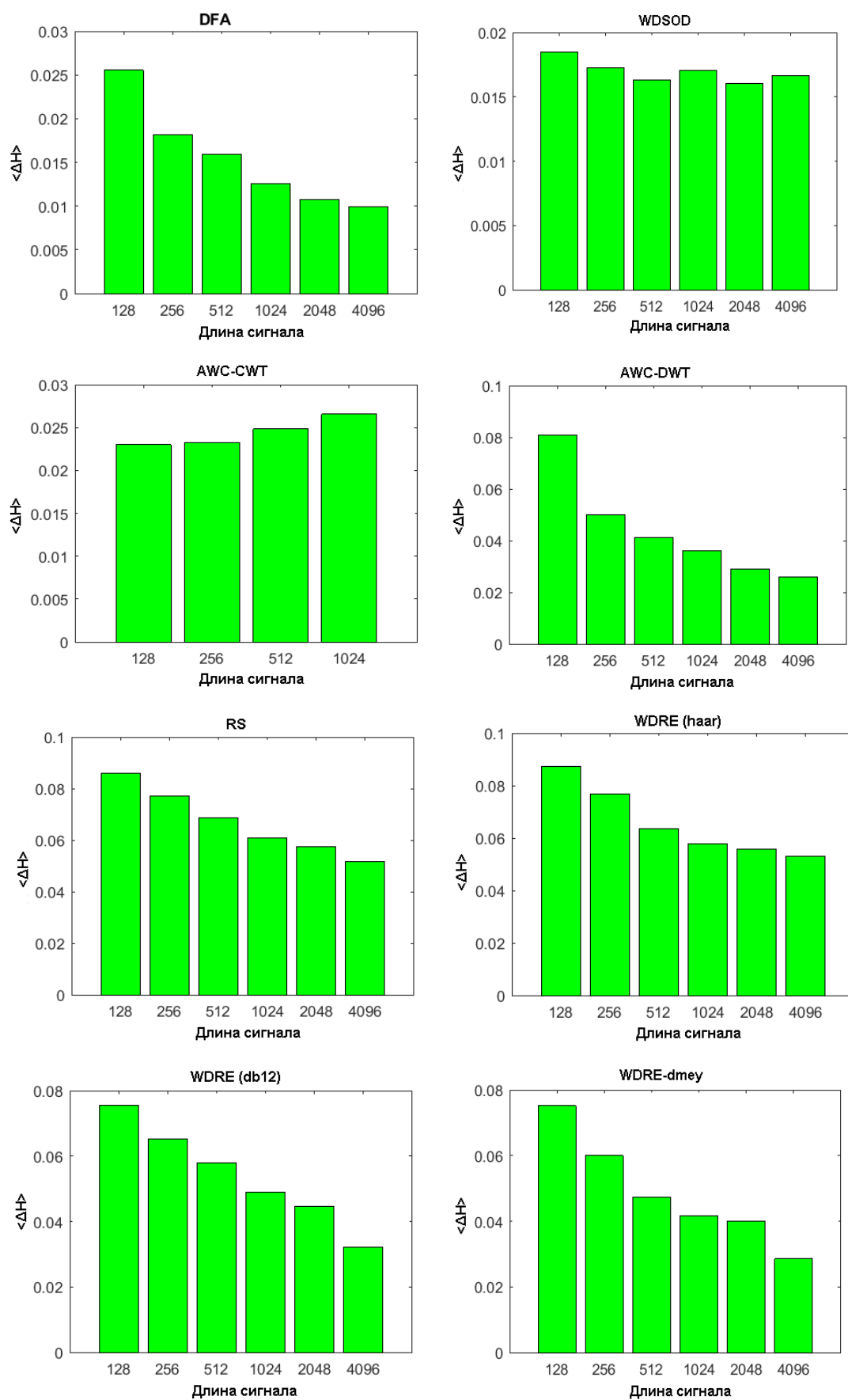


Рисунок 4.4 – Средняя величина погрешности оценки параметра Херста во всем диапазоне модельных значений $\langle \Delta H \rangle$ для различных длин сигнала

Из-за объема в таблице 4.1 представлены оценки параметра Херста только для модельных сигналов с $H=0.1, 0.5$ и 1 . Здесь жирным шрифтом выделены ячейки с наиболее близкими к модельным значениям и с наименьшими значениями среднеквадратичного отклонения и размаха.

Таблица 4.1 – Оценка параметра Херста модельных сигналов с $H=0.1-1$, различными методами в скользящих окнах шириной $N=128, 256, 512$

H	Параметр	Метод					
		RS	AWC-CWT	AWC-DWT	WDRFE	DFA	WDSOD
N=128							
0.1	Ср.знач	0.289	0.09	-0.017	-0.037	0.201	0.168
	СКО	0.234	0.196	0.147	0.175	0.071	0.177
	Размах	1.569	0.793	0.942	1.077	0.313	0.805
0.5	Ср.знач	0.507	0.496	0.474	0.446	0.459	0.52
	СКО	0.306	0.125	0.127	0.191	0.111	0.133
	Размах	1.703	0.632	0.727	1.345	0.607	0.535
1	Ср.знач	0.924	0.913	0.812	1.123	1.04	0.958
	СКО	0.377	0.092	0.127	0.237	0.194	0.148
	Размах	2.561	0.429	0.874	1.446	1.067	0.667
N=256							
0.1	Ср.знач	0.268	0.11	-0.029	-0.077	0.192	0.149
	СКО	0.075	0.073	0.107	0.157	0.04	0.096
	Размах	0.479	0.457	0.729	0.913	0.212	0.427
0.5	Ср.знач	0.519	0.493	0.53	0.502	0.455	0.501
	СКО	0.07	0.091	0.115	0.142	0.066	0.072
	Размах	0.421	0.403	0.798	0.786	0.387	0.351
1	Ср.знач	0.962	0.948	0.905	1.096	1.07	0.98
	СКО	0.115	0.062	0.119	0.172	0.134	0.082
	Размах	0.595	0.298	0.967	1.07	0.676	0.349
N=512							
0.1	Ср.знач	0.241	0.031	-0.038	-0.074	0.167	0.178
	СКО	0.039	0.064	0.087	0.109	0.009	0.022
	Размах	0.227	0.371	0.527	0.721	0.049	0.092
0.5	Ср.знач	0.518	0.344	0.493	0.536	0.468	0.504
	СКО	0.032	0.106	0.094	0.068	0.02	0.035
	Размах	0.212	0.406	0.41	0.878	0.098	0.138
1	Ср.знач	0.997	1.007	0.832	0.984	1.12	1.002
	СКО	0.076	0.092	0.094	0.157	0.092	0.031
	Размах	0.316	0.388	0.374	0.926	0.338	0.156

В целом оценки показали, что наилучшие результаты DFA и WDSOD, затем методы AWC-CWT, RS, AWC-DWT и WDRE. Необходимо отметить, что RS-метод по мере увеличения ширины окна приближается по качеству оценки к DFA и WDSOD, тогда как метод AWC-CWT дает такие же или худшие показатели, что связано с влиянием значений больших масштабных коэффициентов.

Так как в оценке параметра Херста методами DFA и AWC-CWT заложены дополнительные вычислительные шаги: для DFA – аппроксимация полиномом, для AWC-CWT – вычисление вейвлет-коэффициентов, то эти алгоритмы показали наименьшее быстродействие. В целом метод AWC-CWT в ~ 5 , а DFA в ~ 50 раз медленнее, чем методы RS и WDSOD. Из рассмотренных методов наиболее легко реализуемыми являются методы RS и DFA, которые не требуют наличия специальных библиотек (например, расчета непрерывного и дискретного вейвлет-преобразований).

Заключение

Расчеты показали, что наиболее точные оценки параметра Херста в широком диапазоне значений, а также длин исследуемых сигналов дают следующие методы: анализ флуктуаций после исключения масштабно-зависимых трендов – Detrended Fluctuation Analysis (DFA); метод, основанный на дискретной производной второго порядка, адаптированный под дискретное вейвлет-преобразование – Wavelet Discrete Second-Order Derivative (WDSOD) и метод средних вейвлет-коэффициентов – Average Wavelet Coefficients/Components (AWC) для случая непрерывного преобразования с вейвлетом Морле. В целом метод AWC-CWT в ~ 5 , а DFA в ~ 50 раз медленнее, чем методы WDSOD и RS. Наиболее легко реализуемыми являются методы RS и DFA, причем последний позволяет выявить принадлежность исследуемого временного ряда к группе сигналов фрактального броуновского движения или фрактального гауссовского шума.

Исследование осуществлено в рамках выполнения государственного задания ИС РАН, тема № 78, а также частично поддержано грантом РФФИ 15-05-06857а.

4.2 Фрактальный анализ сейсмосигнала

На основе фрактального анализа сейсмограммы, выявлено, что сигнал характеризуется мультифрактальностью. Изменения фрактальных свойств сигнала позволяют определить момент прихода сейсмической волны. При наступлении сейсмического события меняются как значения, так и диапазон флуктуаций параметра Херста высокочастотного сейсмического шума.

В первой части отчета был проведен обзор различных методов оценки параметра Херста. В данной части рассмотрим в качестве примера сейсмический сигнал и попробуем выделить приход Р-волны исходя из геометрического смысла параметра Херста. На рисунке 4.5 представлена запись землетрясения 31.08.2015 с $K=9,6$ на станции СНМ сети KNET по HHZ-компоненте с частотой 100 Hz (горизонтальная ось – номер отсчета, вертикальная – скорость в нм/с). Участок А характеризуется относительно гладким видом по сравнению с участком непосредственного события (участок В), который выделяется от первого осцилляциями. Если пройти скользящим окном и рассчитать в этом окне параметр Херста, то первый участок (А) будет характеризоваться большими значениями параметра Херста, тогда как второй участок (В), более изрезанный, будет иметь диапазон H с меньшими значениями.

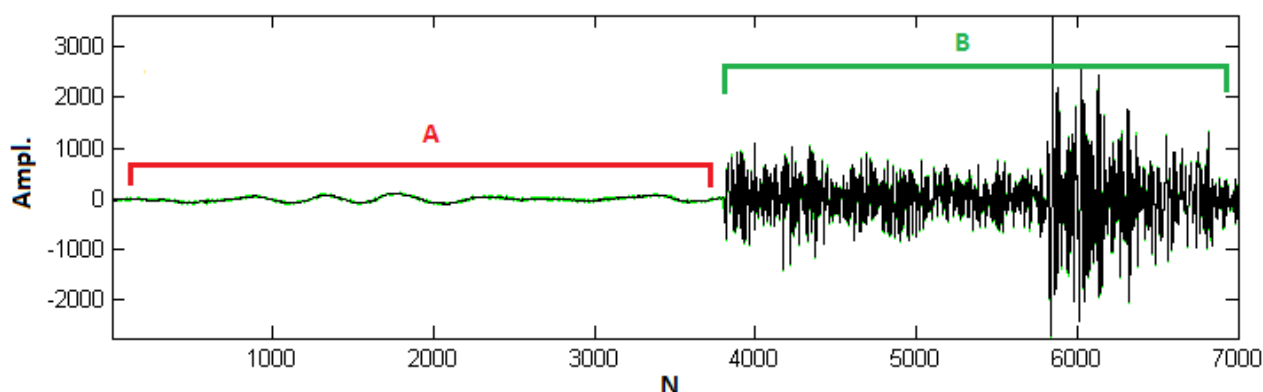


Рисунок 4.5 – Запись землетрясения 31.08.2015 с $K=9,6$ на станции СНМ сети KNET по HHZ-компоненте

Если рассматривать с точки зрения фрактальной размерности [32], то участок А будет иметь фрактальную размерность близкую к топологической ~ 1 , а участок В – близкую к 2. Для расчета фрактальной размерности D воспользуемся известным выражением:

$$D = 2 - H, \quad (4.1)$$

где H – параметр Херста, рассчитанный по одному из рассмотренных выше методов. На рисунке 4.6 изображен ход фрактальной размерности сейсмосигнала на рисунке 4.5, рассчитанный в окне шириной 128 отсчетов с помощью метода нормированного размаха.

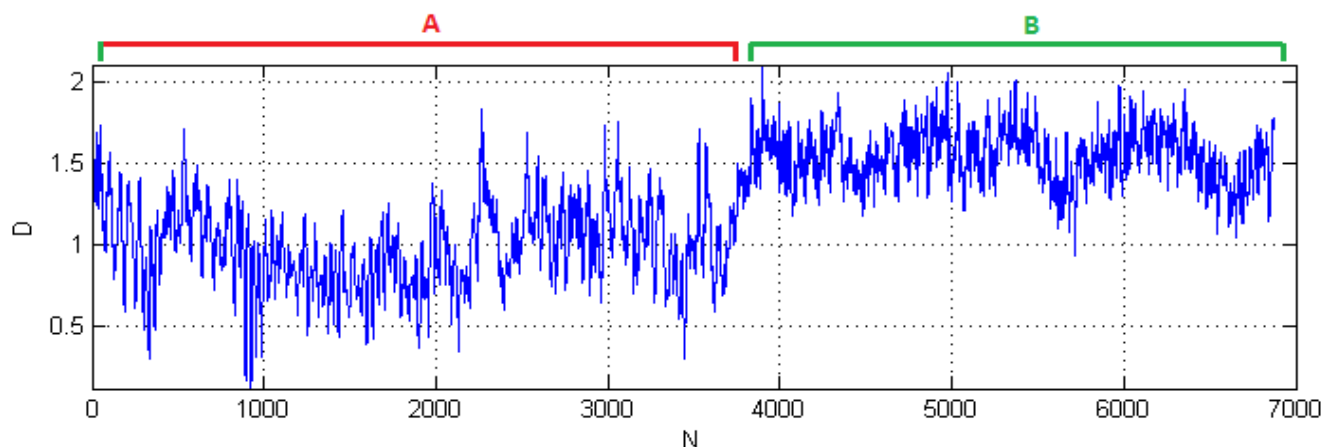


Рисунок 4.6 – Оценка фрактальной размерности исходного сейсмического сигнала в скользящем окне методом нормированного размаха

Как и предполагалось, участок А имеет более низкие значения фрактальной размерности, по сравнению с участком В. Значительные вариации фрактальной размерности на участке А, по сравнению с В, являются следствием присутствия низкоамплитудного шума, который делает его более изрезанным. Для придания участку А более «гладкого» вида необходимо отфильтровать шумовую компоненту. Для этой цели хорошо подходит пороговая нелинейная фильтрация с помощью дискретного вейвлет-преобразования [47]. Для этого делается предположение, что шум в

основном сосредоточен в вариациях на первом, самом высокочастотном уровне детализации, за исключением небольшого числа точек, в которых сконцентрированы высокочастотные особенности поведения полезного сигнала и которым, следовательно, соответствуют большие значения вейвлет-коэффициентов 1-го уровня [27, 48].

Параметры фильтрации: вейвлет – Добеши 6-порядка, количество уровней детализации – 6, алгоритм выбора порога фильтрации – универсальный (sqtwolog), на основе одиночной оценки шума по коэффициентам первого уровня декомпозиции. На рисунке 4.7 изображена часть участка А (N=1000-3000) исходного сейсмического сигнала и результат применения фильтрации высокочастотного шума.

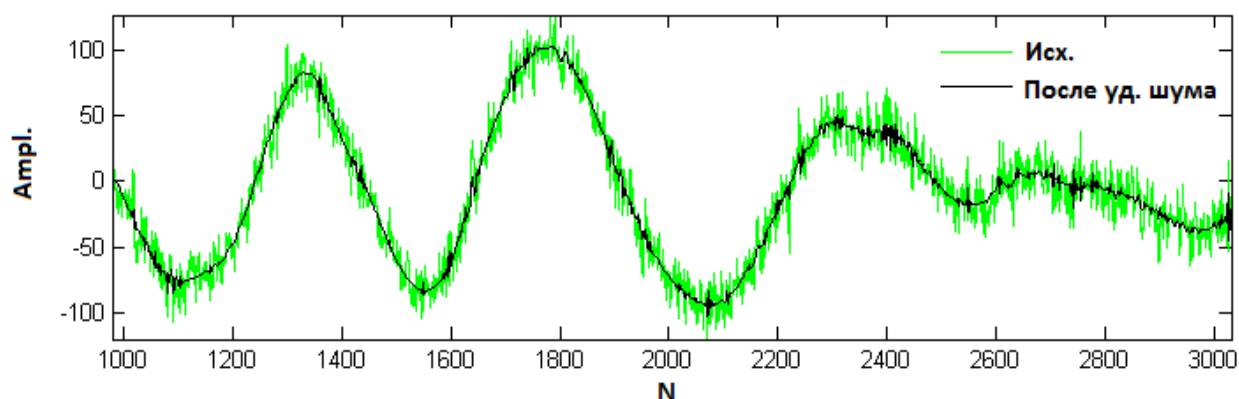


Рисунок 4.7 – Участок исходного сейсмического сигнала и результат применения пороговой нелинейной фильтрации высокочастотного шума на основе дискретного вейвлет-преобразования

Нужно отметить, что в данном случае достаточным оказалось применение так называемой «мягкой» фильтрации (soft thresholding), когда значения порога вычитались из коэффициентов, значения которых больше, чем сам порог [47]. Очевидно, что после того как участок А стал более гладким, значения фрактальной размерности будут более компактно группироваться вокруг значения 1, т.е. будут приближаться к значению своей топологической размерности. На рисунке 4.8 представлена оценка фрактальной размерности исследуемого сейсмосигнала после применения фильтрации высокочастотного шума.

Отметим, что в обоих случаях время прихода Р-волны выделяется довольно отчетливо. Однако этот метод, как и другие методы, основанные на вариации дисперсии, эксцесса и т.д., работает хорошо, когда полезный сигнал выделяется довольно хорошо на фоне сейсмического шума [38].

Временные ряды систем геофизического мониторинга, если из них вычленишь детерминированные циклические тренды сезонного характера и воздействие приливов, проявляют основные черты самоподобного поведения на различных временных масштабах [27], а именно: прямолинейный график спектра мощности в двойном логарифмическом масштабе, эффекты длительной памяти о прошлых состояниях и т.д. Положительное качество фрактального анализа –

его способность исследовать сигналы, которые с точки зрения ковариационной и спектральной теории не содержат никакой информации и являются «шумом», либо «белым», либо «цветным».

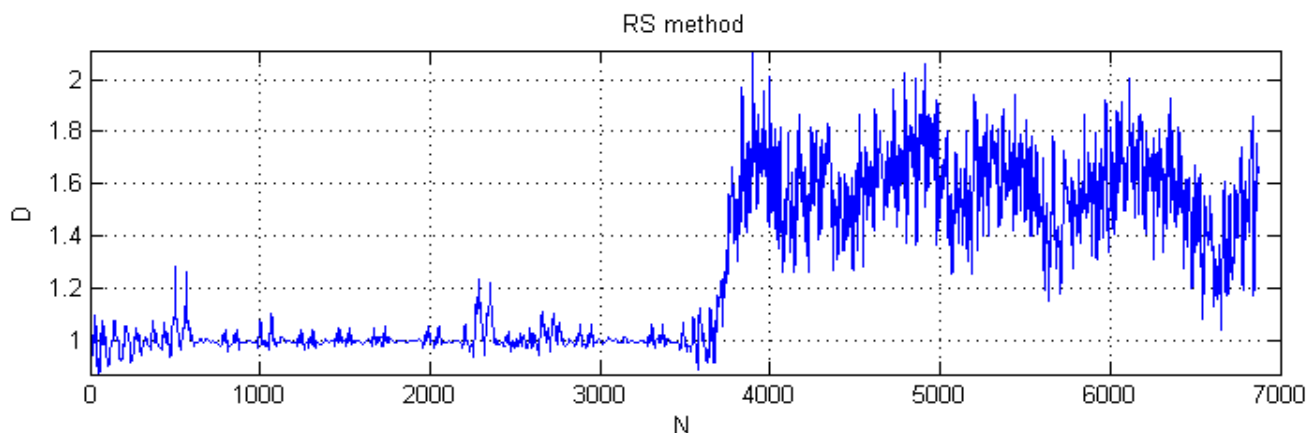


Рисунок 4.8 – Оценка фрактальной размерности отфильтрованного сейсмического сигнала в скользящем окне методом нормированного размаха

Известно, что шумовой сигнал, подчиняющийся степенному закону $1/f^b$, является самоафинным фракталом [32]. Такой сигнал (шум) можно описать с помощью фрактальной размерности или параметра Херста. Микросейсмический шум может нести в себе информацию об изменениях фрактальных свойств, происходящих в результате усиления сейсмической активности [26].

На рисунке 4.9 – шумовые компоненты, выделенные с помощью пороговой фильтрации на основе оценок порога методами 'rigrsure', 'sqtwolog' и 'minimax', и соответствующие им оценки параметра Херста методом WDSOD со скользящим окном 256 точек.

Из этих оценок следует несколько важных выводов. Во-первых, фоновая шумовая компонента (участок А) в целом дает меньшие значения параметра Херста по сравнению со значениями на участке прихода сейсмических волн. Увеличение значений параметра Херста (рост персистентности) на участке прихода сейсмической волны может быть результатом роста степени согласованности различных компонент сигнала. Во-вторых, необходимо отметить то, что наряду с увеличением значений параметра Херста одновременно происходит их более компактная группировка относительно некоторой средней величины, т.е. наблюдается переход с мультифрактального режима со значительными флуктуациями параметра Херста к монофрактальному режиму.

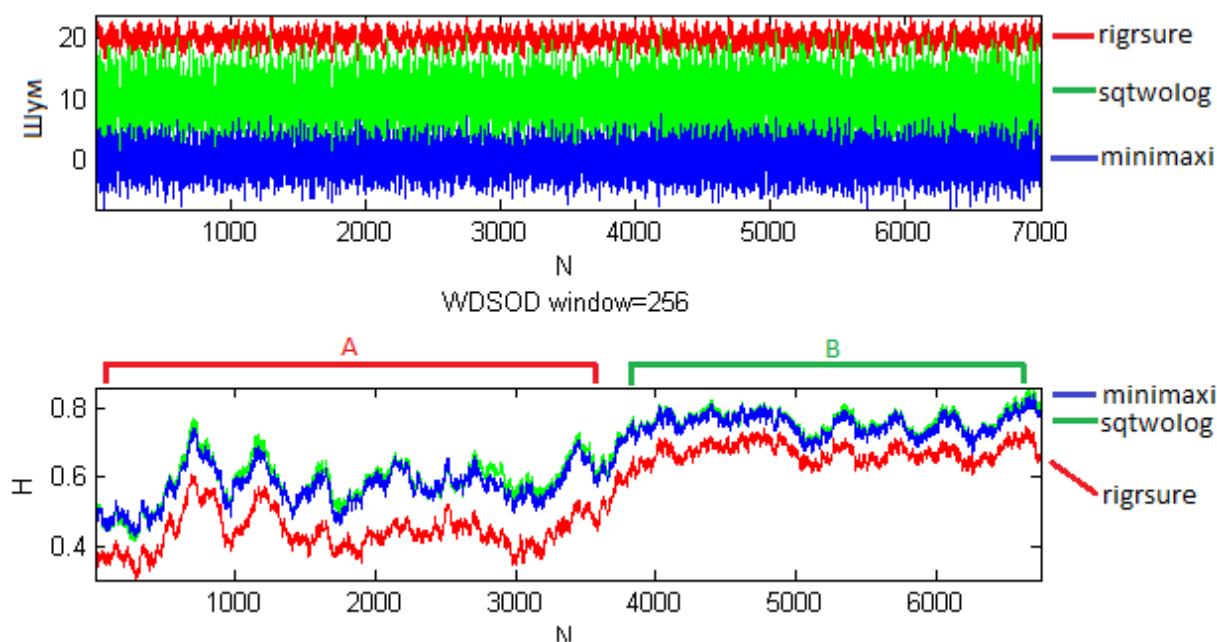


Рисунок 4.9 – Высоочастотный шум, полученный применением различных порогов нелинейной фильтрации и результат оценки параметра Херста этих шумовых сигналов методом WDSOD с шириной окна 256 отсчетов

На рисунке 4.10 приведены спектрограммы непрерывного вейвлет-преобразования высокочастотного сейсмического шума в исходном виде (верхний рисунок) и после преобразования в вид фрактального броуновского движения (нижний рисунок) с помощью вейвлета Морле.

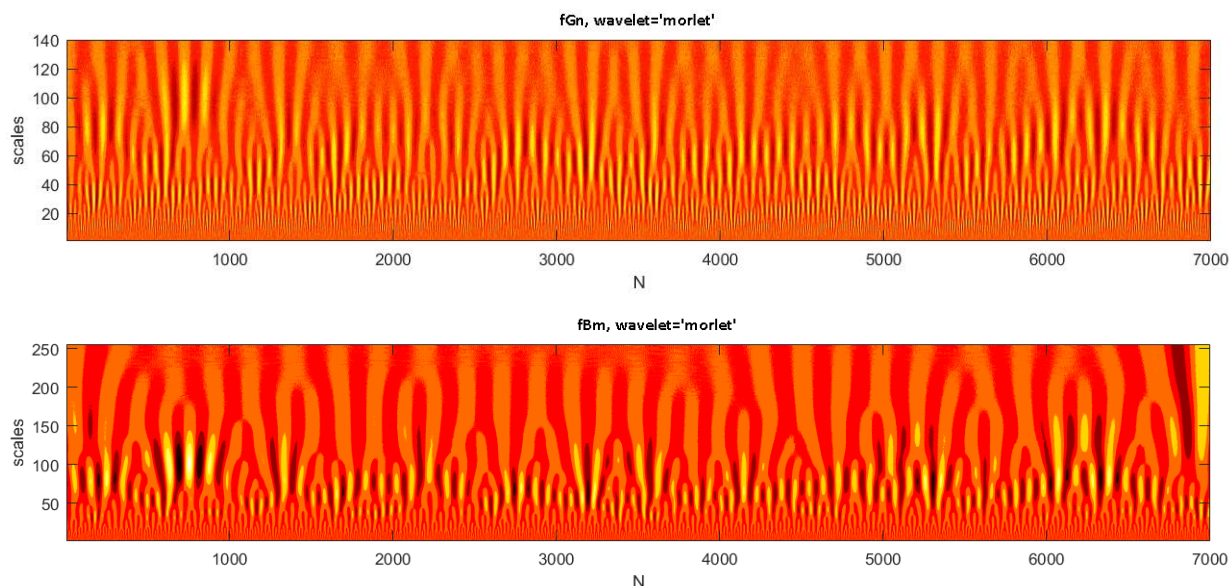


Рисунок 4.10 – Вейвлет-спектрограмма сейсмического шума в исходной форме (fGn) и в форме фрактального броуновского движения (fBm)

На рисунке 4.10 видно отсутствие какого-либо перехода в окрестности 3800-го отсчета, и в целом участок на спектрограмме, соответствующий участку А (0-3800), не отличается от участка В

(4000-7000). Как отмечалось ранее, представление шумового сигнала в виде фрактального броуновского шума дает более наглядное представление, что видно на нижней картине. Вейвлет-спектрограмма хорошо демонстрирует иерархическую структуру флуктуаций сигнала. Каждое дробление масштаба отмечено появлением в распределении коэффициентов характерных "вилочек" – раздвоением локальных максимумов, что отражает наличие степени самоподобия в сигнале [44].

Для участка А стандартное отклонение для всех типов выбора порога фильтрации равно ~ 0.06 , тогда как для участка В оно в два раза меньше (~ 0.03). Отмеченная особенность позволяет выделить участок с присутствием сейсмических волн на сигналах, где нет существенного увеличения параметра Херста по сравнению с участком фонового шума.

На рисунке 4.11 приведены расчетные кривые для методов RS, AWC-CWT и DFA, где угол наклона аппроксимационной линии и есть параметр Херста H . Из графиков видно, что данный ряд не может характеризоваться одним значением угла наклона, и на разных масштабах присутствует различная степень самоподобия.

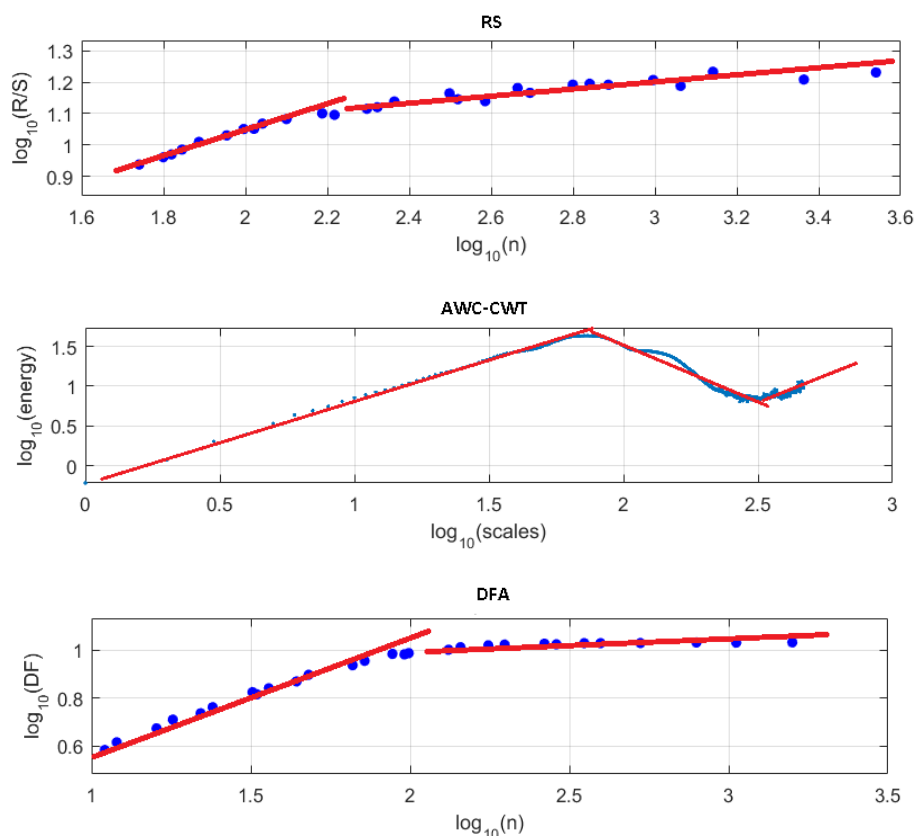


Рисунок 4.11 – К оценке параметра Херста сейсмического шума методами нормированного размаха (RS), средних вейвлет-коэффициентов (AWC-CWT) и методом анализа флуктуаций после исключения масштабно-зависимых трендов (DFA)

Отмеченные особенности требуют более детального дальнейшего исследования на основе мультифрактального анализа с рассмотрением таких характеристик, как верхняя и нижняя граница спектра сингулярности, обобщённый показатель Херста и ширина спектра сингулярности [27, 49].

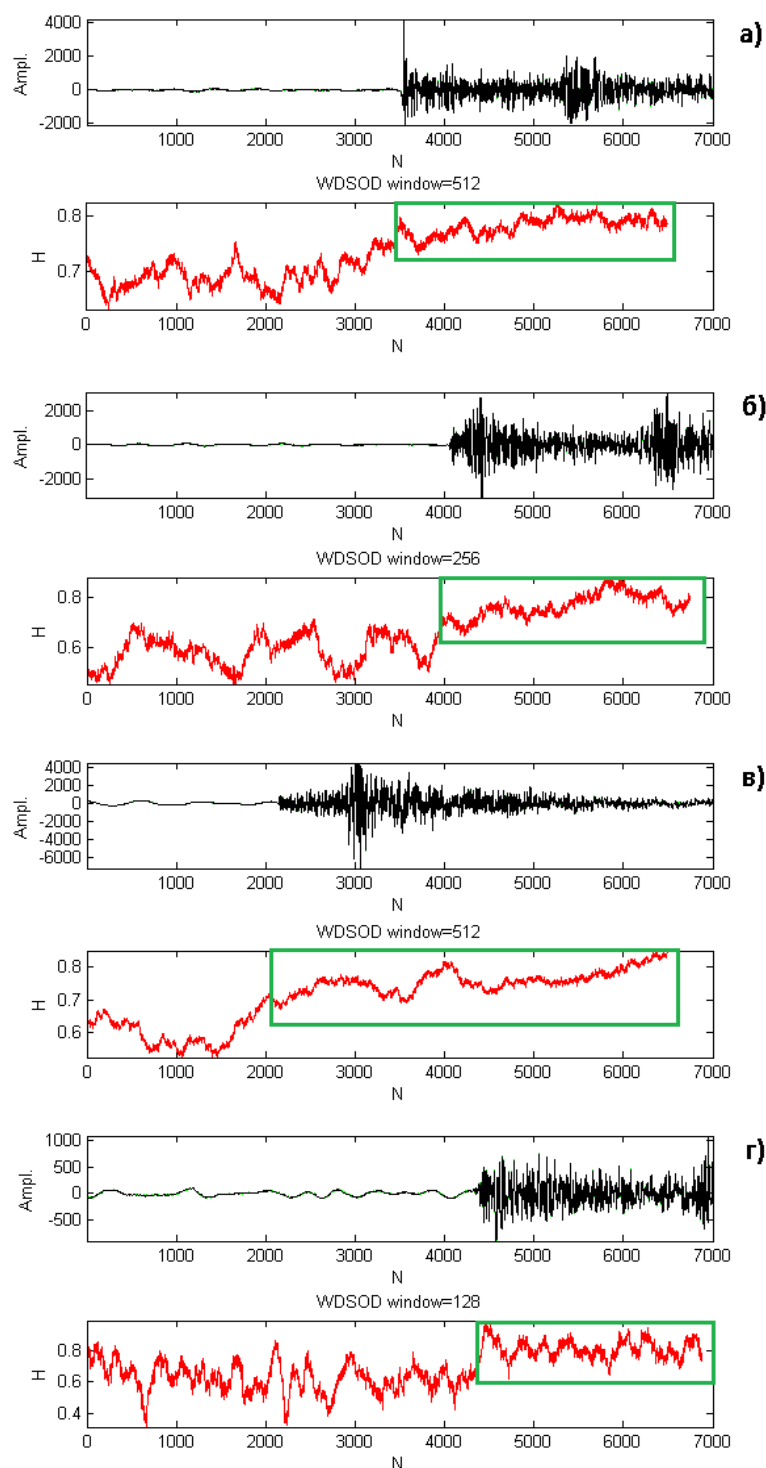


Рисунок 4.12 – Запись землетрясения 31.08.2015 с $K=9,6$ на станциях сети KNET по HHZ-компоненте: а – ААК; б – АМЛ; в – UCH; г – EKS2 и оценка параметра Херста высокочастотного шума методом WDSOD с различной шириной окна

На рисунке 4.12 приведена запись землетрясения 31.08.2015 с $K=9,6$ на станциях сети KNET по HHZ-компоненте: а – ААК; б – АМЛ; в – UCH; г – ЕКС2 и соответствующие оценки параметра Херста сейсмического шума методом WDSOD. В качестве метода выбора порога фильтрации выбран метод sqtwolog.

Поведение оценок параметра Херста высокочастотных шумов сейсмограмм на этих кривых показало уменьшение флуктуаций при наличии сейсмических волн (значение среднеквадратичного отклонения уменьшается почти вдвое) и рост самих значений относительно фонового участка.

Заключение

Проверка геометрической трактовки параметра Херста на примере задачи определения прихода первичной волны (P-wave) на сейсмограмме методом нормированного размаха (Rescaled Range Analysis) (RS) показала, что участок, указывающий на присутствие сейсмических волн (участок В), отражается ростом фрактальной размерности (D) по отношению к участку фонового сейсмического шума (участок А). Исключение высокочастотного шума из сейсмограммы методами нелинейной пороговой фильтрации с помощью дискретного вейвлет-преобразования делает более четким переход от гладкого и более регулярного участка А, характеризуемого фрактальной размерностью $D \approx 1$, к участку В, для которого характерны более высокие значения фрактальной размерности со значительными вариациями $D \approx 1.1 - 1.2$.

Спектрограммы непрерывного вейвлет-преобразования сейсмического шума, преобразованного в вид фрактального броуновского движения, показали наличие фрактальной структуры, но не смогли выделить на временной шкале участки А и В. Оценка параметра Херста в скользящем окне с использованием метода WDSOD показала наличие перехода от фонового участка к участку сейсмических волн ростом значений параметра Херста и уменьшением его флуктуаций на этом участке. Сокращение почти вдвое среднеквадратичного отклонения вариаций параметра Херста может свидетельствовать о переходе от мультифрактального к более согласованному, монофрактальному режиму. Наличие мультифрактальности также показывают участки с различными углами наклона на расчетных кривых методов RS, DFA и AWC-CWT. Таким образом, выявлено, что выделенный высокочастотный сейсмический шум несет в себе скрытую информацию о структурировании шумов на участках прихода сейсмических волн. Полученная информация требует дальнейшего исследования этих сигналов на основе мультифрактального подхода, а именно анализа обобщённого показателя Херста и ширины спектра сингулярности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Hypoellipse: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters, Magnitude, and First-Motion Pattern (Unix version 2.5) August 1993. By John C. Lahr, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. <http://jclahr/science/hypoellipse/contents.html>
- 2 Paul A. Reasenberг and David Oppenheimer FPFIT, FPPLLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaing earthquake fault-plane solutions. U.S. Geological Servey 345 Middlefield Road Menlo Park. California Open-File Report. No.85-739.
- 3 Пузырев, Н.Н. Методы сейсмических исследований / Н.Н. Пузырев. - Новосибирск: Наука, 1992. - 236 с.
- 4 Аки, К. Количественная сейсмология / К. Аки, П. Ричардс. Т. 1. - М.: Мир, 1983. - 520 с.
- 5 Фридман, А.М. О связи глобальной и локальной сейсмической активности / А.М. Фридман, В.Д. Брагин // Физика Земли. - 2005. - № 9. - С. 54-57.
- 6 О выявлении трех компонент в сейсмической активности Земли / Н.Н. Горькавый, Л.С. Левицкий, Т.А. Тайдакова, А.М. Фридман и др. // Физика Земли. -1994. - № 10. - С. 23-32.
- 7 Горькавый, Н.Н. О глобальной составляющей сейсмического процесса и ее связи с наблюдаемыми особенностями вращения Земли / Н.Н. Горькавый, Ю.А. Трапезников, А.М. Фридман // Докл. РАН. - 1994. - Т. 338, № 4. - С. 525-527.
- 8 Брагин, В.Д. Изучение вариаций анизотропии электрического сопротивления в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона /В.Д. Брагин, В.А. Мухамадеева // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сборник материалов четвертого международного симпозиума 15-20 июня 2008 года. Москва-Бишкек. 2009. С. 74-84.
- 9 Сурков, В.В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах / В.В. Сурков. - М.: МИФИ, 2000. - С. 237, 448.
- 10 Френкель, Я.И. К теории сейсмических и сейсмoeлектрических явлений во влажной почве / Я.И. Френкель // Изв. АН СССР. Сер. географ и геофиз. - 1944. - Т. 8, № 4. - С. 133-150.
- 11 Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). - М.: Научный мир, 2005.
- 12 Брагин, В.Д. Электромагнитные исследования эффектов, обусловленных мощным промышленным взрывом в районе Нарынского каскада гидроэлектростанций (Камбарата) / В.Д. Брагин // Вестник КРСУ. - 2011. - Т. 11, № 4. - С. 46-53.
- 13 Брагин, В.Д. Гармонический анализ вариаций полного вектора Т геомагнитного поля и связь компонент с сейсмической активностью Северного Тянь-Шаня / В.Д. Брагин, Е.В.

Воронцова // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: материалы Пятого межд. симп. (Бишкек, 2011 г.). – Бишкек, 2012. - С. 244-250.

14 Сычев, В.Н. О триггерном влиянии электромагнитных импульсов на слабую сейсмичность в связи с проблемой разрядки избыточных тектонических напряжений [Текст] / В.Н. Сычев, А. А. Авагимов, Л.М. Богомолов, В. А. Зейгарник, Н.А. Сычева // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. - Новосибирск: изд-во СО РАН, 2008. - С.179-188.

15 Sychev, V.N Correlation properties of weak seismicity at Bishkek geodynamic test site in relevance to active monitoring problem [Text] / V.N. Sychev, A.A. Avagimov, L.M. Bogomolov, N.A. Sycheva, A.S. Zakupin // Вестник КРСУ. - 2006. – Т. 6, № 3. - С .79-86.

16 Сычев, В.Н. О проявлениях электростимулированных вариаций сейсмичности и возможных механизмах влияния электромагнитных импульсов [Текст] / В.Н. Сычев, Л.М. Богомолов, Н.А. Сычева // Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений. Сб. Докл 5- межд.конф. Отв. ред. Б.М. Шевцов, В.В. Богданов. - Петропавловск- Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2010. – С. 448-451.

17 Сычев, В.Н. О синхронизации вариаций сейсмической активности на территории Северного Тянь-Шаня с режимом электромагнитных зондирований земной коры / В.Н. Сычев, Л.М. Богомолов, Н.А. Сычева, Б.В. Боровский [Текст] // Геодинамика и напряженное состояние земных недр. Труды научной конференции с участием иностранных ученых. - Новосибирск: Изд. Института горного дела СО РАН, 2010. – С. 83-90.

18 Богомолов, Л.М. Структура акустических и электромагнитных эмиссионных сигналов при одноосном сжатии образцов горных пород [Текст] / Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев, Б.Ц. Манжиков, П.В. Ильичев // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 2, № 10. - С. 1690-1696.

19 Манжиков, Б.Ц. Связь между накоплением микротрещин и макродеформацией при одноосном сжатии горных пород [Текст] / Б.Ц. Манжиков, В.А. Мансуров, В.С. Куксенко, В.Н. Савельев // В сб.: Физика и механика разрушения горных пород, под ред. Ставрогина А.Н. - Фрунзе. Илим, 1983. - С. 77-84.

20 Bogomolov, L.M. Acoustic emissions response of rocks to electric power action as seismic –electric effect manifestation [Text] / L.M. Bogomolov, V.N. Sychev, P.V. Il'ichev, V.I. Okunev, A.S. Zakupin // Annals of Geophysics. - 2004. - V.47, No 1. - P. 65-72.

21 Ибрагимов, И. М. Цветные камни Киргизии [Текст] / И. М. Ибрагимов, В. Ф. Малышев, В. Н. Михайлев //Фрунзе: Кыргызстан, 1986. - 96 с.

22 Габбро // Горная энциклопедия. Издательство БСЭ. 1984-1990. – Режим доступа - : <http://www.mining-enc.ru/g/gabbro/> – Загл. с экрана.

23 Ernest, D.D. Schmidt. Linear Displacement - Linear Variable Differential Transformers - LVDTs, Schaevitz Sensors. / Ernest D.D. Schmidt. <http://www.schaevitz.com>

- 24 Ramon, Pallas-Areny Sensors and Signal Conditioning /Pallas-Areny Ramon, G. Webster John. John Wiley. - New York. 1991.
- 25 Turcotte, D. L. Fractals and chaos in geology and geophysics [Text] / D. L. Turcotte. – New York: Cambridge University Press, 1997. – 398 p.
- 26 Cao, M.-S. A Method of Detecting Seismic Singularities Using Combined Wavelet with Fractal [Text] / M.-S. Cao, Q.-W. Ren, H.-H. Wang et al. // Chinese J. Geophys. – 2005. – Vol. 48, № 3. – P. 740–749.
- 27 Любушин, А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга [Текст] / А.А. Любушин. – М: Наука, 2007. – 227 с.
- 28 Goltz, C. Fractal and chaotic properties of earthquakes [Text] / C. Goltz. – London: Springer, 1998. – 195 p.
- 29 Gadre, V. M. Wavelets and fractals in earth system sciences [Text] / V. M. Gadre, V. M. Dimri, E. Chandrasekhar. – Boca Raton, FL: Taylor & Francis, 2014. – 286 p.
- 30 Nath, S. K. Detection of seismic reflections from seismic attributes through fractal analysis [Text] / S. K. Nath, P. Dewangan // Geophys Prospect. – 2002. – Vol. 50, № 3. – P. 341–360.
- 31 Mandelbrot, B. B. The fractal geometry of nature [Text] / B. B. Mandelbrot. – Oxford: Freeman, 1982. – 468 p.
- 32 Feder, J. Fractals [Text] / J. Feder. – London: Springer, 1988. – 284 p.
- 33 Malamud, B. D. Self-Affine Time Series: Generation and Analyses. [Text] / B. D. Malamud, D. L. Turcotte // Advances in Geophysics. Long-Range Persistence in Geophysical Time Series: Elsevier. – 1999. – P. 1–90.
- 34 Srivastava, R. P. Stochastic inversion of prestack seismic data using fractal-based initial models [Text] / R. P. Srivastava, M. K. Sen // Geophysics. – 2010. – Vol. 75, № 3. – P. R47-R59.
- 35 Hurst, H. E. Long-term storage: An experimental study [Text] / H. E. Hurst, R. P. Black, Y. M. Simaika. – London: Constable, 1965. – 145 p.
- 36 Weron, R. Estimating long-range dependence: Finite sample properties and confidence intervals [Text] / R. Weron // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications. – 2002. – Vol. 312, № 1-2. – P. 285–299.
- 37 Чен, Б. Оценка параметра Херста по наклону энергетического спектра на основе вейвлет-преобразования [Текст] / Б. Чен, С. Имашев // Вестник КРСУ. – 2007. – Т. 7, № 8. – С. 65–75.
- 38 Padhy, S. Rescaled range fractal analysis of a seismogram for identification of signals from an earthquake [Text] / S. Padhy // Current Science. – 2004. – Vol. 87, № 5. – P. 637–641.
- 39 Simonsen, I. Determination of the Hurst exponent by use of wavelet transforms [Text] / I. Simonsen, A. Hansen, O. M. Nes // Phys. Rev. E. – 1998. – Vol. 58, № 3. – P. 2779–2787.

- 40 Peng, C.-K. Mosaic organization of DNA nucleotides [Text] / C.-K. Peng, S. V. Buldyrev, S. Havlin et al. // *Phys. Rev. E.* – 1994. – Vol. 49, № 2. – P. 1685–1689.
- 41 Kantelhardt, J. W. Detecting long-range correlations with detrended fluctuation analysis [Text] / J. W. Kantelhardt, E. Koscielny-Bunde, H. H. Rego, S. Havlin, A. Bunde // *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications.* – 2001. – Vol. 295, № 3-4. – P. 441–454.
- 42 Istas, J. Quadratic variations and estimation of the local Hölder index of a Gaussian process [Text] / J. Istas, G. Lang // *Annales de l'Institut Henri Poincaré (B) Probability and Statistics.* – 1997. – Vol. 33, № 4. – P. 407–436.
- 43 Jiménez, A. Testing the persistence in earthquake catalogs: The Iberian Peninsula [Text] / A. Jiménez, K. F. Tiampo, S. Levin, A. M. Posadas // *Europhys. Lett.* – 2006. – Vol. 73, № 2. – P. 171–177.
- 44 Abry, P. Self-similarity and long-range dependence through the wavelet lens [Text] / P. Abry, P. Flandrin, M. S. Taqqu, D. Veitch // *Theory and applications of long-range dependence.* – 2003. – P. 527–556.
- 45 Abry, P. The Wavelet-Based Synthesis for Fractional Brownian Motion Proposed by F. Sellan and Y. Meyer: Remarks and Fast Implementation [Text] / P. Abry, F. Sellan // *Applied and Computational Harmonic Analysis.* – 1996. – Vol. 3, № 4. – P. 377–383.
- 46 Seuront, L. Fractals and multifractals in ecology and aquatic science [Text] / L. Seuront. – London: Taylor & Francis, 2010. – 360 p.
- 47 Mallat, S. G. A wavelet tour of signal processing: The sparse way [Text] / S. G. Mallat. – Boston: Elsevier/Academic Press, 2009. – 805 p.
- 48 Donoho, D. l. Ideal spatial adaptation by wavelet shrinkage [Text] / D. l. Donoho, J. M. Johnstone // *Biometrika.* – 1994. – Vol. 81, № 3. – P. 425–455.
- 49 Sheng, H. Fractional Processes and Fractional-Order Signal Processing [Text] / H. Sheng, Y. Chen, T. Qiu. – London: Springer, 2012. – 295 p.