

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК В Г. БИШКЕКЕ (НС РАН)

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

XI МЕЖДУНАРОДНАЯ
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА

МАТЕРИАЛЫ ДОКЛАДОВ
УЧАСТНИКОВ ИЗ КИРГИЗСКОЙ РЕСПУБЛИКИ

12 - 16 сентября 2016г.
г. Чолпон - Ата



Бишкек - 2016

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке
Federal State Budgetary Institution of Science
Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

**XI Международная сейсмологическая школа
Материалы докладов участников из Киргизской Республики**

MODERN METHODS OF PROCESSING AND INTERPRETATION OF SEISMOLOGICAL DATA

**XI International Seismological Workshop
Papers of participants from the Kyrgyz Republic**



Bishkek
Бишкек
2016

УДК 550.3
ББК 26.21
C56

C56 Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: XI Международная сейсмологическая школа. Мат. докл. участников из Киргизской Республики / Отв. ред. А.К. Рыбин. – Бишкек: НС РАН, 2016. – 164 с.

ISBN 978-9967-12-619-0

Редакционная коллегия

Д-р физ.-мат. наук А.К. Рыбин (отв. ред.), канд. геол.-мин. наук Е.А. Баталева, канд. физ.-мат. наук Н.А. Сычева, О.Б. Забиякова (техн. ред.)

Сборник составлен по материалам докладов XI Международной сейсмологической школы «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных», которая была проведена в г. Чолпон-Ата (Киргизская Республика) Геофизической службой РАН совместно с Научной станцией РАН в г. Бишкеке в сентябре 2016 года. В данный сборник включены работы учёных Киргизской Республики из следующих организаций: Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Институт сейсмологии Национальной академии наук Киргизской Республики, Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли. Тематика работ охватывает современное состояние и результаты геодинамических и сейсмологических наблюдений в Центральной Азии. Сборник может быть полезен специалистам, занимающимся исследованиями в области наук о Земле. В сборник помещены тексты докладов в авторской редакции.

Проведение XI Международной сейсмологической школы осуществлялось при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, Проект № 16-05-20600.

C56 Modern methods of seismological data processing and interpretation: XI International Seismological Workshop. Papers of participants from the Kyrgyz Republic / Executive Editor A. K. Rybin. – Bishkek: RS RAS, 2016. – 164 p.

The Book contains the materials of reports submitted at the XI International Seismological Workshop “Modern methods of processing and interpretation of seismological data” which was hold in Cholpon-Ata (Kyrgyz Republic) by the Geophysical Service of RAS in concert with Research Station RAS in Bishkek in September 2016. This Book of reports comprises the works of scientists from the following organizations of the Kyrgyz Republic: Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city, Institute of Seismology of the National Academy of Sciences of the Kyrgyz Republic, Central-Asian Institute for Applied Geosciences. Subjects of works covers state of the art and results of geodynamical and seismological observations in Central Asia. The Book contains texts of reports in author's edition

The XI International Seismological Workshop was hold with the support of the Russian Foundation for Basic Research, Project № 16-05-20600.

Утверждено к печати
Ученым советом ФГБУН Научной станции РАН в г.
Бишкеке

УДК 550.3
ББК 26.21

C 1803020000-16
ISBN 978-9967-12-619-0

© Федеральное государственное бюджетное
учреждение науки Научная станция Российской
академии наук в г. Бишкеке
© Коллектив авторов, 2016

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ, ПРОВОДИМЫЕ НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА

Абдрахматов К.Е., Берёзина А.В., Першина Е.В.
Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. В статье представлены основные этапы развития системы сейсмического мониторинга Института сейсмологии НАН КР, особенности используемых сейсмических сетей и оценка качества их работы.

Ключевые слова: сейсмический мониторинг, землетрясение, магнитуда, сейсмостанция, эпицентр, сейсмическая сеть, сейсмический шум, сейсмичность.

Abstract. The basic stages of development of system of seismic monitoring of Institute of seismology NAS KR, the features of seismic networks used for data processing in Kyrgyz NDC and the estimation of quality of their operation are presented in the paper.

Keywords: seismic monitoring, earthquake, magnitude, seismic station, the epicenter, seismic network, seismic noise, seismicity.

Введение. Институт сейсмологии НАН КР (ИС НАН КР) (создан в 1975 г.) - ведущая научная организация в составе Национальной Академии наук Кыргызской Республики, изучающая сейсмические явления на территории страны и проводящая фундаментальные и прикладные исследования по проблеме обеспечения сейсмической безопасности республики. ИС НАН КР выполняет функции Национальной сейсмологической службы Кыргызской Республики и участвует в разработке нормативных документов по сейсмостойкому строительству и законов, направленных на защиту населения и территорий от природных катастроф. Институт имеет статус Координационного центра по сбору и обработке данных по землетрясениям Центральной Азии, составлению карт сейсмического районирования, является представителем Кыргызской Республики на экспертном уровне Организации Договора о Всеобъемлющем Запрещении Ядерных Испытаний (ОДВЗЯИ (СТВТО)) и соучредителем Международного Геодинамического центра (IRC-GPG) – Бишкекский прогностический полигон [1].

Накопленный опыт позволили Институту выделить следующие приоритетные направления:

- сейсмический мониторинг;
- вероятностная оценка сейсмической опасности и сейсмического риска территории КР, населённых пунктов и площадок строительства объектов различного назначения; определении параметров сейсмических воздействий на грунты и сооружения (цель – построение карт сейсмического микрорайонирования, сейсмического риска, разработка СНиПов);

- разработка и реализация рационального комплекса методов прогноза сильных землетрясений (цель – построение карт вероятной сейсмической опасности территории КР на определённые периоды времени и выделение наиболее сейсмоопасных районов и участков - зон РОЗ).

Сейсмический мониторинг. Географически Кыргызстан расположен в пределах Тянь-Шаньского орогена, который на современном этапе характеризуется активной тектонической деятельностью, проявляющейся, в том числе и в высоком уровне сейсмической активности (диаграмма 1). Ежегодно здесь регистрируется в среднем около 8 тысяч землетрясений (рисунок 1), около 200 из которых являются ощутимыми.

Кроме того, следует отметить, что на территории Кыргызстана периодически происходят сильные разрушительные землетрясения. Так только за последние, приблизительно 120 лет, здесь произошли три землетрясения с магнитудой $M \geq 8.0$, девять – с магнитудой $M \geq 7$. В связи с этим, сейсмический мониторинг был и остаётся одной из самых актуальных задач для Республики, имеющее как научное, так и прикладное значение. Полученные при этом корректные исходные данные и их научный анализ являются основой для оценки сейсмической опасности исследуемой территории и, как следствие, планирования соответствующих превентивных мер, тем более, что очаговые зоны сильных, разрушительных землетрясений (Беловодское, 1885 г. ($M=6.9$, $I_0=9-10$ баллов), Кеминское, 1911 г. ($M=8.2$, $I_0=10-11$ баллов), Суусамырское, 1992 г. ($M=7.3$, $I_0=9-10$ баллов)) проходили и проходят через наиболее густонаселённые районы, включая столицу Кыргызстана – г. Бишкек.

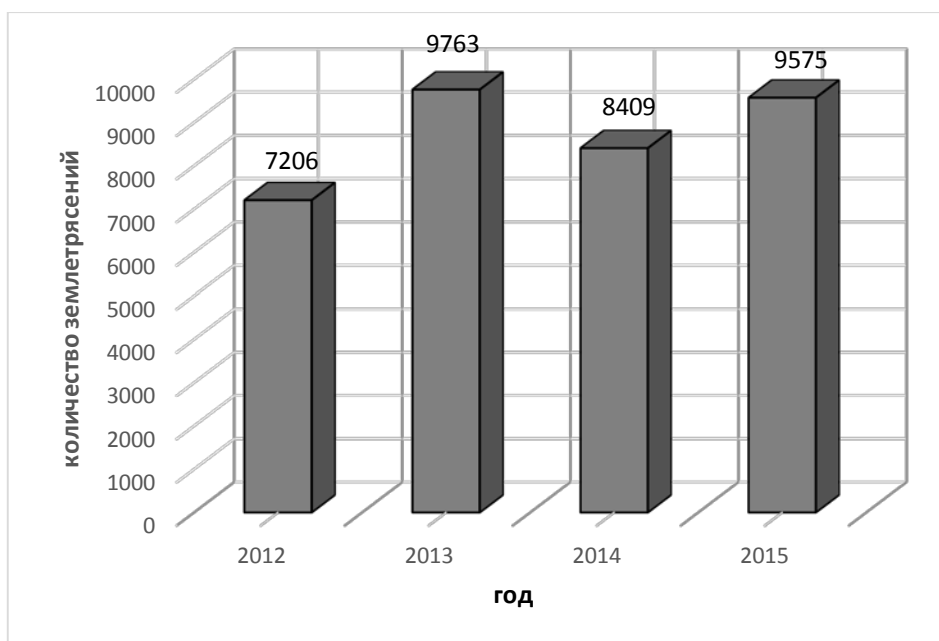


Диаграмма 1. Количество землетрясений за период с 2012 по 2015 гг.

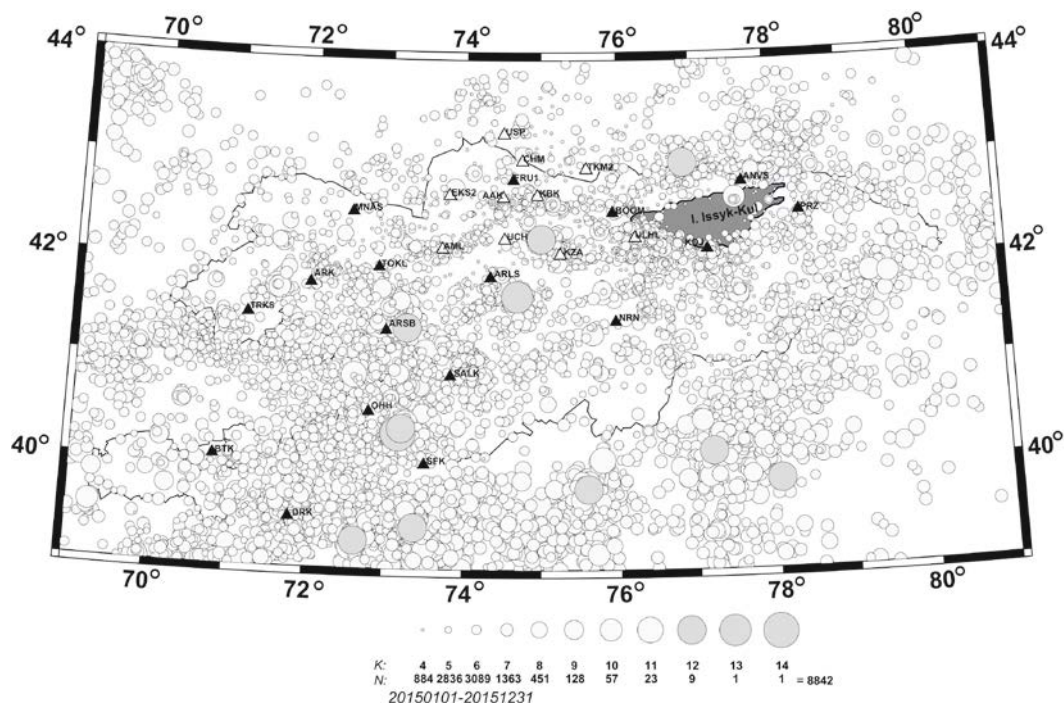


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Кыргызстана с $K \geq 4.0$ за 2015 г. ($N = 8842$).

Инструментальные наблюдения за сейсмичностью на территории Кыргызстана ведутся с 1927 г. - с момента открытия первой сейсмической станции «Фрунзе» («Бишкек»), где был установлен сейсмограф с прямой оптической регистрацией, разработанный П.М. Никифоровым. В 1950 году начали свою работу пункты наблюдений «Нарын», «Пржевальск» и «Рыбачье». Станции «Фрунзе», «Нарын» и «Пржевальск» были включены в сеть ЕССН СССР (Единая Система Сейсмических Наблюдений СССР) и на них дополнительно были установлены широкополосные приборы СКД.

В 1969 году в Кыргызстане начинается создание собственной региональной сети, которое было завершено к середине 80-х годов. Сеть состояла из 34 стационарных станций, равномерно распределённых по территории Кыргызстана (рисунок 2). На всех станциях была установлена стандартная аппаратура Кирноса СКМ-3 с увеличением 20000 и СКД с увеличением 1000. Кроме стационарных станций на территории Кыргызстана в разные периоды времени организовывались временные локальные сети, которые, в зависимости от поставленных задач, размещались на небольших территориях в целях оценки сейсмической опасности, для исследования афтершоковых зон сильных землетрясений и т.д. [7].

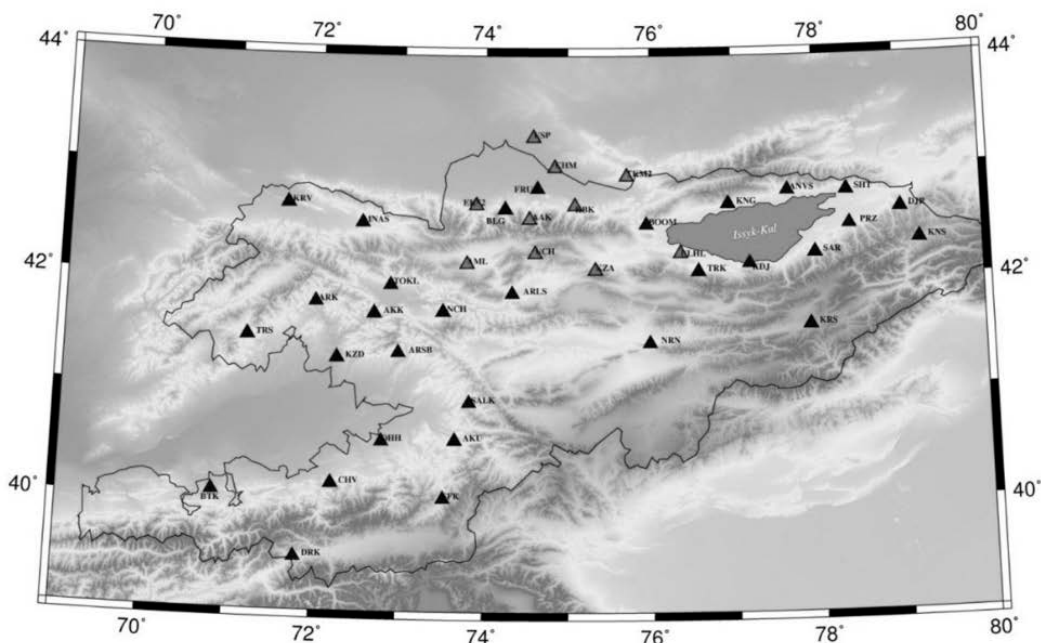


Рис. 2. Сеть аналоговых станций ИС НАН КР.

В 1990 г., благодаря содействию Консорциума IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology, США), на территории Республики была установлена первая цифровая сейсмическая станция «Ала-Арча» (ААК). В 1991 году на территории Чуйской впадины и её горного обрамления (так называемый Бишкекский прогностический полигон) были установлены десять цифровых станций с телеметрической системой передачи данных в режиме реального времени в центры сбора и обработки данных в г. Бишкек (Кыргызстан) и г. Сан-Диего (Калифорния, США). Эта первая сеть цифровых станций на территории Кыргызстана известна мировому сейсмологическому сообществу как KNET (Kyrgyzstan Telemetered Network). Эффективное функционирование сети KNET и обработку полученных материалов по данной сети обеспечивают совместные усилия специалистов Научной станции РАН и Института сейсмологии НАН КР [2]. Благодаря тщательному выбору места расположения станций с точки зрения геологии и характеристик сейсмического шума, все станции данной сети системы являются высокочувствительными как к локальным, так и региональным событиям (рисунок 3 (а)).

В 2007 году, в рамках сотрудничества Организации Договора о Всеобъемлющем Запрещении Ядерных Испытаний (ОДВЗЯИ (СТВТО)), Сейсмологическая Служба Норвегии, NOR SAR, при поддержке Министерства Иностранных Дел Норвегии предоставила Институту сейсмологии НАН КР 10 цифровых широкополосных станций, большая часть которых была установлена в южной части Кыргызстана, характеризующейся повышенной сейсмической активностью. В 2009 г. новая сеть станций была зарегистрирована в Международной Федерации Цифровых Сейсмографических Сетей (FDSN) как KRNЕT (Kyrgyz Republic Digital Network). На данный момент сеть KRNЕT состоит из 17 цифровых широкополосных сейсмических станций (рисунок 4), из которых данные 14 станций в реальном времени передаются в IRIS/DMC (www.iris.edu) (диаграмма 2) [3].

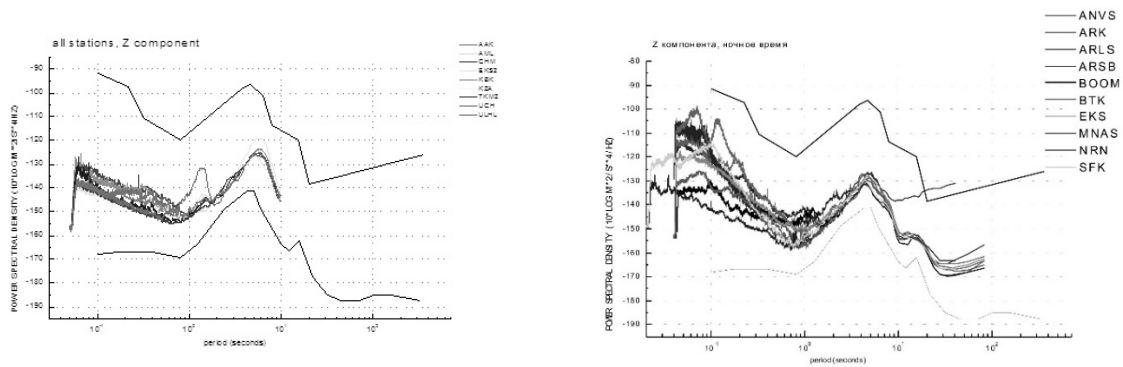


Рис. 3. Спектральная плотность сейсмического шума (ночное время) по данным станций: (а) сети KNET; (б) сети KRNET.

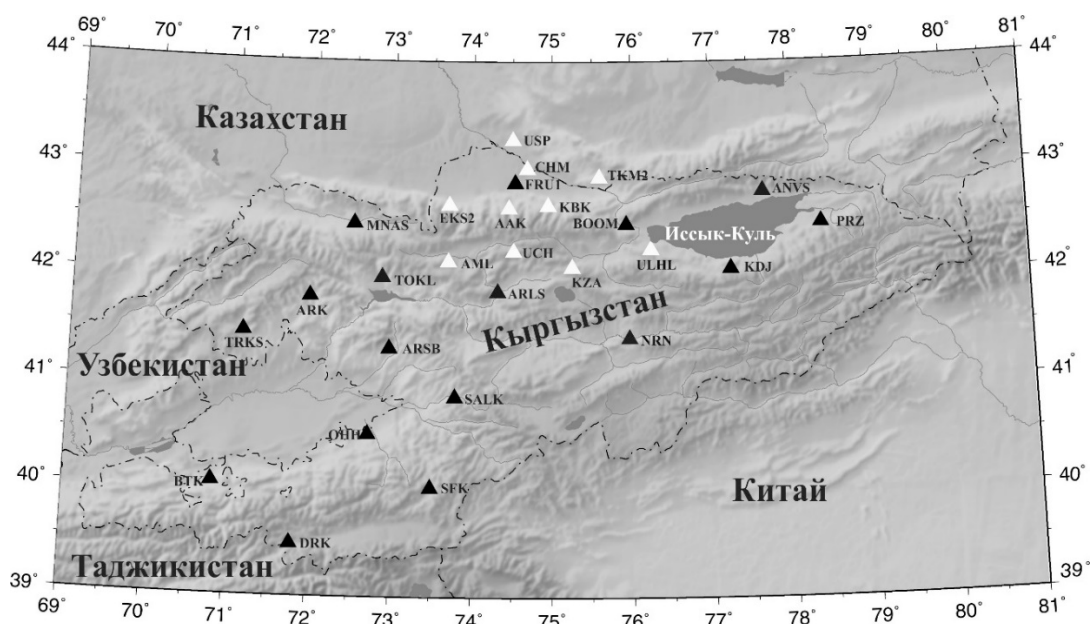


Рис. 4. Карта расположения сейсмических станций (чёрные треугольники – сеть KRNET (ИС НАН КР), белые - сеть KNET (ИС РАН).

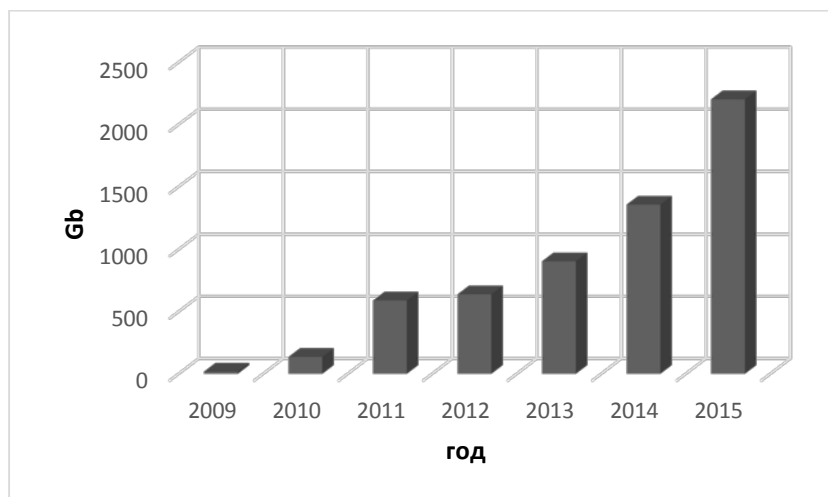


Диаграмма 2. Объём скачиваемых в FDSN данных сети KRNET в гигабайтах (Gb).

Следует отметить, что для проведения научных исследований с использованием новых данных необходимо было провести предварительный анализ качества работы новых цифровых сейсмических станций, оценку чувствительности сети (KRNET) и т.д. Изучение динамических характеристик сейсмического шума является необходимым этапом в проведении подобных исследований, так как оно позволяет вести мониторинг состояния регистрирующей аппаратуры, обеспечивает выявление изменений, связанных с аппаратурными сбоями, и своевременное устранение неполадок. На уровень сейсмического шума существенным образом влияют условия размещения аппаратуры, геологическая характеристика пород фундамента, наличие антропогенных помех, а так же природные факторы: естественная сейсмичность, реки, крупные озера и так далее.

Структура микросейсмических помех изучалась путём построения спектров плотности сейсмического шума по трём компонентам всех станций KRNET. В результате проведённого анализа по своим характеристикам станции сети KRNET подразделены на три группы [4].

Так станции, установленные на осадочных породах в больших городах Бишкек, Ош, Баткен обладают высоким уровнем сейсмического шума, близким к верхнеуровневой модели Петерсона. Для этих станций наблюдается большая разница между дневным и ночным шумом, достигающая 10 дБ. Безусловно, эти станции уступают по чувствительности и дальности регистрации, установленным на коренных породах, вдали от населённых пунктов станциям. Однако станции, расположенные в крупных городах, чрезвычайно важны для изучения сейсмического режима больших городов и позволяют быстро реагировать на ощутимые в этих городах землетрясения [6].

Другая группа станций «Ананьево», «Арал», «Эркин-Сай» имеет среднюю чувствительность, разница между дневным и ночным уровнем сейсмического шума достигает 5 дБ, кроме того станция «Ананьево» расположена вблизи озера Иссык-Куль и на характеристики сейсмического шума в большой степени влияют его штормовые микросейсм.

Уровень сейсмического шума для станций «Арсланбоб», «Боом», «Суфи-Курган» «Нарын» и «Манас» в рабочем диапазоне периодов является близким к нижнеуровневой модели Петерсона. Разница уровня сейсмического шума в дневное и ночное время несущественна.

На рисунке 3 (б) приведена для сравнения спектральная плотность сейсмического шума по Z-компоненте для разных станций сети KRNET для ночного времени суток. Видно, что самый низкий уровень сейсмических шумов наблюдается на станции «Манас», что определяет её высокую эффективность для сейсмического мониторинга. В целом, для большинства станций сети, кроме уставленных на осадочных породах в больших городах (Бишкек, Ош, Баткен), характерен низкий уровень шумов, близкий к нижнеуровневой модели Петерсона [5].

Таким образом, практически все станции сети KRNET также являются высокочувствительными как к локальным, так и региональным событиям. К тому же новые станции вместе со станциями сети KNET, расположенными на севере и северо-западе Республики, обеспечили хорошее покрытие территории и позволили значительно улучшить точность локализации сейсмических событий региона. Это позволяет успешно

использовать эту сеть в рамках национального и международного мониторинга землетрясений.

Выводы. Территория Кыргызстана характеризуется высокой сейсмичностью. Здесь происходили, происходят и будут происходить землетрясения, в том числе и катастрофические, поэтому оценка сейсмической опасности является крайне важной задачей для нашей республики. Корректный сейсмический мониторинг даёт основание для более адекватного и оперативного реагирования на произошедшие сейсмические катастрофы, а также осуществлять превентивные меры по предотвращению и снижению ущерба от природных катастроф.

Литература

1. Абдрахматов К.Е. Институт сейсмологии – «приручить» землетрясения (к 60-летию Национальной Академии наук КР) // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2014. № 3. С. 7-12, <http://www.seismo.kg>
2. Берёзина А.В., Брагин В.Д., Никитенко Т.В., Першина Е.В., Рыбин А.К., Мозолева Е.Л. Мониторинг текущей сейсмической активности территории Бишкекского геодинамического полигона: новые данные // Наука и новые технологии. 2012. № 9. С. 58–65.
3. Абдрахматов К.Е., Берёзина А.В. Развитие сейсмического мониторинга в Кыргызстане // Вестник НЯЦ РК. 2010. Вып. 3. С. 17-22.
4. Берёзина А.В., Соколова И.Н., Мозолева Е.Л., Никитенко Т.В., Рагульская А.К. Изучение динамических характеристик сейсмического шума по данным сети KRNET // Вестник НЯЦ РК. 2012. Вып. 1. С. 16-27.
5. Peterson Jon. Observation and Modeling of Seismic Background Noise. Open-File Report 93-322. Albuquerque. New Mexico. 1993. 42 p.
6. Соколова И.Н., Михайлова Н.Н. О характеристиках сейсмического шума на периодах, близких к 1.7 с, по данным станций Северного Тянь-Шаня // Вестник НЯЦ РК. 2008. Вып. 1. С. 48-53.
7. Кальметьева З.А., Чеховская Р.А. Сейсмический мониторинг Тянь-Шаня по данным аналоговой сети и возможность использования данных IMS и NDC // Вестник НЯЦ РК. 2007. Вып. 2. С. 108-111.

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Баталев В.Ю., Баталева Е.А.

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. Работа посвящена развитию методики и оценке перспектив магнитотеллурического мониторинга, в основу которого положен анализ вариаций электромагнитных параметров по различным азимутам. Основное внимание уделяется развитию новых направлений и поиску механизмов взаимосвязи между деформационными процессами и вариациями электромагнитных параметров. Для сопоставления частотно-временных рядов электромагнитных параметров с гравитационными приливными воздействиями в различных геолого-тектонических условиях предлагается новый способ представления результатов в виде корреляционных полярных диаграмм. На основе анализа поведения электромагнитного и гравитационного полей в сопоставлении с геолого-тектоническим строением пунктов мониторинга оценивается их тензочувствительность.

Ключевые слова: вариации кажущегося электросопротивления, магнитотеллурический мониторинг, геоэлектрическая модель, тензочувствительные зоны.

Abstract. Work is devoted to the development of technique and assessment of magnetotelluric monitoring prospects, which based on analysis of electromagnetic parameters variations in various azimuths. The main attention is paid to development of new directions and search of mechanisms of interaction between the deformation processes and variations of electromagnetic parameters. For comparison of time-and-frequency sequences of electromagnetic parameters with gravitational tidal influences in various geological and tectonic conditions, the new way of results representation in the form of correlation polar plots is offered. Based on the analysis of electromagnetic and gravitational fields behavior in comparison with geological and tectonic structure of monitoring points their strain-sensitivity is assessed.

Keywords: variations of apparent resistivity, magnetotelluric monitoring, geoelectric model, strain-sensitive zones.

Круг геолого-геофизических задач, решаемых с помощью магнитотеллурического зондирования (МТЗ), необычайно широк и закономерно увеличивается. Этот глубинный геофизический метод позволяет увидеть разнообразие структур и закономерности распределения электропроводности Земли, а в случае использования различных модификаций метода и подходов к интерпретации данных получить детальные сведения о разрезе вплоть до его вещественного состава [1,2]. Аномалии электропроводности можно рассматривать как зоны особых геодинамических условий и физического состояния соответствующих блоков земной коры. Что касается природы коровых

аномалий, то в настоящий момент рассматриваются две основных концепции – флюидная и электропроводящая. В основе флюидной природы лежит дегидратация горных пород и существование в средней - нижней коре связанных систем поровых пространств, которые заполнены минерализованными растворами, выделенными из кристаллических решеток минералов, слагающих горные породы.

Флюидной природой аномалий электропроводности объясняется и успехи метода МТЗ в исследовании активных разломных структур и подвижных контактов крупных блоковых систем, к которым зачастую приурочены очаги землетрясений [3-7]. Необходимо отметить и такие возможности метода МТЗ как определение зон динамического влияния активных разломов, как возможных сейсмогенерирующих зон, и локализация этих структур, в том случае, если они скрыты под достаточно мощной толщей осадочных пород. Это обстоятельство обосновывает идею изучения динамики изменений электромагнитных параметров геологической среды на основе сопоставления вариаций, полученных в разные моменты времени, то есть идею, лежащую в основе электромагнитного мониторинга. Взаимосвязь временных изменений параметров строения геологической среды обусловлена наличием и мобильностью флюидной компоненты.

С.В. Гольдин считал, что к сильным землетрясениям приводит крупномасштабное хрупкое разрушение земной коры [8], которое может служить предметом прогнозных исследований для электромагнитных методов.

В последние двенадцать лет Научной станцией РАН достаточно активно ведется разработка новых методов геофизического мониторинга напряженно-деформированного состояния геологической среды, ориентированных на краткосрочный прогноз землетрясений. В рамках этих работ на нескольких пунктах Бишкекского геодинамического полигона (41,5–43,5° с.ш., 73–77° в.д.) в настоящее время проводятся непрерывные и режимные измерения естественного электромагнитного поля. Также проводится ряд временных измерений (экспериментов) других видов геофизических наблюдений – зондирование становлением поля, GPS-наблюдения, а также сейсмический мониторинг, выполняемый с помощью цифровой сети KNET.

Основу аппаратного комплекса измерительных пунктов (рис. 1) составляют станции Феникс MTU-5D, регистрация данных осуществляется в круглосуточном режиме в интервале периодов 0,01-1000 с.

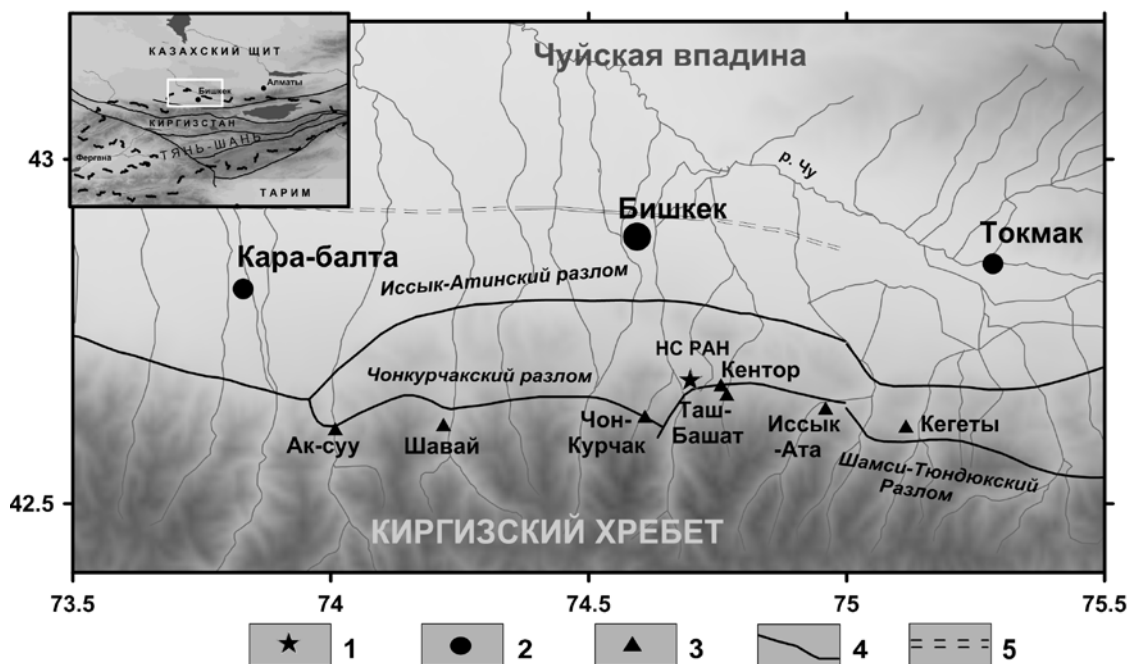


Рис. 1 Схема территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП). 1 – Научная станция РАН; 2 – населённые пункты; 3 – стационарные пункты ЭМ-мониторинга; 4 – основные разломы; 5 – Центрально-Чуйская флексурно-разрывная зона.

В исследованиях, связанных с развитием принципиально новой методики азимутального магнитотеллурического мониторинга, (Рис. 2) рассматривались временные ряды вариаций для электромагнитных параметров среды по азимутам $0^\circ - 180^\circ$ в зависимости от периода зондирования [9-13]. Такой формат представления данных обеспечивал рассмотрение на одном графике зависимостей вариаций компонент тензора импеданса сразу от трёх параметров - времени, периода зондирования и азимута.

Оценка точности выполняемых процедур производилась с использованием контрольных зондирований двумя станциями Феникс MTU-5D в одном пункте наблюдения (рис.3). Электрические диполи измерительных установок были установлены параллельно друг другу с небольшим смещением, синхронизация зондирований осуществлялась по GPS-часам. Среднее квадратичное отклонение от среднего вариаций кажущегося сопротивления для азимутов - $0^\circ-180^\circ$ составляло не более $1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (0.5%) для периодов в интервале 0.1-2.5 с и до $4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ (2%) на периодах до 100 с [9].

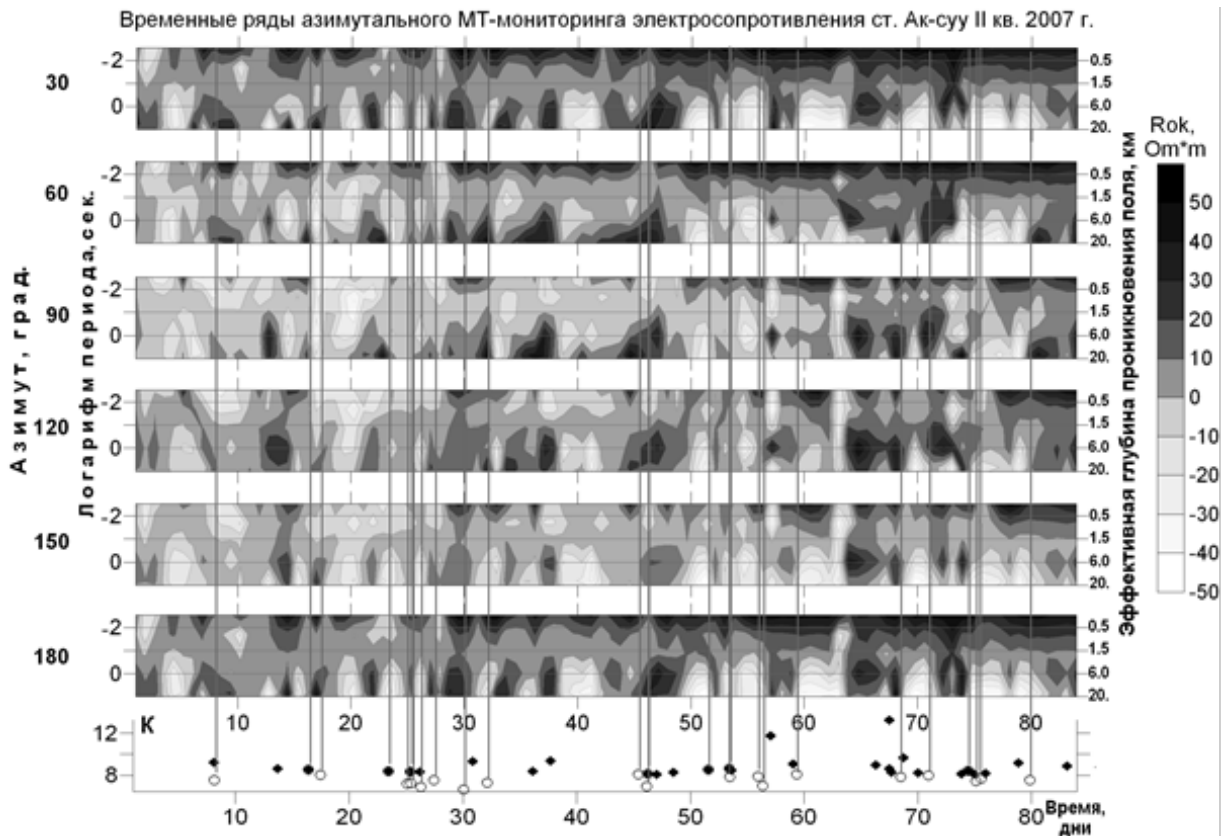


Рис. 2. Частотно-временные ряды азимутального МТ-мониторинга по данным станции Ак-Суу в сопоставлении с сейсмичностью за апрель, май, июнь 2007 г. на территории в радиусе до 100 км - кружки, в радиусе более 100 км – ромбики.

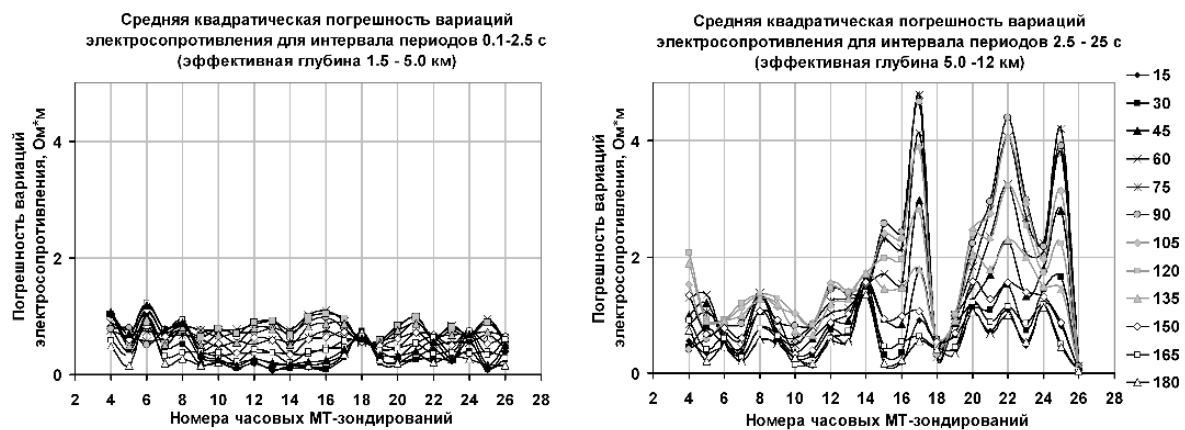


Рис. 3. Распределение среднеквадратического отклонения от среднего для ориентированных кривых вариаций электропроводности между двумя станциями Phoenix MTU-5D №1571 и №1918.

Корреляционные связи между приливными воздействиями и изменениями электромагнитных параметров, которые служат критерием оценки тензочувствительности пункта зондирования, представлялись в виде прямоугольных

диаграмм (Рис.4) распределения коэффициентов корреляции в зависимости от периода МТ-зондирования и азимута [9-13].

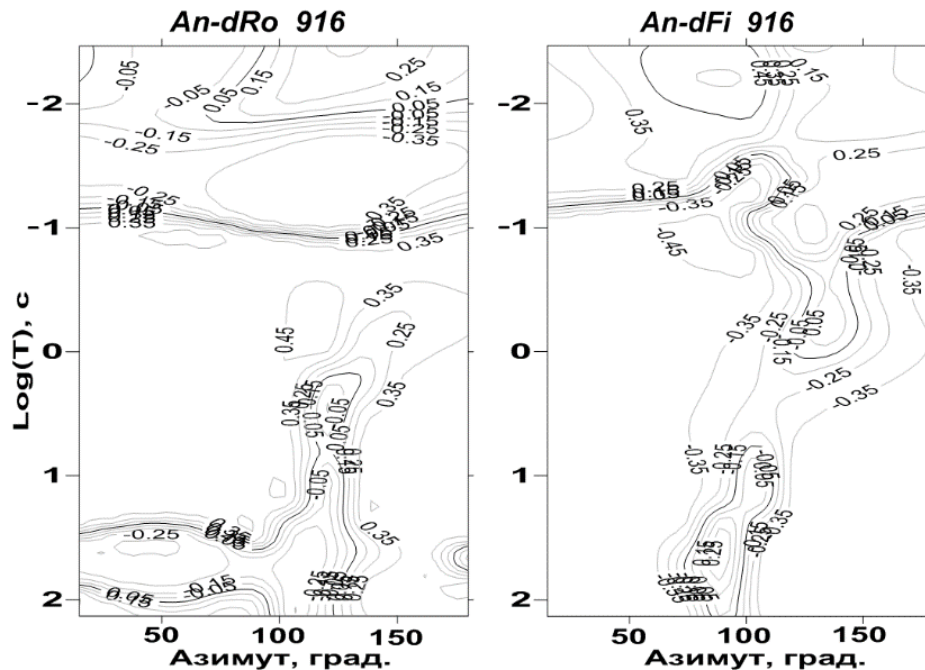


Рис. 4 Диаграммы корреляции временных рядов кажущегося сопротивления R_o и фазы импеданса F_i с вертикальной компонентой лунно-солнечных приливных воздействий A_n .

Одним из перспективных подходов для дальнейшего развития МТ-мониторинга является анализ полученных результатов на основе корреляционных полярных диаграмм (рис.5), где ось азимутов соответствует углу пересчета компонент тензора импеданса, по оси радиусов откладывается корень из периода МТ-зондирования, значения коэффициентов корреляции показаны цветом или в изолиниях. Для оценки тензочувствительности участков мини-полигона Кентор (рис. 1) рассматривались корреляционные диаграммы следующих временных рядов: вариаций кажущегося сопротивления, фаз импеданса, компонент тензора импеданса (ReZ_{xx} , ImZ_{xx} , ReZ_{xy} , ImZ_{xy}) в сопоставлении с временными рядами лунно-солнечных приливов и изменениями длин базовых линий (рис. 5).

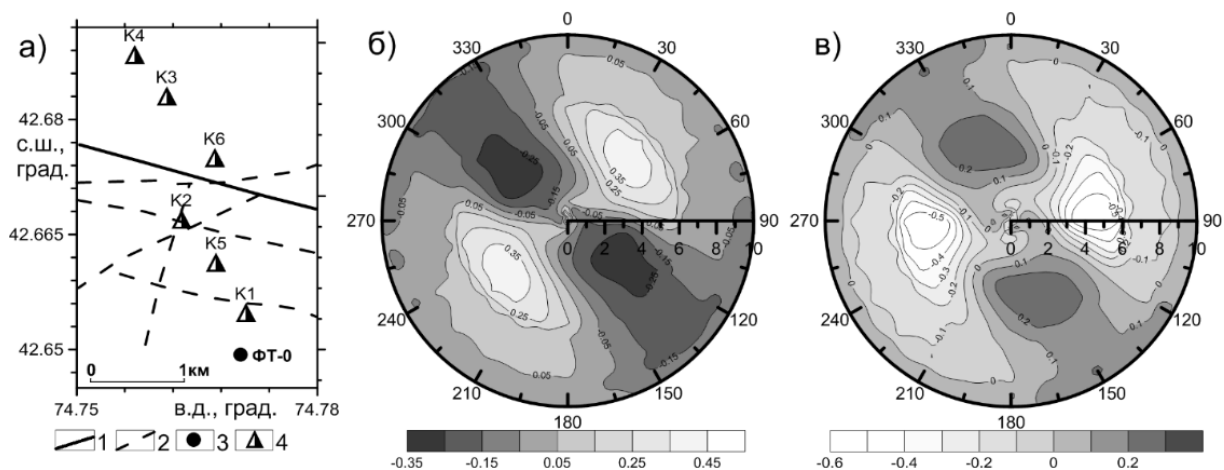


Рис. 5. Корреляционные полярные диаграммы для участка миниполигона Кентор:
а) – схема расположения пунктов мониторинга и разломы: 1 – Шамсинский региональный разлом, 2 – локальные разломы, 3 – пункт МТ-мониторинга, 4 – пункты светодальномерных наблюдений. Корреляционные диаграммы для вариаций кажущегося сопротивления (dR_0) в пункте ФТ-0 и: б) – северной компонентой лунно-солнечных приливных воздействий (Δv), в) – изменений длин базовых линий между пунктами К5 и К2 по результатам светодальномерных наблюдений, описание диаграмм дано в тексте.

Методы GPS/ГЛОНАСС позиционирования широко используются Научной станцией РАН для определения горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности, обусловленных геодинамическими процессами, техногенными деформациями и другими причинами. Как показывает более чем 25 летний опыт применения GPS/ГЛОНАСС и лазерных светодальномерных технологий в геодинамике, многолетние наблюдения обеспечивают точность определения горизонтальных смещений и их среднегодовых скоростей на уровне первых миллиметров, а в ряде случаев и лучше. Точность определения вертикальных смещений несколько хуже. Очевидно, что оценка точности и достоверности определения горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности чрезвычайно важны для правильной интерпретации результатов мониторинговых наблюдений. В связи с чем, в 2014 году был проведен эксперимент, который заключался в единовременной регистрации изменений длин базовых линий (светодальномерные наблюдения) и вариаций электромагнитных параметров (МТ мониторинг), результатом которого стал вывод о высокой корреляции приливных гравитационных воздействий с вариациями указанных параметров.

Опыт построения корреляционных полярных диаграмм для разных геолого-тектонических условий, показывает, что в большинстве случаев значения коэффициентов корреляции для различных кластеров в пределах одной полярной диаграммы меняют знак (рис 6). То есть в зависимости от азимута и периода зондирования наблюдается как прямая, так и обратная корреляция. Этот факт указывает на то, что тензочувствительность сильно зависит от азимута и периода (глубины зондирования). Направление осей корреляционных полярных диаграмм (вытянутость кластеров) соответствует простиранию разломных структур на рассматриваемых участках геологических карт (рис 6).

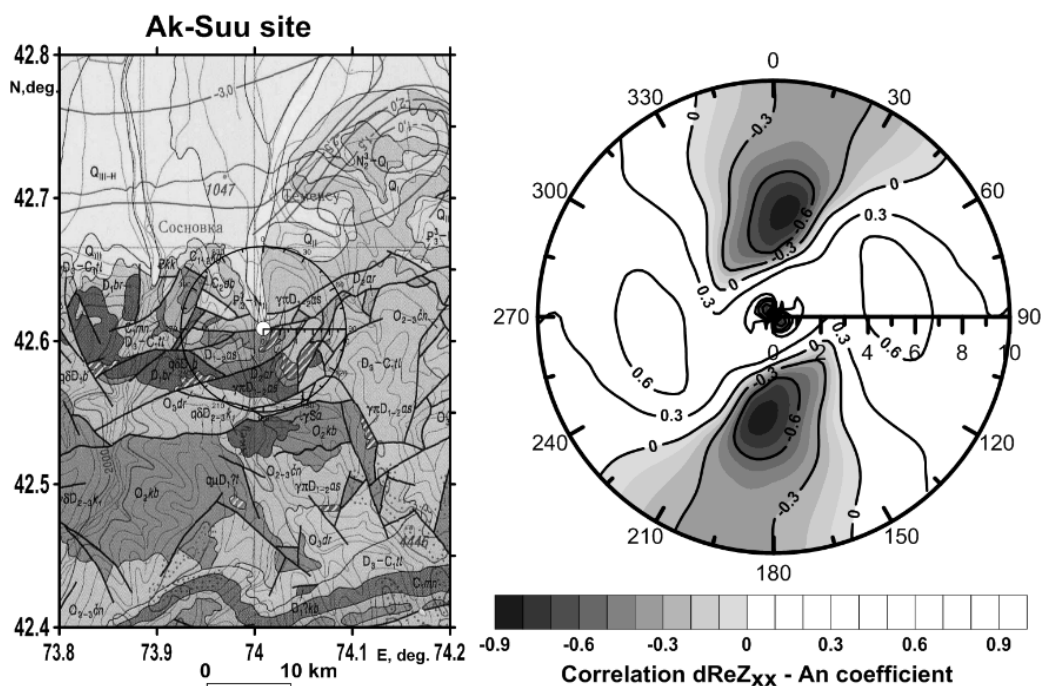


Рис. 6. Корреляционная полярная диаграмма для реальной части дополнительного импеданса и вертикальной компоненты лунно-солнечных приливных воздействий, значения коэффициентов корреляции показаны цветом, по оси радиусов полярной диаграммы отложены значения корня квадратного из периода зондирования. Слева фрагмент геологической карты Киргизии. Белым кружком показано положение перманентного пункта Ак-Суу.

Анализ поведения дополнительных импедансов, характеризующих степень геоэлектрической неоднородности среды, результаты которого показаны на рисунке 7 позволил (на примере данных с мини-полигона Кентор) определить их роль для оценки тензочувствительности пунктов наблюдения. На рисунке 7 показано распределение значений коэффициентов корреляции временных рядов вариаций реальных и мнимых компонент основных и дополнительных импедансов с временными рядами изменений длин базовых линий и лунно-солнечных приливов для пункта наблюдения ФТ-0. В работе [14-16] в качестве основной причины изменений активного электросопротивления в геологической среде, рассматривалось перераспределение флюидов в порово-трещинном пространстве горных пород в связи с деформационными процессами. Вероятно, этот механизм в формировании вариаций электросопротивления не является единственным. Попробуем рассмотреть механизм формирования вариаций активной и реактивной составляющих электросопротивления. Для этого впервые был выполнен корреляционный анализ реальных и мнимых частей компонент тензора импеданса (рис. 7) с характеристиками деформаций дневной поверхности: лунно-солнечными приливами и изменениями длин базовых геодезических линий. Оценка вклада каждой составляющей электросопротивления (активной и реактивной) в формирование вариаций электропроводности весьма актуальна для развития методики

магнитотеллурического мониторинга. При этом особое внимание должно уделяться роли и информативности дополнительных импедансов в выявлении тензочувствительных зон.

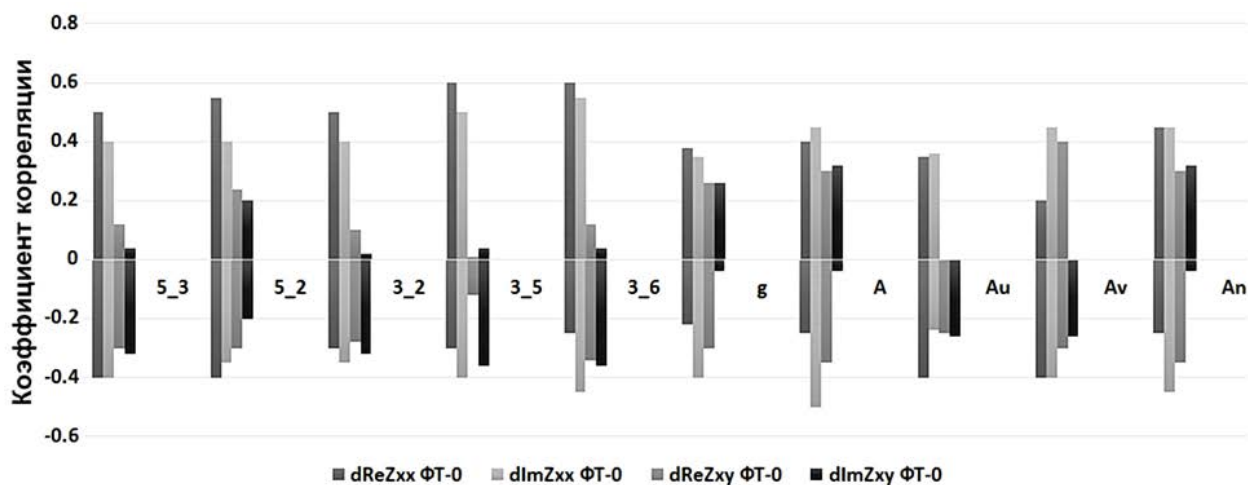


Рис. 7. Диаграммы коэффициентов корреляции между вариациями реальной $dReZ_{xx}$ и мнимой $dImZ_{xx}$ частями дополнительного импеданса, реальной $dReZ_{xy}$ и мнимой $dImZ_{xy}$ частями основного импеданса с изменениями длин базовых линий, цифрами обозначены номера пунктов (рис. 5а), между которыми измерялось расстояние и приливными воздействиями (g – горизонтальная компонента, A – полный вектор, Au –восток-запад, Av – север-юг, An – вертикальная компонента)

Очевидно, что значения коэффициентов корреляции между временными рядами мнимых частей импедансов и временными рядами приливных воздействий и деформаций, соизмеримы с таковыми для реальных частей импедансов. Этот факт свидетельствует о том, что вариации реактивной составляющей электросопротивления, связанные с изменениями ёмкостных (и возможно индуктивных) характеристик массивов горных пород в естественном залегании при деформационных процессах, реагируют на приливные воздействия и деформации также, как и вариации активной составляющей электросопротивления (рис. 7).

Перспективным подходом для дальнейшего развития МТ-мониторинга является анализ реальных и мнимых частей компонент тензора импеданса методом импедансной спектроскопии [16,17]. С помощью этого метода возможна оценка сопротивлений, емкостей и индуктивностей в эквивалентных схемах, аппроксимирующих характеристики среды (рис. 8).

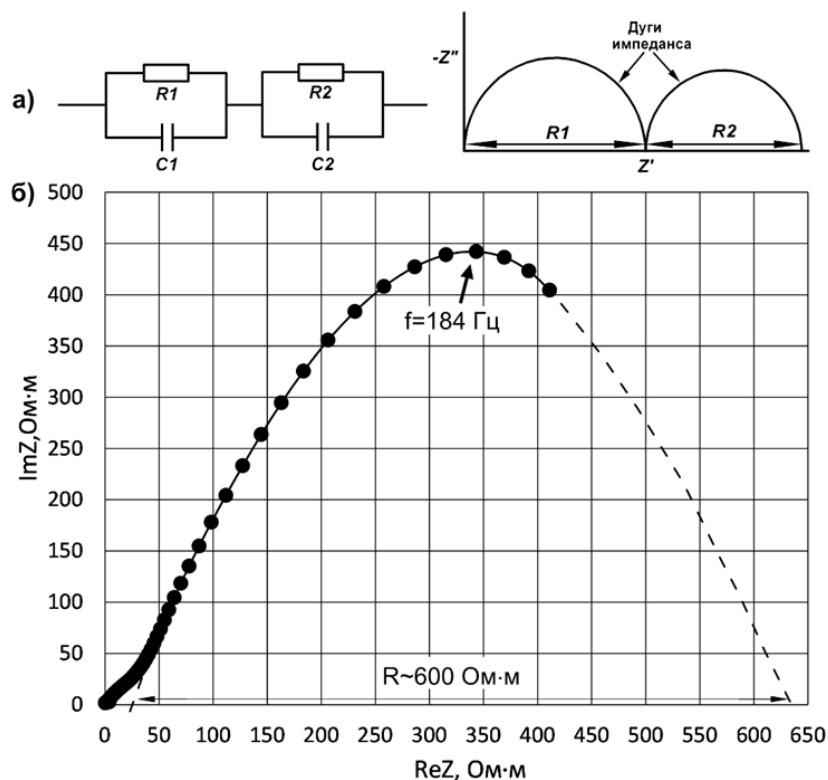


Рис.8. Рассмотрение магнитотеллурического импеданса с позиций импедансной спектроскопии: диаграммы Арганда (дуги импеданса) для: а) – двух RC- цепочек (двух уровней геоэлектрических неоднородностей); б) – для экспериментального магнитотеллурического импеданса Z_{xy} с пункта «0» миниполигона Кентор. Пунктиром показано предполагаемое завершение правой части дуги, симметричное её левой части.

Таким образом, наиболее перспективными подходами для дальнейшего развития МТ-мониторинга на территории Бишкекского геодинамического полигона на наш взгляд являются:

- азимутальный МТ-мониторинг;
- анализ корреляционных полярных диаграмм в сопоставлении с геолого-тектоническим строением пунктов мониторинга на предмет оценки их тензочувствительности;
- в связи с высокой информативностью дополнительных импедансов, сделан вывод о необходимости использования данного параметра для оценки тензочувствительности пунктов наблюдения;
- анализ активной и реактивной составляющих сопротивления с использованием метода импедансной спектроскопии могут быть использован для развития новых представлений о механизмах формирования вариаций электросопротивления геосреды.

Литература

1. Баталев В.Ю. Структура и состояние вещества литосферы Центрального Тянь-Шаня (интерпретация данных глубинных магнитотеллурических зондирований). Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск. 2014. 282 с.
2. Баталев В.Ю. Глубинное строение и геодинамика западной части Киргизского Тянь-Шаня по данным магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2002. 24 с.
3. Баталева Е.А. Глубинная структура крупнейших разломных зон западной части Киргизского Тянь-Шаня и современная геодинамика. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2005. 200 с.
4. Баталева Е.А., Буслов М.М., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Сафронов И.В. Аномалии электропроводности зоны Таласо-Ферганского разлома и геодинамическая интерпретация глубинной структуры юго-западного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2006. № 9. С. 1036-1042.
5. Рыбин А.К., Спичак В.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Площадные магнитотеллурические зондирования в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 5. С. 445-460.
6. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических зондирований // М.: Научный мир. 2011. 272с.
7. Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37-54.
8. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е. Вариации электросопротивления земной коры по результатам магнитотеллурического мониторинга сейсмоактивных зон Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. 2011. Том 11. № 4. С. 29-40.
9. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. К вопросу о взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов // Физика Земли. 2013. № 3. С. 105-113.
10. Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженного состояния среды // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 4. С. 53-64.
11. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Разработка программ анализа данных азимутального магнитотеллурического мониторинга. Часть 1. Анализ данных магнитотеллурического мониторинга // Вестник КРСУ. 2014. Т. 14. № 7. С. 3-7.
12. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Разработка программ анализа данных азимутального магнитотеллурического мониторинга. Часть 2. Разработка программного обеспечения для анализа данных МТ мониторинга // Вестник КРСУ. 2014. Т. 14. № 7. С. 8-12.
13. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Вариации электромагнитных параметров как отражение лунно-солнечных воздействий и геодинамических процессов // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы III Всероссийского совещания

- и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 19–23 сентября 2016 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2016. С. 358-361.
14. Брагин В.Д., Мухамадеева В.А. Изучение анизотропии электрического сопротивления в земной коре на территории Бишкекского геодинамического полигона электромагнитными методами // Материалы Четвертого международного симпозиума «Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы». Вып. 4. Бишкек. 2009. С. 74-84.
 15. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Проявление разломных структур в электромагнитных параметрах (для территории Центрального Тянь-Шаня) // Вестник КРСУ. 2015. Т. 15. № 9. С. 160-164.
 16. Barsoukov E., Macdonald J.R. Impedance spectroscopy: theory, experiment and application. N.Y.: Willey. 2005. 595 p.
 17. Баталева Е.А. Корреляционные зависимости электромагнитных и деформационных параметров // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 3. С. 319–322.

ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ СРЕДЫ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Баталева Е.А., Баталев В.Ю.

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. *Представлены результаты детального анализа данных магнитотеллурического мониторинга (Камбарата, 2009 г.) с привлечением результатов синхронных измерений в удаленном базовом пункте Ак-Суу (методика remote reference). Рассмотрены вариации электропроводности земной коры до и после промышленного взрыва в корреляции с лунно-солнечными приливами.*

Ключевые слова: *естественное электромагнитное поле, магнитотеллурический мониторинг, тензочувствительность, землетрясение, тензор импеданса, Камбаратинский взрыв, Тянь-Шань.*

Abstract. *The results of detailed analysis of magnetotelluric monitoring data (Kambarata, 2009) with the involvement of synchronous measurements results in remote Ak-Suu basic point (remote reference technique are presented). Variations of the Earth's crust conductivity before and after industrial explosion in correlation with lunisolar tides are considered.*

Keywords: *natural electromagnetic field, magnetotelluric monitoring, strain sensitivity, earthquake, impedance tensor, Kambaratinskaya GES explosion, Tien Shan.*

Электромагнитные предвестники землетрясений, как представляется, наиболее часто наблюдаемые, а, следовательно, и наиболее изученные явления. Есть много практических доказательств вариаций электромагнитных параметров, происходящих как до сейсмических событий, так и после. Метод геофизического мониторинга основан на способности физических параметров реагировать на изменения напряженно-деформированного состояния земной коры. Изучение вариаций электромагнитных параметров, которые могут быть вызваны как эндогенными факторами - деформационными процессами, связанными с подготовкой очага землетрясения или другими тектоническими движениями, так и экзогенными – сезонные климатические факторы и промышленные помехи, значительно повысит информативность и эффективность геофизического мониторинга.

Для эффективной интерпретации данных электромагнитного мониторинга принципиально важными являются следующие моменты:

1) развитие нового подхода для оценок вариаций частотно-временных рядов электромагнитных параметров с использованием комплексного анализа электромагнитных, геолого-структурных и сейсмологических данных;

2) точные оценки вариаций электромагнитных параметров, что стало возможным с развитием аппаратной базы и программного обеспечения. Опыт

мониторинговых наблюдений электромагнитными методами (ЗС и МТЗ) показал, что необходимо учитывать геологические особенности строения пункта мониторинга, выявляя участки геологической среды, геоэлектрические характеристики которых максимально чувствительны (тензочувствительны) к сейсмическому воздействию;

3) построение современных геоэлектрических моделей верхней части земной коры сейсмоактивных регионов по данным магнитотеллурического зондирования и выявление на этой основе взаимосвязи вариаций электромагнитных параметров геологической среды с объектами этих моделей;

4) учет азимутальных характеристик тензочувствительности пунктов мониторинга.

Рассмотрим возможные способы и подходы к исследованию вариаций электропроводности методом магнитотеллурического (МТ) мониторинга на примере Камбаратинского промышленного взрыва, где как нам представляется, были получены обнадеживающие результаты натурального эксперимента по изучению реакции среды в виде вариаций электросопротивления на изменение напряженно-деформированного состояния земной коры [1-5]. Камбаратинский эксперимент (22 декабря 2009 г.) включал в себя сейсмологические, электромагнитные и GPS наблюдения, выполненные силами Научной станции РАН. Мощность промышленного взрыва составляла 2.8 Кт в тротиловом эквиваленте. Расстояние от пункта взрыва до магнитотеллурической станции Феникс MTU-5D равнялось 5.7 км (рис.1). Полученные в результате проведенных сейсмических наблюдений данные позволили установить наличие обусловленных взрывом подвижек по разлому, прилегающему к пункту взрыва, а также зафиксировать через 12 с после взрыва серию наведенных слабых сейсмических событий на расстоянии от пункта взрыва около 16 км [6-7].

С целью проверки и уточнения выводов о взаимосвязи вариаций электросопротивления геологической среды с деформациями земной коры, вызванными как тектоническими, так лунно-солнечными воздействиями были выполнены исследования с использованием данных синхронных измерений в базовом пункте Ак-Суу, расположенном на территории Бишкекского геодинимического полигона около 120 км от места взрыва (рис.2 и рис.3).

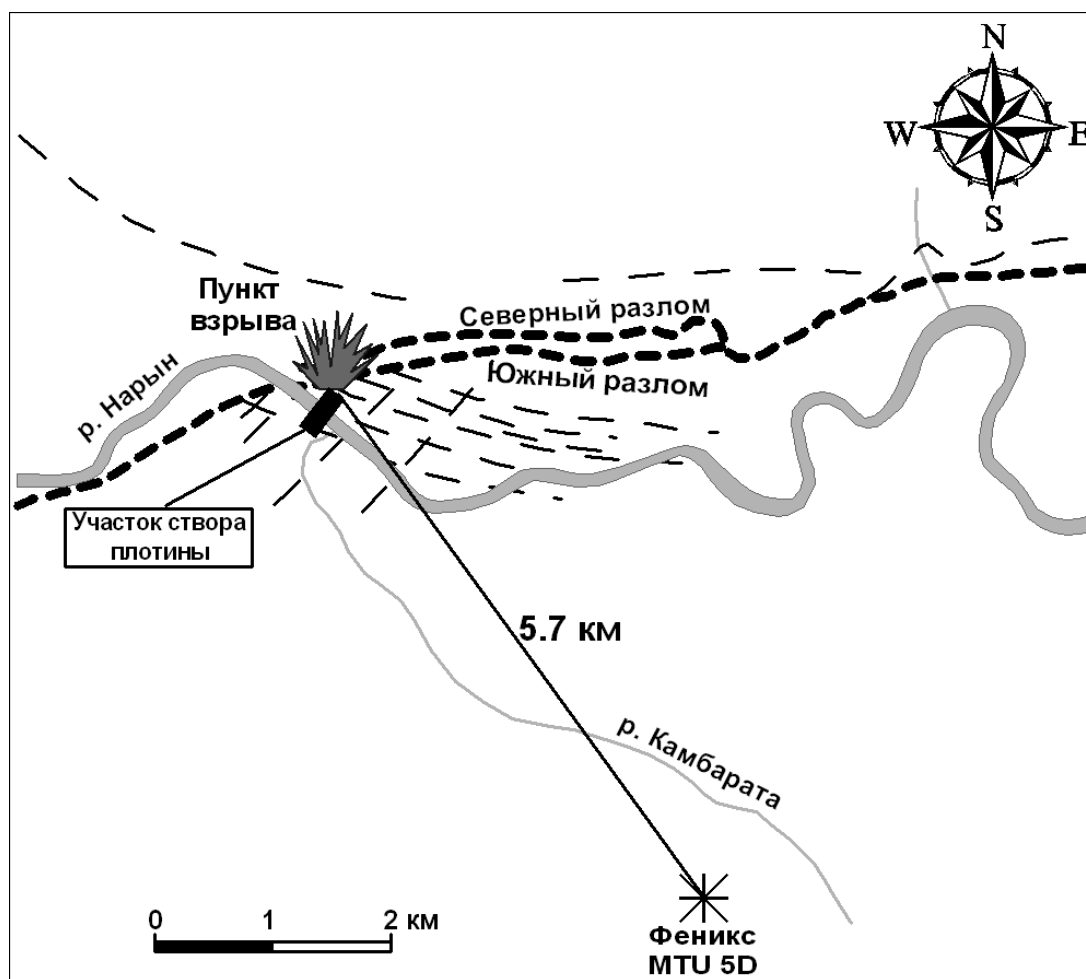


Рис.1. Схема расположения магнитотеллурической станции Феникс (Phoenix) MTU 5D во время проведения Камбаратинского промышленного взрыва 22 декабря 2009 г.

Особенностью современной методики исследований, выполненных методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ), являются измерения в синхронном режиме. Синхронизация записей электромагнитного поля осуществляется с помощью систем GPS или ГЛОНАСС. Такой подход позволяет увеличить точность наблюдений и расширить возможности метода, используя методику обработки с удаленной базой (remote reference). В этом случае, базовая измерительная установка располагается в зоне свободной от промышленных электромагнитных помех, и измерения на ней ведутся синхронно с наблюдениями на мониторинговых стационарах и профильных пунктах зондирования.

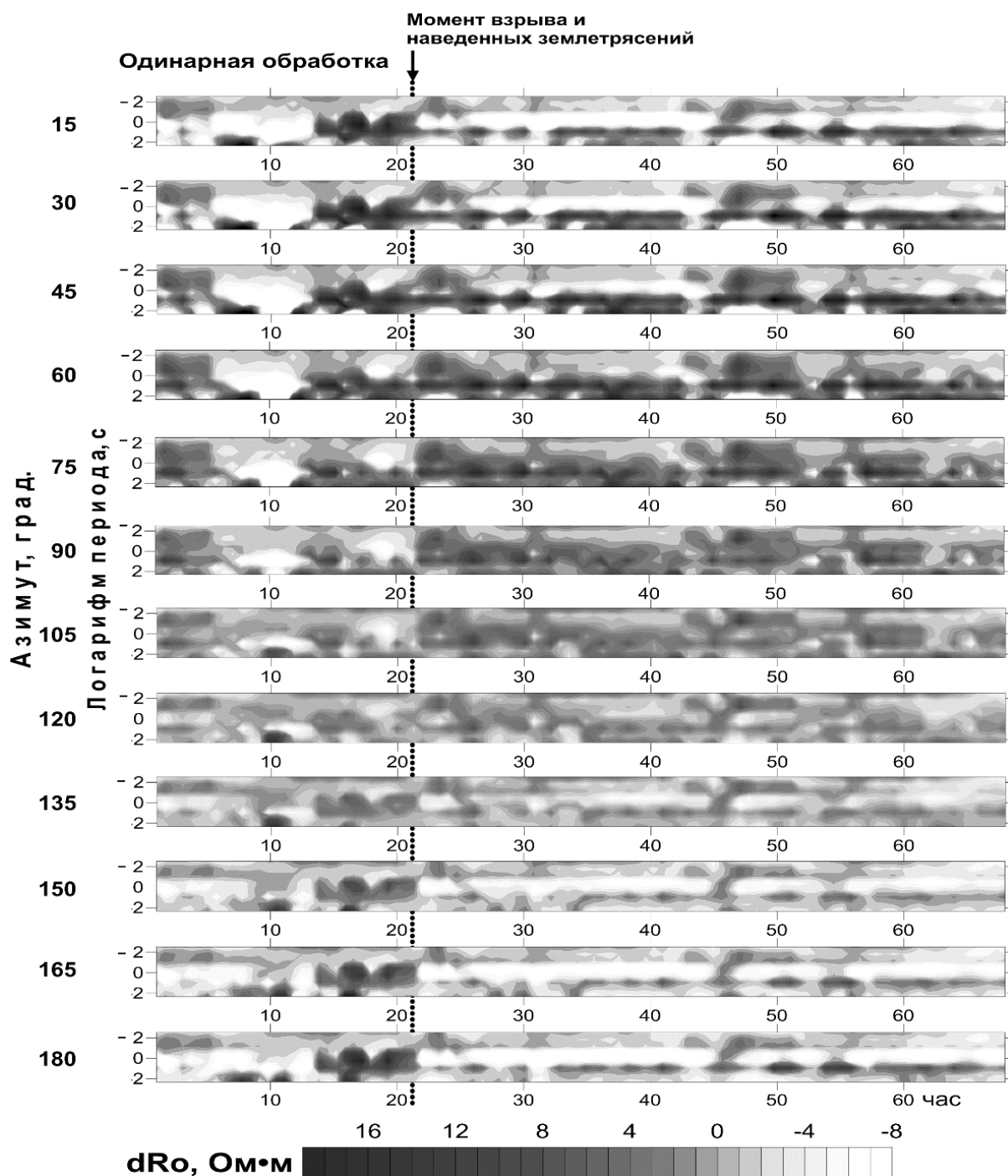


Рис. 2. Результаты обработки МТ-данных, полученных при проведении Камбаратинского взрыва, выполненные в режиме стандартной обработки для азимутального мониторинга

Данная методика обработки электромагнитных данных позволяет уменьшить влияние локальных помех на результаты зондирований, поскольку вариации магнитотеллурического поля (горизонтальных магнитных компонент) близки по спектральному составу на достаточно больших расстояниях, что делает возможным использование в обработке данных вариаций магнитного поля с удаленной станции не искаженных помехами.

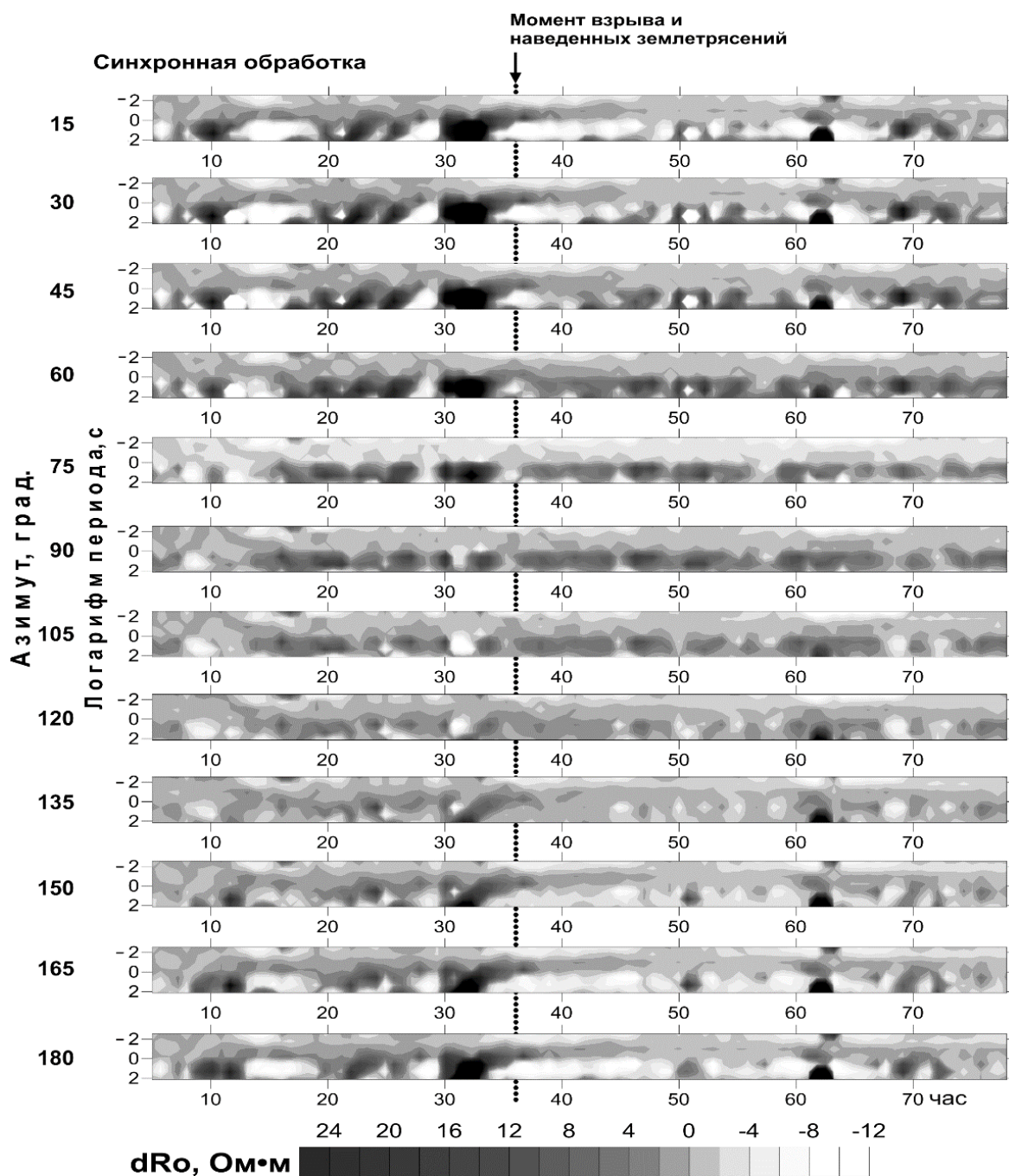


Рис. 3. Результаты обработки МТ-данных, полученных при проведении Камбаратинского взрыва, выполненные в режиме синхронной (remote reference) обработки

Обращает на себя внимание некоторое отличие результатов обработки данных, которые не имеют существенного значения, а лишь дополняют друг друга, из чего можно сделать вывод, что методика обработки с удаленной базой в данном эксперименте не привнесла радикальных изменений в распределение вариаций кажущегося сопротивления. Вероятно, мы имеем дело с одним из редких случаев, когда уровень помех на пункте зондирования значительно ниже, чем на базовом.

В связи с тем, что современные магнитотеллурические исследования позволяют существенно дополнить и расширить имеющиеся представления о глубинной структуре и строении разломных зон с использованием как новейших программных средств, так и методических разработок для интерпретации данных МТЗ, Научная станция РАН уделяет большое внимание организации детальных исследований разломных нарушений [8-11]. Наибольший интерес представляют подобные работы, выполненные в сейсмоактивных регионах, например, в районе Курайско-Чуйской системы впадин горного Алтая после землетрясения 2003 года [8] и на территории Бишкекского геодинамического полигона [10]. В настоящее время наше внимание сфокусировано на детальном исследовании (мониторинге) зон Шамси-Тюндюкского и Южно-Кочкорского разломов.

Результаты, достигнутые при изучении взаимосвязи вариаций электромагнитных параметров (кажущегося сопротивления, фаз импеданса, векторов Визе и др.) геосреды с деформациями земной коры при лунно-солнечных приливах [1-4], позволяют надеяться на дальнейшее понимание природы процессов, происходящих в зонах тектонических нарушений в сопоставлении с приливными воздействиями. Разработанная в ИС РАН методика мониторинга процессов подготовки землетрясений на основе наблюдений вариаций физических параметров горных пород под воздействием приливных лунно-солнечных деформаций земной коры представлена в работах [10-11]. Ключевой особенностью этой методики является использование корреляционных полярных диаграмм (рис. 4.), что позволяет разработать рекомендации по выбору тензочувствительных зон для установки измерительных станций. В связи с чем особое внимание уделялось поведению электромагнитных параметров в разломных зонах [9 – 11].

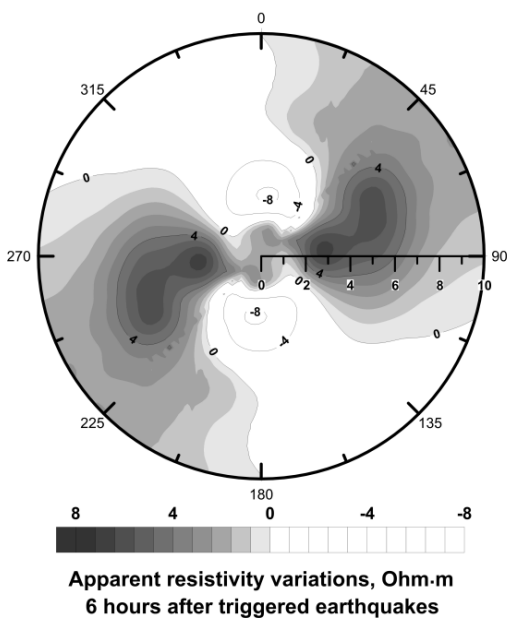
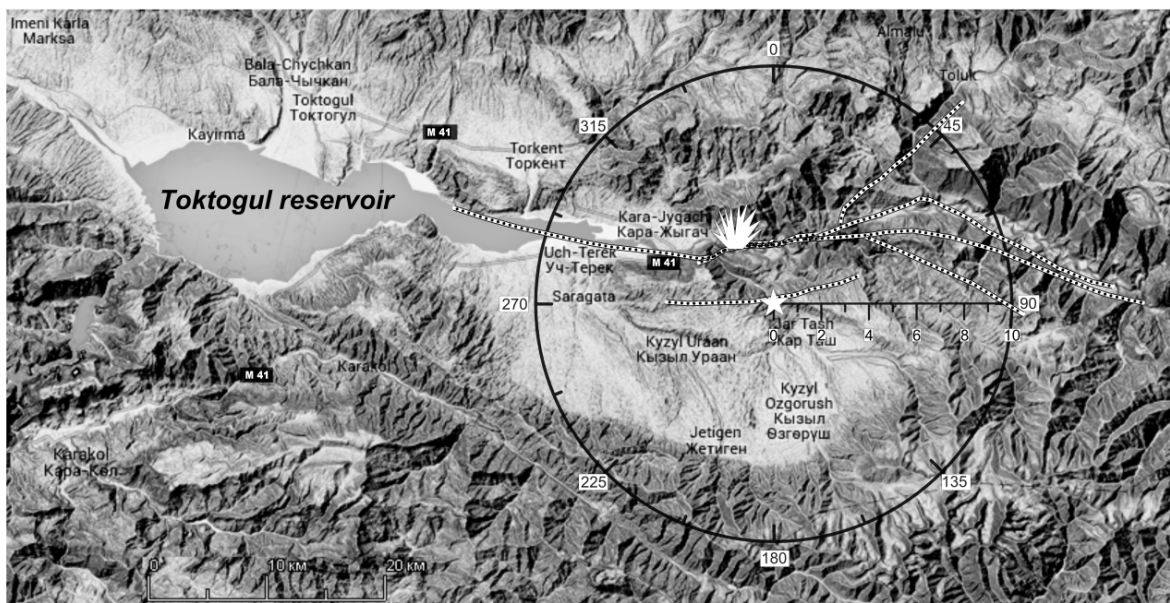


Рис. 4. Распределение значений коэффициентов корреляции вариаций кажущегося сопротивления с приливными воздействиями после Камбаратинского промышленного взрыва (спустя 6 часов)

Результаты углубленного анализа связей вариаций электромагнитных параметров земной коры с изменением ее напряженно-деформированного состояния по данным магнитотеллурического мониторинга в окрестности Камбаратинского промышленного взрыва с оценкой их вклада представлены на рис.5.

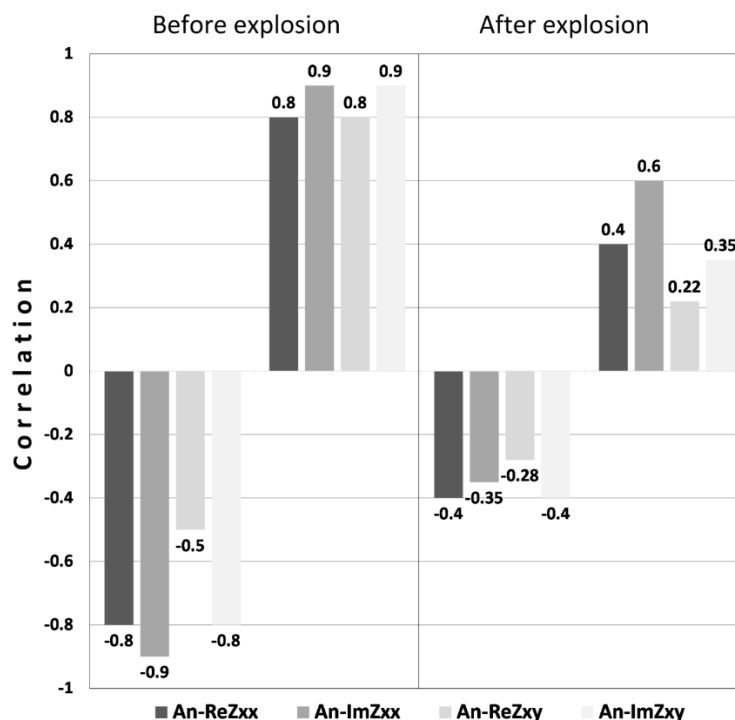


Рис. 5. Высокие значения коэффициентов корреляции компонент тензора импеданса и вертикальной компоненты лунно-солнечных приливных воздействий для участка ЧВР до землетрясения и их снижение для участка ЧВР после землетрясения за счет предполагаемых релаксационных процессов. Положительные и отрицательные значения коэффициентов корреляции являются максимальными для соответствующих кластеров полярных диаграмм.

Таким образом, проведение углубленного магнитотеллурического мониторинга различных компонент поля и их инвариант (для разных азимутов) в пунктах электромагнитных наблюдений, как стационарных, так и режимных, позволяет проверить адекватность отбора электромагнитных критериев изменений напряженно-деформированного состояния области очага землетрясения, а использование различных методик обработки и интерпретации данных - расширить возможности метода. Проведенные исследования показали необходимость использования системы магнитотеллурического мониторинга геологической среды с размещением пунктов наблюдения в тензочувствительных точках сейсмоактивных зон, приуроченных к флюидонасыщенным структурам и активным разломам, представляющие собой разуплотненные породы с повышенной обводненностью. Представляется, что такие структуры вместе с проводящим коровым слоем объединены в единую сейсмоконтролирующую систему полигона. В таком случае электромагнитный мониторинг может стать эффективным средством изучения динамики геоэлектрического разреза и физических механизмов, генерирующих изменение геоэлектрического состояния среды.

Дальнейшие исследования предполагается проводить одновременно в нескольких аспектах:

- продолжить изучение характера вариаций не только кажущегося, но и удельного сопротивления на различных интервалах глубин;
- выявить корреляционные связи режимных наблюдений геомагнитного поля с данными активного электромагнитного и результатами азимутального магнитотеллурического мониторинга;
- создать автоматизированную систему обработки данных МТ-мониторинга, включающую проведение азимутального анализа рядов и их визуализацию;
- провести поиск возможных физических механизмов взаимосвязи деформационных процессов и вариаций электромагнитных параметров среды.

Литература

1. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Матюков В.Е. Вариации электросопротивления земной коры по результатам магнитотеллурического мониторинга сейсмоактивных зон Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. 2011. Том 11. № 4. С. 29-40.
2. Баталева Е.А., Баталев В.Ю., Рыбин А.К. К вопросу о взаимосвязи вариаций электропроводности земной коры и геодинамических процессов // Физика Земли. 2013. № 3. С. 105-113.
3. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Разработка программ анализа данных азимутального магнитотеллурического мониторинга Часть 1. Анализ данных магнитотеллурического мониторинга // Вестник КРСУ. 2014. Т.14. №7. С. 3-7.
4. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Разработка программ анализа данных азимутального магнитотеллурического мониторинга. Часть 2. Разработка программного обеспечения для анализа данных МТ мониторинга // Вестник КРСУ. 2014. Т. 14. № 7. С. 8-12.
5. Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Вариации кажущегося сопротивления горных пород как индикатор напряженного состояния среды // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 4. С. 53-64.
6. Брагин В.Д. Электромагнитные исследования эффектов, обусловленных мощным промышленным взрывом в районе Нарынского каскада гидроэлектростанций (Камбарата) // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 4. С. 46-53.
7. Брагин В.Д. Сейсмические исследования эффектов, обусловленных мощным промышленным взрывом в районе Нарынского каскада гидроэлектростанций (Камбарата) // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 4. С. 97-103.
8. Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г., Сафронов И.В. Опыт построения трехмерной геоэлектрической модели района Курайско-Чуйской системы впадин горного Алтая по данным электромагнитных зондирований // Вестник КРСУ. 2006. № 3. С. 104-112.
9. Баталева Е. А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Сафронов И.В. О возможности использования магнитотеллурического зондирования для исследования тектонических нарушений в массивах горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2005. № 3. С. 38-45.
10. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Проявление разломных структур в электромагнитных параметрах (для территории Центрального Тянь-Шаня) // Вестник КРСУ. 2015. Т. 15. № 9. С. 160-164.
11. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Магнитотеллурический мониторинг напряженно-деформированного состояния среды (для территории Центрального Тянь-Шаня) // Геолого-геофизическая среда, сейсмичность и сопутствующие процессы. Материалы конференции. Нерюнгри: СВТУ. 2015. С. 7-14.

О ПРИЧИНЕ КРАТКОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В РАЙОНЕ БАЛАСАГЫНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1475 г. ($M_s=6.7$)

Берёзина А.В., Першина Е.В.,
Малосиева М.Т., Погребной В.Н.

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. В статье приведены результаты поиска причины резкого усиления сейсмической активности в районе Баласагынского землетрясения 1475 г. ($M_s=6.7$) в период 2014. 01. 01 – 2016. 04. 01 гг. На основе анализа магнитного и гравитационного полей, системы разломов и наличия волновода сделан вывод о неустойчивом напряженном состоянии среды, которое может быть причиной кратковременного усиления сейсмической активности в данном районе.

Ключевые слова: сейсмическая активизация, землетрясение, магнитуда, сейсмостанция, эпицентр, гипоцентр, сейсмичность, гравитационное поле, плотность слоя.

Abstract. Analysis of sharp amplification of seismic activity in the area of the Balasagyn earthquake (1475, $M_s = 6.7$) for period of 2014. 01. 01 - 2016. 04. 01 is presented in the paper. Based on the magnetic and gravitation field investigations, presence of faults and waveguide, a conclusion of unstable stress condition of the environment, which may cause a brief increase of seismic activity in this area, was made.

Keywords: seismic activity, earthquake, magnitude, seismic station, the epicenter, hypocenter, seismicity, gravitational field, the density of the layer.

Изучению слабых землетрясений в настоящее время уделяется все больше внимания. Во-первых, распределение слабых землетрясений широко используется при проведении детального сейсмического районирования. Во-вторых, большое их количество позволяет применять методы статистического анализа для обоснования мероприятий по сейсмостойкому строительству. В-третьих, изучение таких землетрясений оказывает большую помощь при разработке методики обнаружения подземных ядерных взрывов, фиксируемых как слабые землетрясения. Поэтому в Институте сейсмологии НАН КР подробно исследуют слабые землетрясения. Для регистрации таковых на территории Кыргызской Республики имеется достаточно обширная сеть сейсмических станций, оснащённых высокочувствительными сейсмографами, позволяющими с высокой точностью определять как местоположение эпицентров слабых землетрясений, так и оценивать их энергетические характеристики.

В настоящей работе было проанализировано необычное событие – резкая концентрация эпицентров слабых землетрясений за короткий промежуток времени в местоположении сильного Баласагынского землетрясения 1475 г. ($\varphi = 42^{\circ}36'N$, λ

$= 75^{\circ}12'E$, $M > 6.5$, интенсивность 8-9 баллов, гипоцентр – 15 км) и предпринята попытка объяснения этого события на основе комплексной интерпретации геофизических данных.

Исходным материалом для анализа является выборка из каталога землетрясений Института сейсмологии НАН КР за период с января 2014 г. по апрель 2016 г. для ограниченного участка ($\varphi = 42^{\circ}-43^{\circ}N$, $\lambda = 74^{\circ}30' - 76^{\circ}00'E$). Было показано, что на фоне среднего для данного района сейсмического фона (70 эпицентров землетрясений на площади 10 x 10 км) выделен локальный участок площадью 11 x 27 км ($\varphi = 42^{\circ}30' - 42^{\circ}40'N$, $\lambda = 75^{\circ}00' - 75^{\circ}20'E$) резкого скопления эпицентров слабых ($3 < K_p < 9$) землетрясений за короткий промежуток времени: 2014. 01. 01 – 2016. 04. 01 гг. Для наглядности картина распределения эпицентров землетрясений представлена на рисунке 1 (а), (б), (в), (г): (а)– 46 событий с $3 < K_p < 7$ за период 2014. 01. 01 – 2014. 11. 26; (б) - 111 событий с $3 < K_p < 8$ за период 2015. 01. 01 – 2015. 12. 26; (в) - 281 событие с $3 < K_p < 9$ за период 2016. 01. 01 – 2016. 04. 01; (г) – 438 событий с $3 < K_p < 9$ за суммарно за 3 года 2014. 01. 01 – 2016. 04. 01. В настоящее время число сейсмических событий уменьшилось до фоновых значений.

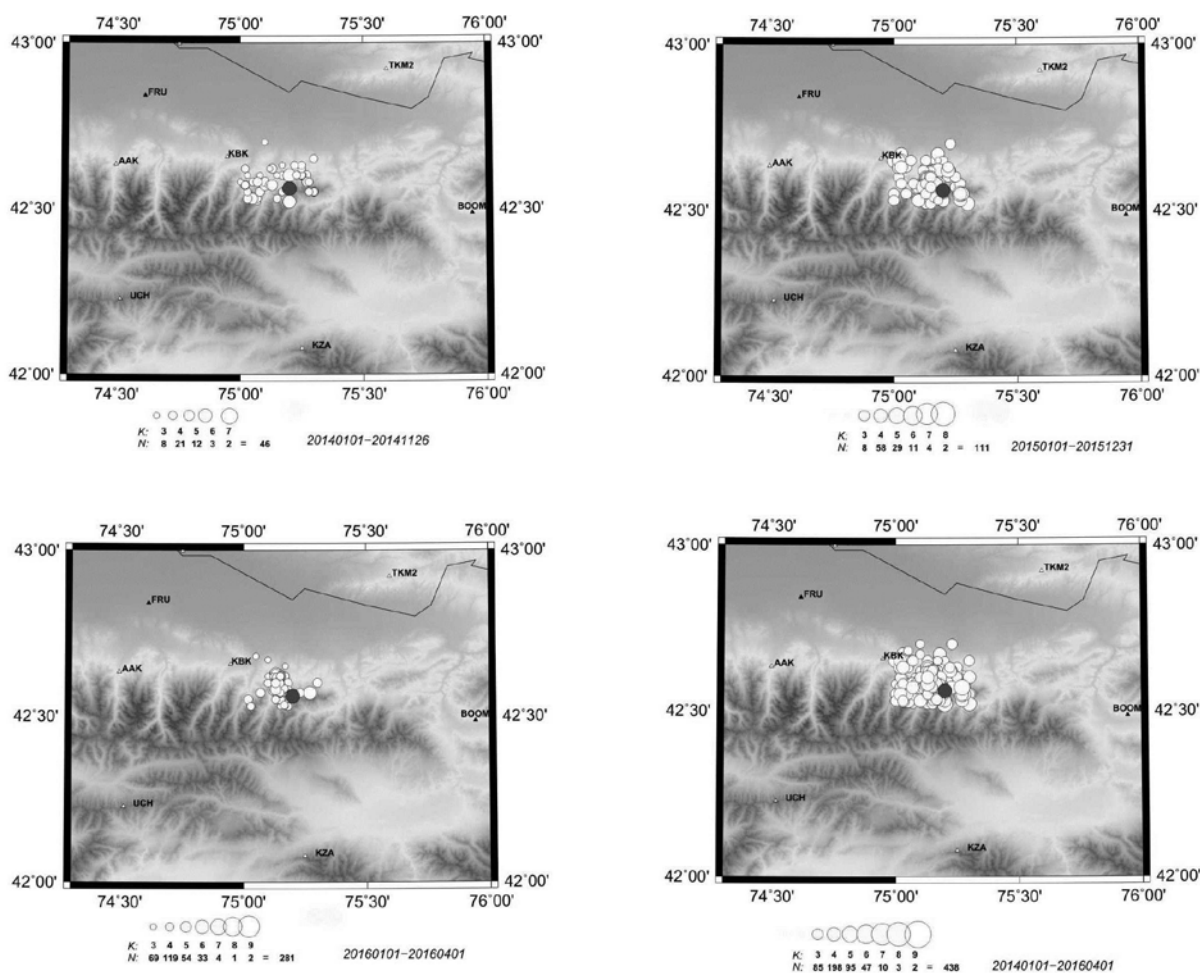


Рис. 1. Карты расположения эпицентров слабых землетрясений вблизи эпицентра Баласагынского землетрясения 1475 г. ($M_s=6.7$).

- эпицентр Баласагынского землетрясения
- эпицентры землетрясений

Следует отметить, что скопление эпицентров окружено со всех сторон практически по окружности радиусом ~ 54 км (центр окружности – эпицентр Баласагынского землетрясения) шестью сейсмическими станциями: «Ала-Арча» (ААК), «Учтор» (УСН), «Кызарт» (КЗА), «Боом» (BOOM), «Токмок» (ТКМ2), «Фрунзе» (FRU), а одна сейсмостанция «Карагай-Булак» (КВК) расположена всего в ~ 15 км от эпицентра Баласагынского землетрясения.

Такое окружное расположение сейсмостанций, оснащённых цифровой аппаратурой, позволило с большой точностью (~ 2 км) определять эпицентры и энергию слабых землетрясений.

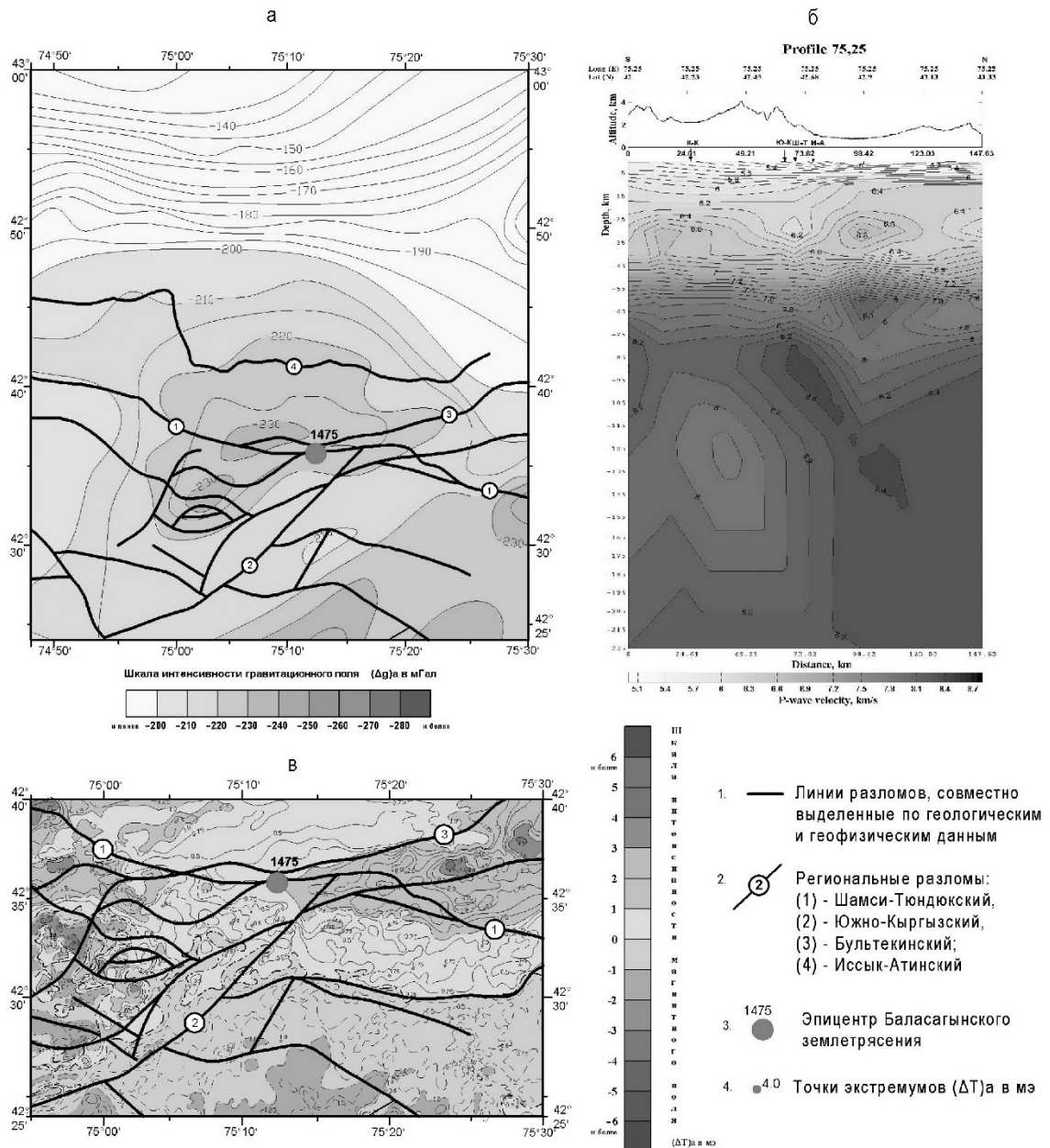


Рис.2. а). Фрагмент аномального гравитационного поля (Δg); б) фрагмент скоростного разреза по Р-волнам; в) фрагмент аномального магнитного поля (ΔT).

Можно объяснить причины столь редкого события с помощью анализа геофизических полей. На рисунке 2а приведён фрагмент карты аномального гравитационного поля (Δg)а в редукции Буге масштаба 1:1000 000, построенной по материалам наземной съёмки, выполненной Сокулукской геофизической экспедицией [1]. Видно, что гравитационное поле монотонно уменьшается от широты 43°00'N в южном направлении от "-" 130 мГал до "-" 220 мГал на широте 42°25'. При этом изоаномалы гравитационного поля параллельны друг другу и имеют практически широтное направление. Однако южнее характер гравитационного поля резко меняется. Здесь изоаномалы оконтуривают гравитационную аномалию изометрического характера. Проведённые ранее количественные расчёты [2] показали, что аномалия обусловлена наличием здесь проседания поверхности Мохо типа мульды (края мульды имеют глубину 57 км, в центре – 59 км). Возникновение мульды неслучайное. Она территориально совпадает с наличием волновода, выявленного по сейсмотомографическим данным [3]. Для наглядности на рисунке 2б, заимствованном из работы Багмановой Н.Х, Миркина Е.Л. [3], приведён скоростной разрез по меридиану 75°15'Е, проходящий через эпицентр Баласагынского землетрясения, где хорошо просматривается волновод. Так, на глубинах от 75 км до 105 км скорость Р-волн составляет 8.4 км/с, а ниже скорость Р-волн уменьшается до 8 км/с, а, следовательно, плотность вышележащих слоев больше, чем плотность нижележащих. Возникает гравитационная неустойчивость: более плотные слои опускаются вниз, а менее плотные поднимаются вверх, вызывая напряжённое состояние среды. Это, в свою очередь, приводит к образованию многочисленных разрывных нарушений, обуславливающих проявление сейсмических событий.

На рисунке 2в представлен фрагмент аномального магнитного поля (ΔT)а, составленный по материалам Маринченко [4]. Здесь видно, что в целом магнитное поле района исследования слабое положительное порядка 20-100 нТл и только вблизи эпицентра Баласагынского землетрясения проявляются следующие особенности: в восточном направлении магнитное поле возрастает по своей интенсивности до номинала "+" 200 нТл, а в южном и юго-западном направлениях интенсивность поля постепенно понижается вплоть до отрицательных значений. Такая особенность магнитного поля как бы разграничивает в земной коре блоки с различной степенью намагниченности. Разграничения обычно сопровождаются разрывными нарушениями, которым соответствуют прилегающие зоны дробления пород, т.е. возникают зоны неустойчивости. Уместно отметить, что на рассматриваемой территории зафиксирована целая серия региональных разломов (см. рисунок 2а, в), таких, как Шамси-Тюндюкский (1), Южно-Кыргызский (2), Бультекинский (3) и Иссык-Атинский (4), и многочисленное количество небольших по протяжённости разломов. Можно сказать, что система разломов образует на указанной территории тектонический узел, очень опасный в сейсмическом отношении. Не случайно, что само Баласагынское землетрясение произошло на стыке Шамси-Тюндюкского и Бультекинского региональных разломов.

Таким образом, на основе анализа магнитного и гравитационного полей, системы разломов и наличия волновода сделан вывод о неустойчивом, напряжённом состоянии среды, что может быть причиной кратковременного усиления сейсмической активности в данном районе.

Литература

1. Карта-схема аномального гравитационного поля (Δg) в редукции Буге масштаба 1:1000 000 // Фонды Управления геологии Кыргызской ССР. 1988.
2. Погребной В.Н., Гребенникова В.В. Особенности тектонической структуры поверхности Мохо на территории Каргызского Тянь-Шаня по гравитационным данным // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов 5-го Международного симпозиума. Т. 2. Москва-Бишкек. 2012. С. 100-105.
3. Багманова Н.Х., Миркин Е.Л. Особенности скоростной структуры земной коры и верхней мантии зоны сочленения Чуйской впадины и её горного обрамления. // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов 6-го Международного симпозиума. Москва-Бишкек. 2015. С. 290-297.
4. Маринченко Г.Г. Высокоточная высотная аэромагнитная съёмка масштаба 1:200 000 территории Кыргызской Республики // Отчёт. Фонды КГФЭ «Гера». Шопоков, Кыргызская Республика. ТГФ. 1993.

ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЭФФЕКТОВ, СВЯЗАННЫХ С РАСПРОСТРАНЕНИЕМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Брагин В.Д., Воронцова Е.В.

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. *Представлены результаты совместного анализа вариаций геомагнитного, естественного электрического и сейсмического полей для территории Бишкекского геодинамического полигона. Показаны примеры проявления сейсмoeлектрического эффекта от близкого и удаленного сильного землетрясений. Показано наличие сейсмоионосферных возмущений после сильных землетрясений.*

Ключевые слова: *геомагнитное поле, естественное электрическое поле, сейсмическая активность.*

Abstract. The results of joint analysis of geomagnetic, natural electric and seismic fields' variations for the Bishkek Geodynamic Proving Ground territory are presented. Showing examples of the seismoelectric effect from near and distant strong earthquakes. The presence seismoionospheric disturbances after strong earthquakes.

Keywords: *geomagnetic field, natural electric field, seismic activity.*

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 [2]. Для адекватной интерпретации данных мониторинга электромагнитных полей необходимо правильно определить происхождение полученных сигналов - магнитосферное или литосферное [1]. 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, связанными 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 [4]. 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 [3]. При этом в среде возникают токи проводимости, распространение которых описывается уравнениями диффузионного типа [3].

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 вышесказанное, 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.

Наблюдения естественного электрического поля на территории Бишкекского геодинимического полигона в пунктах Шавай и Иссык-Ата ведутся с ноября 2011 г. Оба пункта расположены недалеко от стационарных станций сейсмологической сети KNET, расстояние до ближайшей сейсмостанции составляет для Шавая – 22.36 км (ААК, Ала-Арча), для Иссык-Аты – 2.40 км (КВК, Карагай-Булак), что облегчает совместный анализ естественного электрического и сейсмического полей. Общий анализ полученных данных показывает хорошую согласованность наблюдаемых вариаций в геомагнитном и естественном электрическом полях и общих периодичностей естественных электромагнитных полей и сейсмического поля (рис. 1).

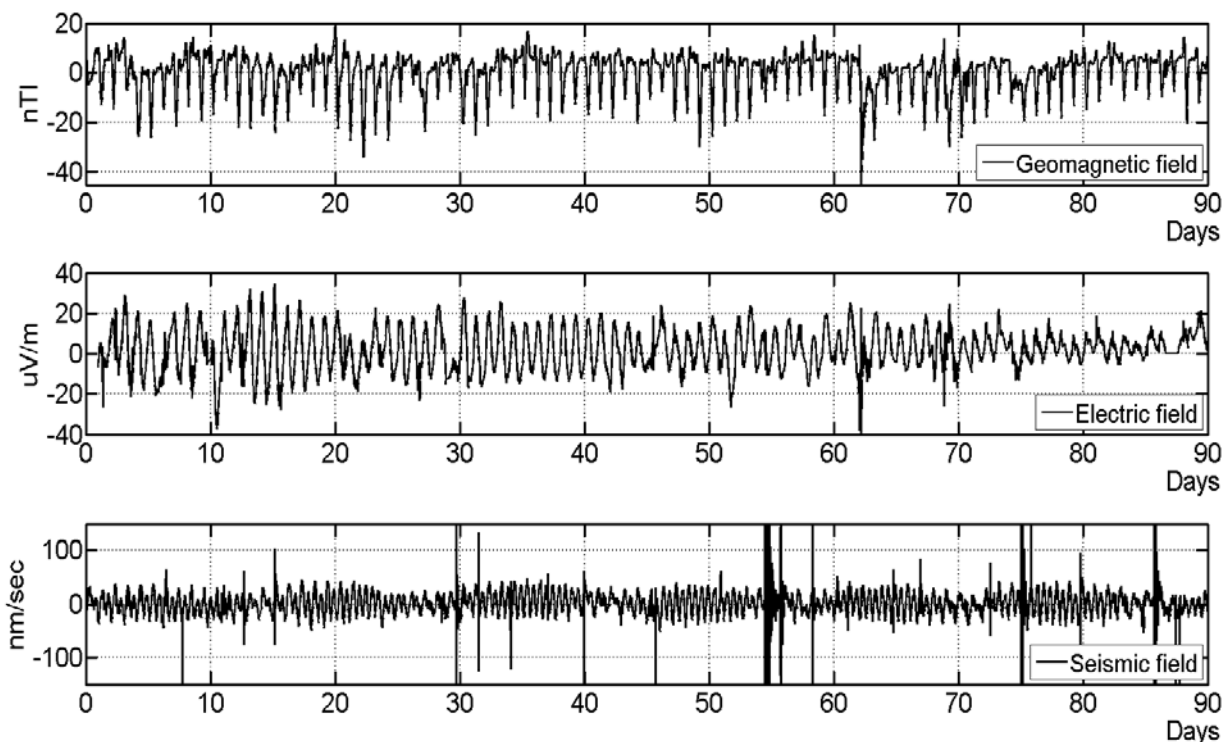


Рис. 1. Геомагнитное, естественное электрическое и сейсмическое поля с 1 августа 2013 г. по 30 октября 2013 г.

Фурье-анализ (рис. 2) показывает наличие общей суточной периодичности во всех полях, в особенности для геомагнитного поля- хорошо выделяются солнечные гармоники: $1/4$; $1/3$; $1/2$ суток. В спектрах сейсмического и гравитационного поля (гравиметр ScintrexCG-5 Autograf, 42.41 N, 74.41 E), как и следовало ожидать, практически идентичны, присутствует ярко выраженные суточные и полусуточные солнечные и лунные гармониками: 0.5171 и 1.0727 суток. 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 [5]. 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.

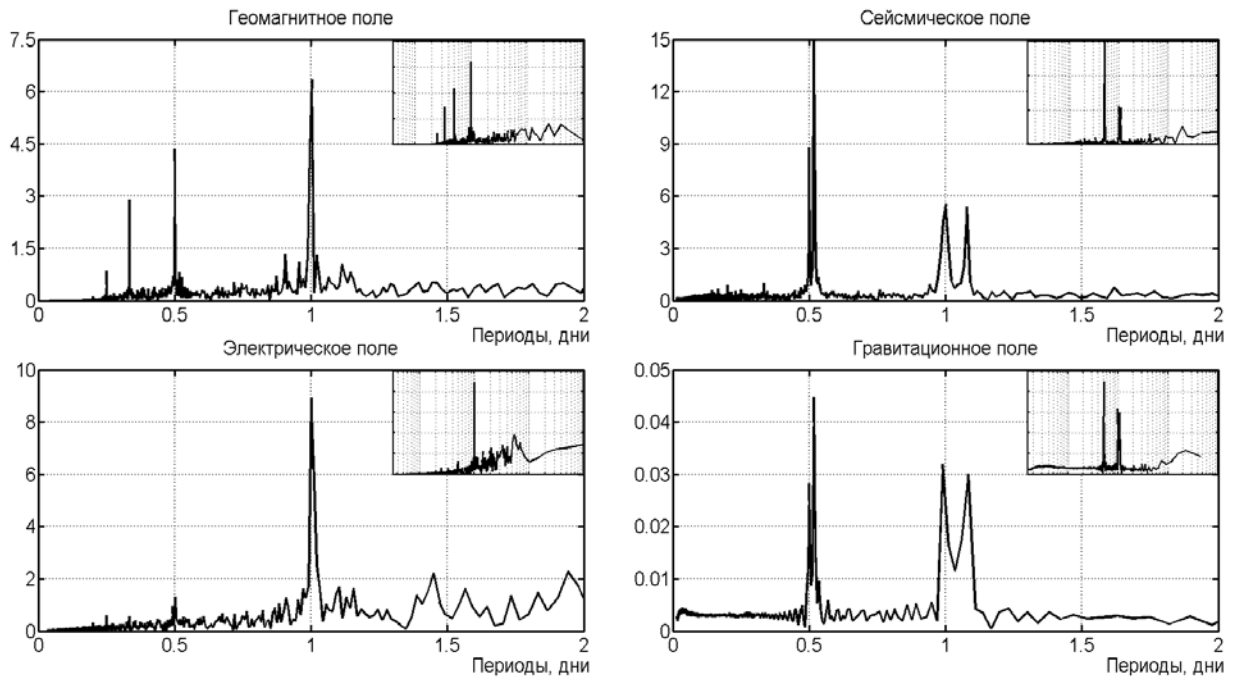


Рис. 2. Фурье-спектры геомагнитного, естественного электрического, сейсмического и гравитационного полей для периода с 1 августа 2013 г. по 30 октября 2013 г.; во врезках приведены полные спектры (шкала врезок в периодах, 0-100 дней).

При сравнении записей электромагнитных и сейсмических наблюдений видно, что в электрическом поле хорошо проявлен сейсмоэлектрический эффект – в качестве примера на рис. 3 приведены исходные синхронные записи полей и их вэйвлет-диаграммы в пунктах Шавай и Ала-Арча (ААК) соответственно после Суматранского землетрясения М 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. Аналогичные вариации наблюдаются и в исходных записях низкочастотных электромагнитных полей (МТ-полей, рис. 4).

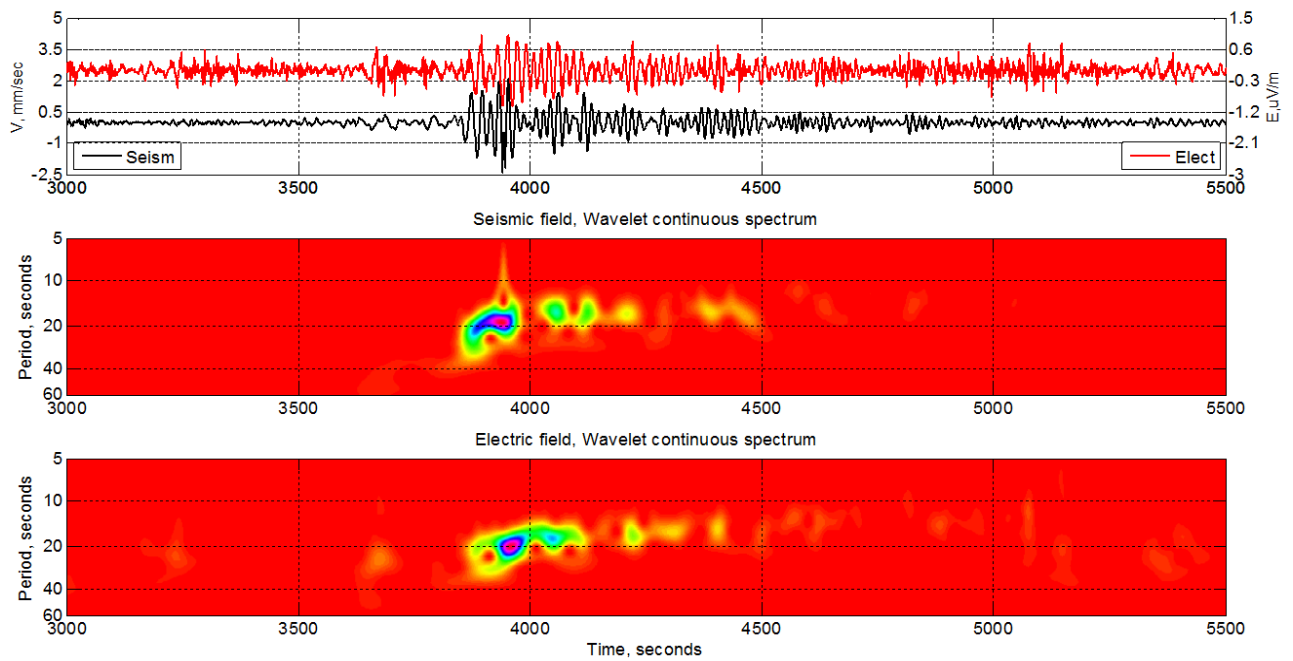


Рис. 3. Результаты синхронной записи электрического и сейсмического полей в пунктах Шавай и Ала-Арча (ААК) соответственно после землетрясения М8.2, 11 апреля 2012 г. 08:38:36.72 UTC.

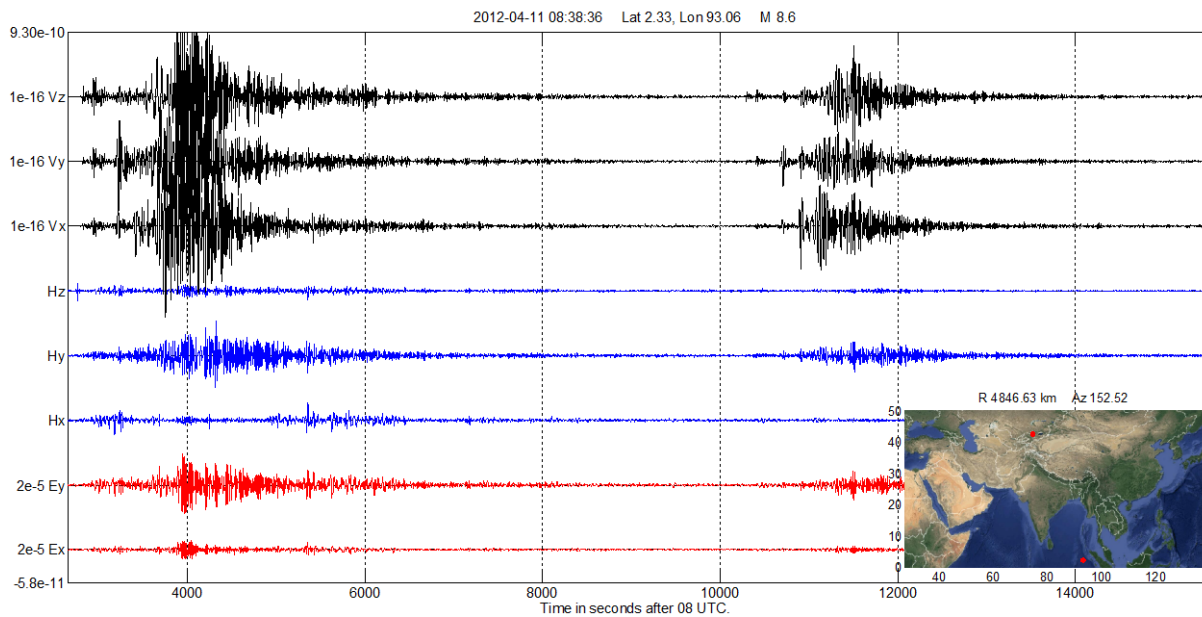


Рис. 4. Результаты синхронных записей МТ(магнитотеллурического) и сейсмического полей в пунктах Ак-Суу и Ала-Арча (ААК) соответственно после землетрясения М8.2, 11 апреля 2012 г. 08:38:36.72 UTC.

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 пару землетрясений (дублет) с максимально идентичными волновыми формами и сравнить для них наблюдаемые косейсмические эффекты. За период с 1 января 1995 г. по настоящее время из каталога NEIC были выбраны 1757 землетрясений с $M \geq 5.0$ и эпицентральной дистанцией 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 табл.1.

Табл.1 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 года)	54.3 км	1.7

Было отмечено, что для землетрясений-дублетов при сопоставлении волновых форм наблюдается различие во времени пробега сейсмических волн (рис.5). Оценка зависимости разницы времён вступления Р-волн Δt от разницы гипоцентрального расстояния ΔR (рис.6) показала, что зависимость между ними отсутствует, а различие, по-видимому, обусловлено погрешностью в определении параметров очага.

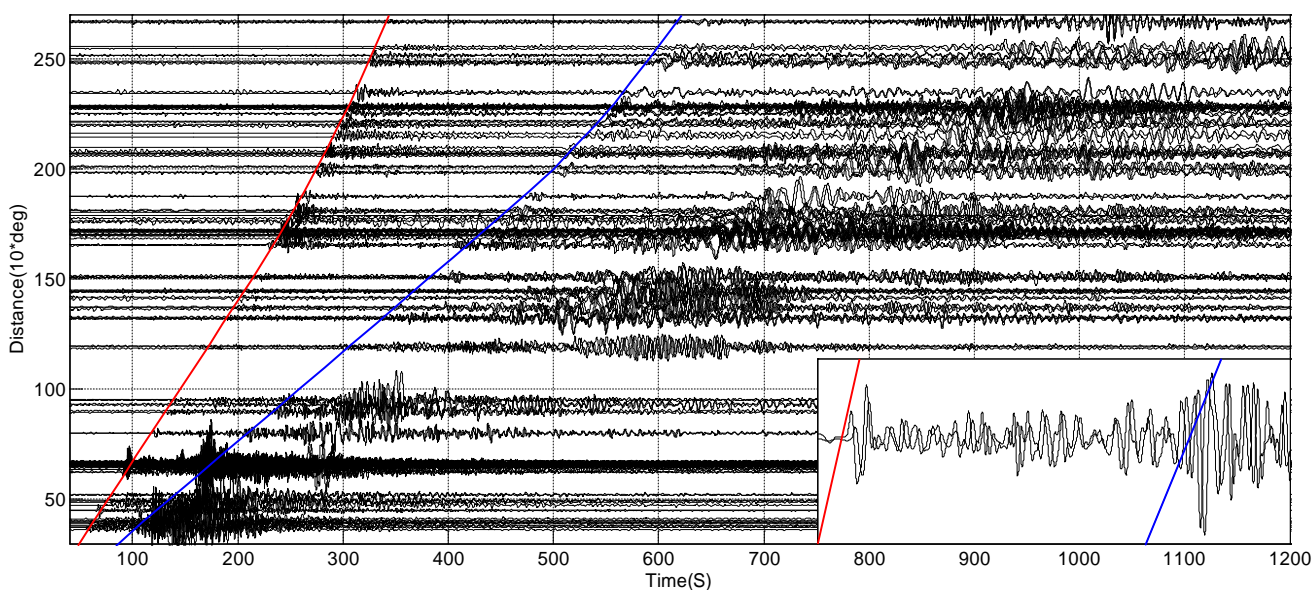


Рис. 5. Волновые формы землетрясений-дублетов для станции Эркинсай-2. Красная и синяя линии – времена вступлений P и S волн соответственно (по таблицам В.Л.Н. Kennett, Seismological Tables: ak135, 2005).

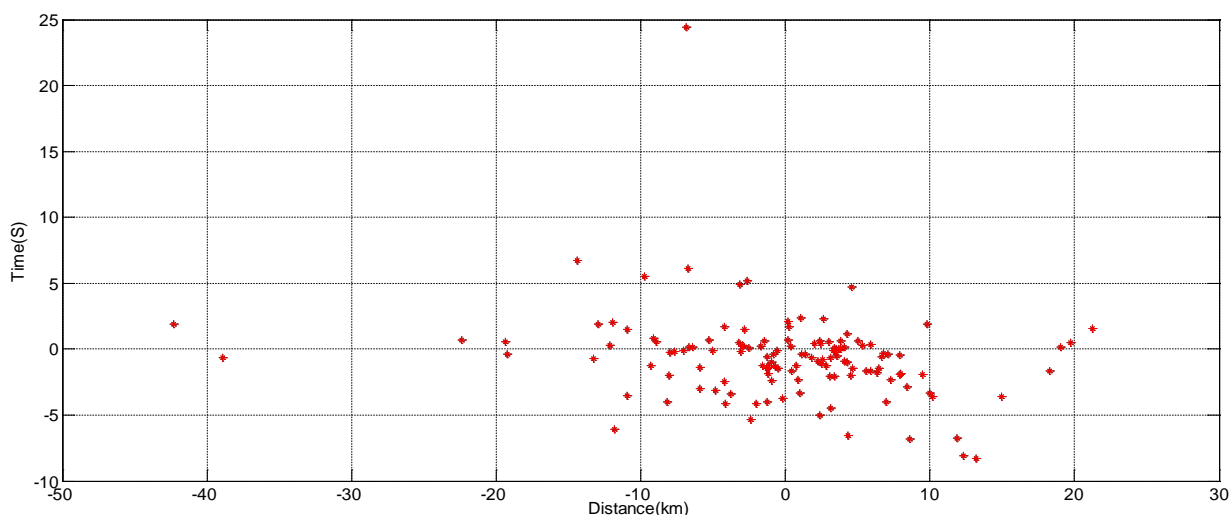


Рис. 6. Разница времён вступления P-волн Δt от разницы гипоцентрального расстояния ΔR для землетрясений-дублетов.

За период 2012-2016 было выделено 20 пар дублетов (32 землетрясения), пригодных для дальнейшего анализа косейсмических эффектов. В том числе и часть Непальских землетрясений, произошедших в апреле-мае 2015 г., например, М 6.7, 27.7711 N, 86.0173 E, 26 апреля 2015 г. 07:09:10.67 UTC, глубина 22.91 км и М 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 (рис.7), при этом корреляция в синхронных записях различных электромагнитных полей оказалась низкой – до 0.112 (рис.8). Данный пример показывает, что для исследования косейсмического эффекта необходимо более детально изучить пары землетрясений-дублетов.

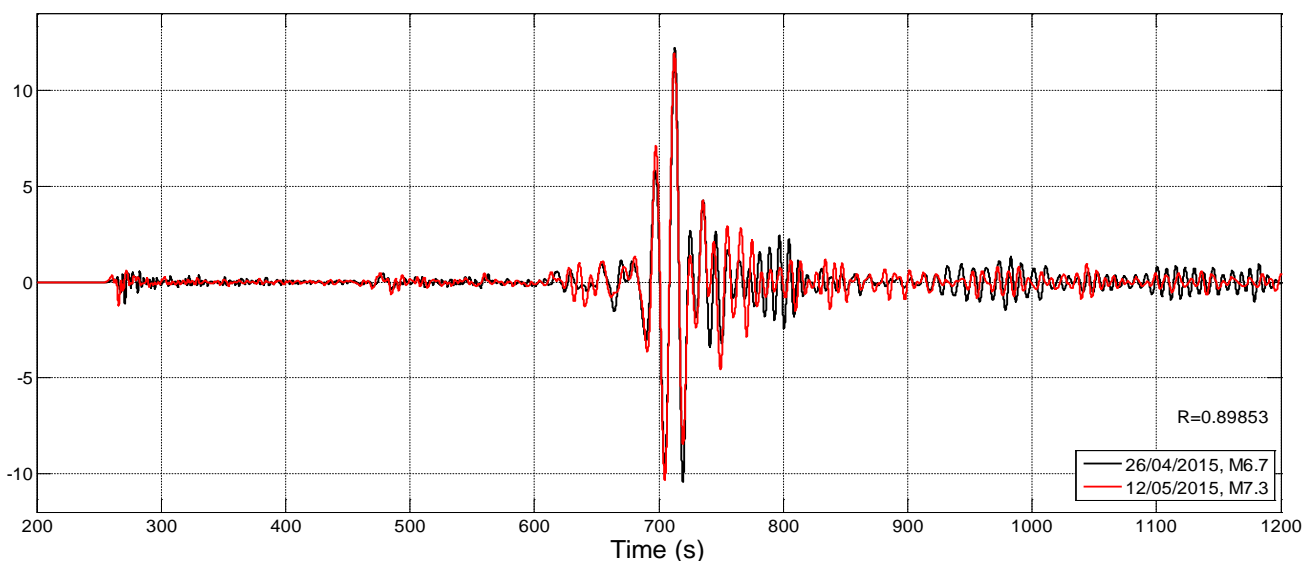


Рис. 7. Стандартизованные волновые формы для двух Непальских землетрясений-дублетов М6.7 26 апреля 2015г. и М7.3 12 мая 2015 г. на станции Эркинсай-2.

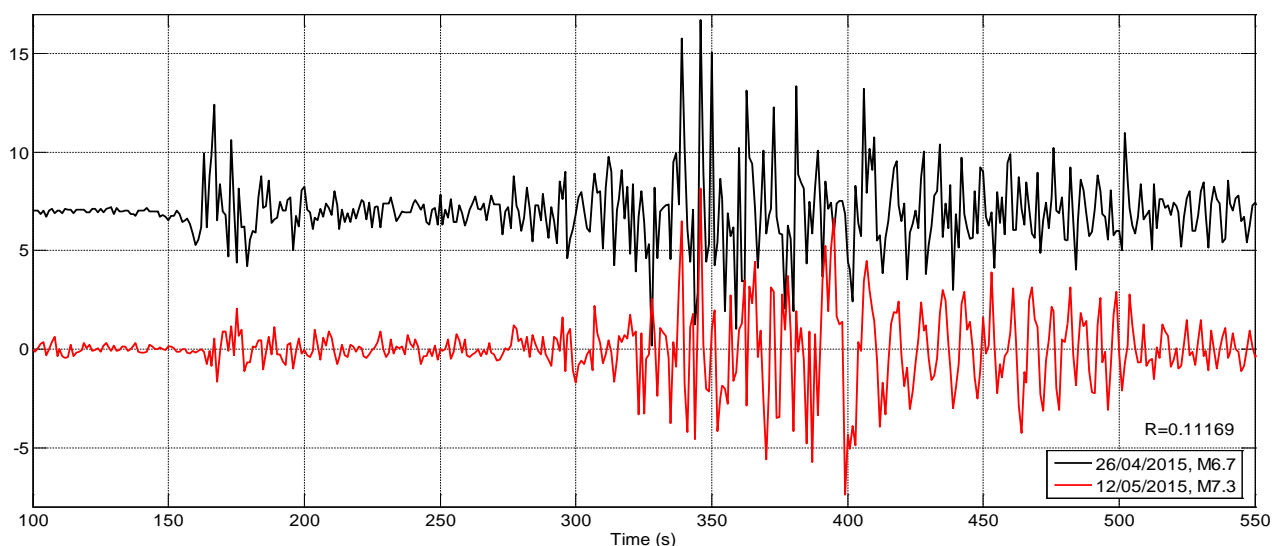


Рис. 8. Стандартизованные записи геомагнитного поля для двух Непальских землетрясений-дублетов М6.7 26 апреля 2015г. и М7.3 12 мая 2015 г. на станции Гулмарг.

Заключение. Электромагнитные эффекты, возникающие при распространении сейсмических волн в земле, обусловлены, по крайней мере, двумя причинами: это сейсмoeлектрические явления в земле и возмущения геомагнитного поля при движении проводящих слоев земли за фронтом волны. Сейсмoeлектрические 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.

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.

Литература

1. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир. 2005. 400 с.
2. Френкель Я.И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве // Изв. АН СССР. Сер. географ и геофиз. 1944. Т. 8. № 4. С. 133-150.
3. Сурков В.В. Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах. М.: МИФИ. 2000. 448 с.
4. Брагин В.Д. Электромагнитные исследования эффектов, обусловленных мощным промышленным взрывом в районе Нарынского каскада гидроэлектростанций (Камбарата) // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11. № 4. С. 46-53.
5. Брагин В.Д. Гармонический анализ вариаций полного вектора T геомагнитного поля и связь компонент с сейсмической активностью Северного Тянь-Шаня // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы Пятого междунар. симп. (Бишкек, 2011 г.). Т. 1. Бишкек. 2012. С. 244-250.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИЗОСЕЙСТЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПРОИЗОШЕДШИХ НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНАХ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ГОСУДАРСТВ

Гребенникова В.В.

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. *На основе расчетов интенсивности сейсмических сотрясений в населенных пунктах, полученных с помощью базы макросейсмических данных сильных землетрясений и программы «SEISMIC INTENSITY», разработан метод построения теоретических изосейст для вновь произошедшего землетрясения на территории Кыргызстана.*

Ключевые слова: *землетрясение, макросейсмическое обследование, интенсивности сейсмических сотрясений, теоретические изосейсты.*

Abstract. *On the basis of calculations of seismic tremor intensity in settlements obtained from macroseismic database of strong earthquakes and the «SEISMIC INTENSITY» program, the method of theoretical isoseists construction for recently occurred earthquake in the territory of Kyrgyzstan is developed.*

Keywords: *earthquake, survey on macroseismic intensity, theoretical isoseists.*

Основной целью разработки является построение теоретических изосейст землетрясений с силой в эпицентре 4,6 и более баллов, направленной для получения информации об интенсивности (I_i) сотрясений в населенных пунктах и объектах в труднодоступных районах Кыргызстана и в приграничной зоне, где по совокупности объективных и субъективных факторов не возможно проведение макросейсмического обследования [1].

Расчёты I_i в населенных пунктах при новом сильном землетрясении и построение теоретических изосейст осуществляется с помощью базы данных и программы "SEISMIC INTENSITY"[2-4].

База данных "SEISMIC INTENSITY" [2], содержит несколько взаимосвязанных блоков:

Блок "МАКРОС" – содержит макросейсмические данные 76 исторических и современных землетрясений с $M \geq 4,6$ произошедших в пределах координат $\varphi=39,00-43,50^\circ N$; $\lambda=69,00-80,00^\circ E$ [5-7]. Пользователь по запросу может получить информацию по любому землетрясению в виде таблиц: основных параметров землетрясения (широту, долготу, магнитуду, энергетический класс, глубину очага) и интенсивность сейсмических сотрясений (I_i) в населенных пунктах. В текстовом формате – результаты макросейсмического обследования и карту изосейст.

Все 76 землетрясений по локации координат их эпицентров разделены на 36 групп. Информация по группам представлена в Блоке "ГРУППЫ МАКРОС".

Блок содержит – карту территориального расположения 36 групп плейстосейстовых областей 76-ти землетрясений с магнитудой (M) более 4,6 произошедших в пределах координат $\varphi=39,00-43,50^\circ N$; $\lambda=69,00-80,00^\circ E$ (рис. 1); геологические и тектонические карты плейстосейстовых областей.

Блок "КАДАСТР" – содержит 1879 населенных пунктов Кыргызской Республики и 57 населенных пунктов приграничных районов соседних государств (Казахстана, Узбекистана, Таджикистана и КНР).

Кадастр населенных пунктов по территории Кыргызстана составлен по данным Государственного классификатора «Система обозначений объектов административно – территориальных и территориальных единиц Кыргызской Республики» (ГК СОАТЕ) от 21.02.2013 г. № 8 (с дополнениями и поправками по март 2016 г.). Географические координаты населенных пунктов Кыргызской Республики предоставлены Государственной картографо-геодезической службой КР «Госкартография-2016».

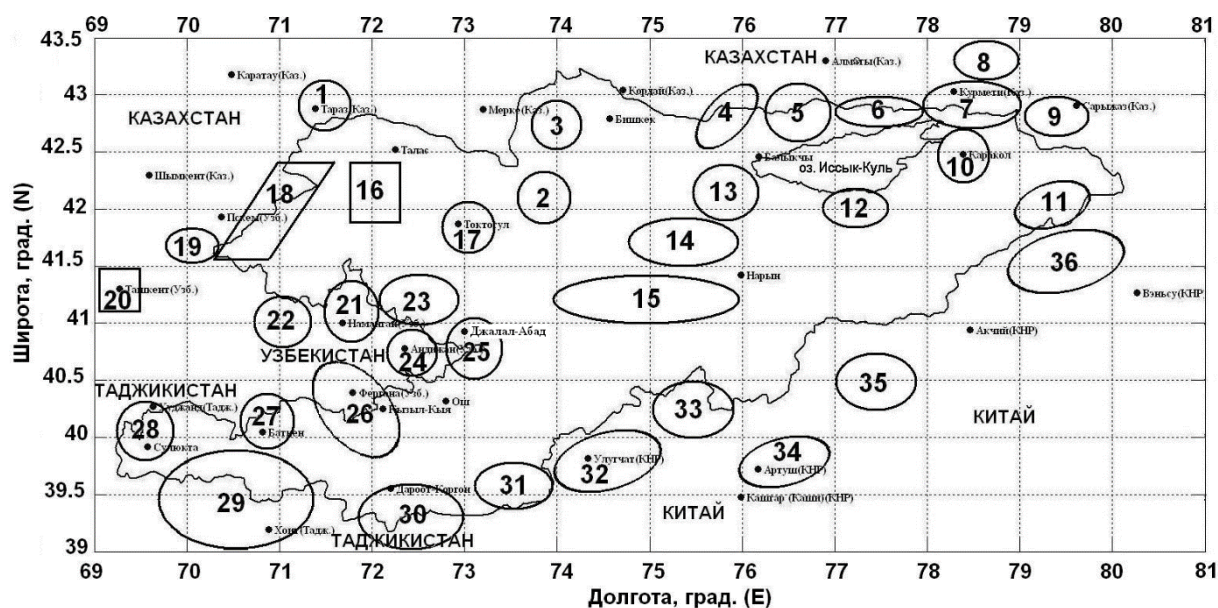


Рис. 1. Схема территориального расположения 36 групп плейстосейстовых областей 76-ти землетрясений с магнитудой (M) более 4,6 произошедших в пределах координат $\varphi=39,00-43,50^{\circ}N$; $\lambda=69,00-80,00^{\circ}E$

Расчеты I_i в населенных пункта осуществляются с помощью программы "SEISMIC INTENSITY" [3] с использованием уравнения макросейсмического поля Шебалина Н.В. [8], и коэффициентов затухания (ν и c) рассчитанных для 76-ти землетрясений.

Блок "ОБРАБОТКА" – после ввода основных параметров нового землетрясения с помощью программно-алгоритмических средств, осуществляется подбор наиболее «близкой» модели из 76-ти макросейсмически обследованных землетрясений (по координатам, глубине и магнитуде) из Блока "ГРУППЫ МАКРОС". С учетом коэффициентов затухания (ν и c) выбранной модели рассчитывается I_i (в баллах) в населенных пунктах для нового землетрясения.

Блок "ИЗОСЕЙТЫ" – на геолого-тектонической основе проводится построение теоретических изосейст нового землетрясения.

Блок "ОТЧЕТЫ" – визуализация информации в виде:

- Карты локации эпицентра землетрясения (звёздочка) и областей с различной интенсивностью (балльностью) сейсмических сотрясений в них населенных пунктов (чёрные кружочки);
- Таблицы расчета I_i в населенных пунктах (в баллах) в Excel;
- Теоретические изосейсты нового землетрясения.

Ниже приведён пример построение теоретических изосейст на примере Талдыкского землетрясения 2015 года [9].

По данным Центра данных ИС НАН КР за 2015 г. было обработано 6880 землетрясения, зарегистрированных на территории Кыргызстана и прилегающих территориях сопредельных государств. В подразделения МЧС КР было передано 175 сообщений, из них восемь землетрясений с $K_p \geq 11.6$ ($M \geq 4.9$) (рис. 2, табл. 1).

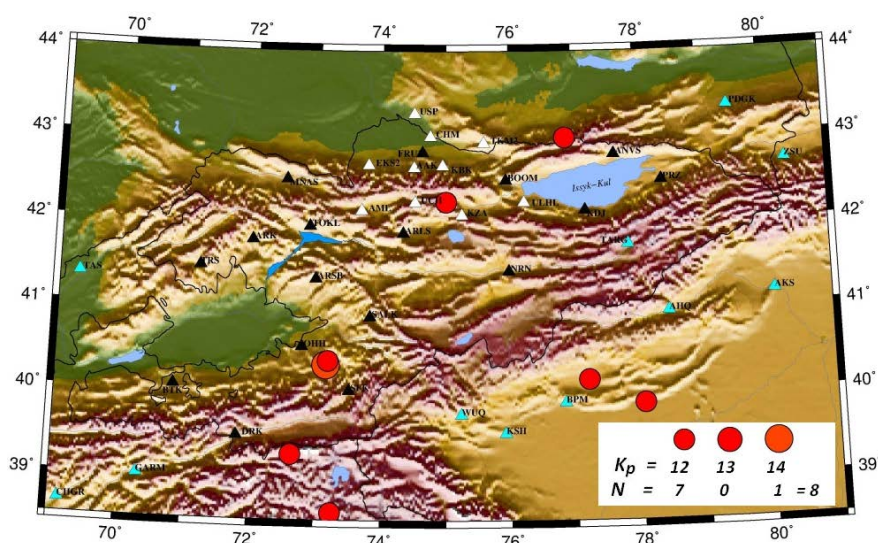


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений с $K_p \geq 11.6$ ($M \geq 4.5$) за период с 10.01.2015 г. по 20.11.2015 г. (по данным Центра данных ИС НАН КР, 2016).

Таблица 1. Список землетрясений с $K_p \geq 11.6$ ($M \geq 4.5$) за период с 10.01.2015 г. по 20.11.2015 г. (по данным Центра данных ИС НАН КР, 2015)

№	Дата			Время			Координаты		Глубина (h, км)	Энергет. класс (K_p)	Магнитуда (M_{pv})
	год	мес.	день	час.	мин.	сек.	$\varphi^{\circ}N$	$\lambda^{\circ}E$			
1.	2015	1	10	6	51	0,0	40,15	77,20	18	12,4	5,5
2.	2015	1	22	15	52	27,6	42,23	75,00	17	11,6	5,2
3.	2015	3	15	14	1	0,6	42,98	76,88	15	11,6	4,9
4.	2015	7	8	2	43	31,4	39,87	78,05	10	11,6	5,0
5.	2015	7	13	18	25	4,9	39,27	72,63	17	11,7	5,0
6.	2015	8	31	16	13	46,8	38,58	73,25	36	11,7	4,9
7.	2015	11	17	17	29	36,15	40,32	73,16	11	14,1	6,3
8.	2015	11	20	04	45	48,43	40,37	73,18	14	11,6	5,1

Наиболее сильным землетрясением в 2015 году было 7-ми балльное Талдыкское землетрясение (№7 табл. 3) произошедшее 17 ноября 2015 г. в Ош-Каракульджуйской сейсмогенной зоне (№12) [9] на территории Кара-Суйского района Ошской области (рис. 3-4, табл. 2).

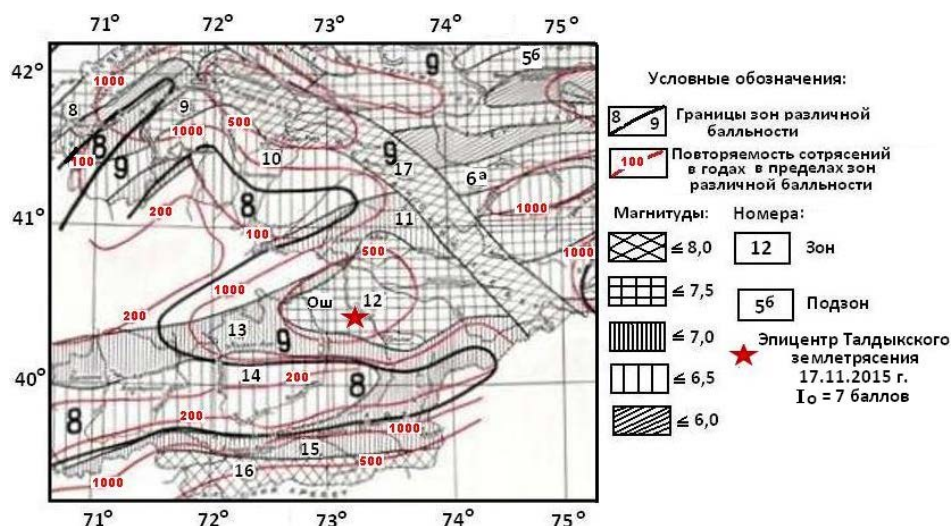


Рис. 3. Фрагмент карты сейсмического районирования территории Кыргызской Республики. Масштаб 1:1 000 000 [10].

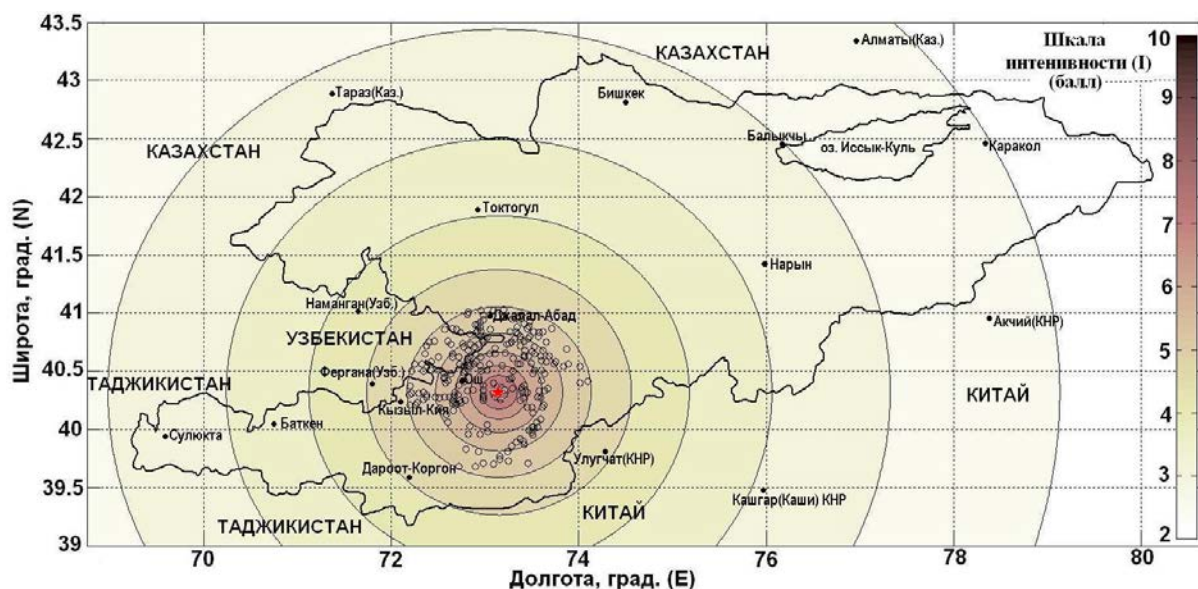


Рис. 4. Эпицентр (красная звездочка) Талдыкского землетрясения 17.11.2015 г.: $\varphi=40,32^{\circ}\text{N}$, $\lambda=73,16^{\circ}\text{E}$; $M_{\text{pв}}=6,3$; $h=11$ км; $K_{\text{р}}=14,1$; $I_0=7,0$ баллов и области с рассчитанной интенсивностью сейсмических сотрясений населенных пунктов и объектов (чёрные кружки) $I_{\text{min}}=4,5$ балла.

Таблица 2. Фрагмент расчета интенсивности сотрясений (I_i) в населенных пунктах Ошской области Кыргызстана при Талдыкском землетрясении 17.11.2015 г. $I_0=7$ баллов [2-3]

№	Населённые пункты	Район	Айыл.аймак.	φ° , N	λ° , E	Δ , км	I_i
	Талдык	Кара-Сууйский	Катта-Талдыкский	40,30	73,22	4,30	6,98
	Лаглан	Кара-Сууйский	Мадынский	40,27	73,10	5,32	6,93
	Алга-Бас	Кара-Сууйский	Кашгар-Кыштакский	40,33	73,20	5,32	6,93
	Тээке	Кара-Сууйский	Мадынский	40,25	73,17	5,61	6,91
	Бек-Джар	Кара-Сууйский	Кашгар-Кыштакский	40,35	73,13	6,08	6,89
	Лангар	Кара-Сууйский	Наримановский	40,40	73,09	11,56	6,56

Кабылан-Кель	Кара-Сууйский	Кабылан-Кельский	40,35	73,27	11,67	6,55
Папан	Кара-Сууйский	Папанский	40,29	72,98	15,1	6,34
Бёрю	Кара-Сууйский	Папанский	40,33	72,96	15,31	6,33
Кызыл-Туу	Кара-Сууйский	Папанский	40,25	72,97	15,59	6,31
Чайчи	Кара-Сууйский	Кызыл-Сууский	40,43	73,26	15,69	6,30
Алчалы	Кара-Сууйский	Папанский	40,20	72,97	16,36	6,26
Кара-Сөгөт	Кара-Сууйский	Катта-Талдыкский	40,38	73,02	16,84	6,24
Таш-Короо	Алайский	Гульчинский	40,24	73,37	19,44	6,09
Кара-Шоро	Алайский	Конур-Дёбёнский	40,33	73,38	19,38	6,09
Арпатектир	Алайский	Конур-Дёбёнский	40,35	73,38	19,88	6,07
Боз-Караган	Алайский	Конур-Дёбёнский	40,32	73,38	19,95	6,06
Жылысуу	Алайский	Гульчинский	40,27	73,42	21,22	6,00
Тогуз-Булак	Алайский	Корульский	40,38	73,43	22,94	5,91
Ийрек	Алайский	Кара-Ташский	40,50	73,30	24,08	5,85
Гульча	Алайский	Гульчинский	40,31	73,43	24,1	5,85
Ата-Мерек	Алайский	Папанский	40,33	72,8	24,3	5,84

По данным МЧС КР в Ошской области повреждения первой степени получили 897 домов, второй – 1401, третьей – 856, четвертой – 227, разрушения различной степени получили 115 объектов (Фото 1-4. Данные пресс-службы МЧС КР).

№1



№2



№3



№4



Фото 1-4. Последствия 7-ми балльного Талдыкского землетрясения 2015 г. в селах Алайского и Кара-Сууйского районов Ошской области (данные пресс-службы МЧС КР).

Землетрясение с 17.11. по 20.11. 2015 г. сопровождалось серией афтершоков различной силы (рис. 5).

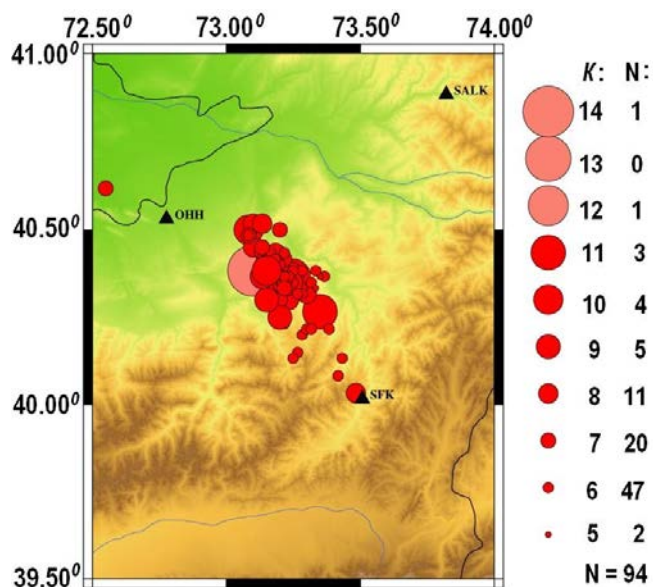


Рис.5.Карта зарегистрированных афтершоков Талдыкского землетрясения 17.11.2015 г. ($I_0=7$ баллов) в период с 17.11.по 20.11. 2015 г. (по данным Центра данных ИС НАН КР, 2015).

Сотрудниками Южного отдела Центра сейсмического мониторинга Института сейсмологии НАН КР было проведено макросейсмическое обследование последствий Талдыкского землетрясения только в пос. Чайчи Кара-Суйского района Ошской области, где интенсивность землетрясения составила 6-7 баллов (Фото 1-4. Автор А. Калилов).

№1



№2



№3



№4



Фото 1-4. (Автор А. Калилов) Последствия 7-ми балльного Талдыкского землетрясения 2015 г. в пос. Чайчи Кара-Суйского района Ошской области.

Из-за отсутствия детального макросейсмического обследования Талдыкского землетрясения были построены теоретические изосейсты Талдыкского землетрясения (рис. 6).

По характеру новейших структурных форм район эпицентра Талдыкского землетрясения относится к Южно-Ферганской подзоне Ферганской зоны Южно-Тянь-Шаньской области [11]. Эта подзона на западе характеризуется субширотным простиранием, а к востоку от р. Исфайрам – северо-восточным. В рельефе она выражена увалисто-грядовыми, так называемыми, «внутренними адырами». В подзоне широко распространены складки основания, или глыбовые складки, в которых участвующие в дислокациях мезозойско-кайнозойский покров деформирован конформно с подстилающим его эпигерцинским пенепленом. Современные врезы в них рек вскрывают неогеновые отложения.

С севера на юг в Южно-Ферганской подзоне выделяются следующие мегаструктуры [11]: Кырташтауская атиклиналь, Япалангская синклиналь, Карачатырская мегантиклиналь и Наукатская мегасинклиналь, состоящая из Кызылджарского, Тахтеского, Наукатского и Ляглян-Гульчинского широтных звеньев (малых впадин) – к последнему приурочен эпицентр Талдыкского землетрясения 17.11.2015 г. Мегаструктуры разграничиваются краевыми разломами (рис. 6). Ляглян-Гульчинского звено с севера окаймляется Катарским (V^a) разломом, с юга - Южно-Наукатским (VI^a) разломом.

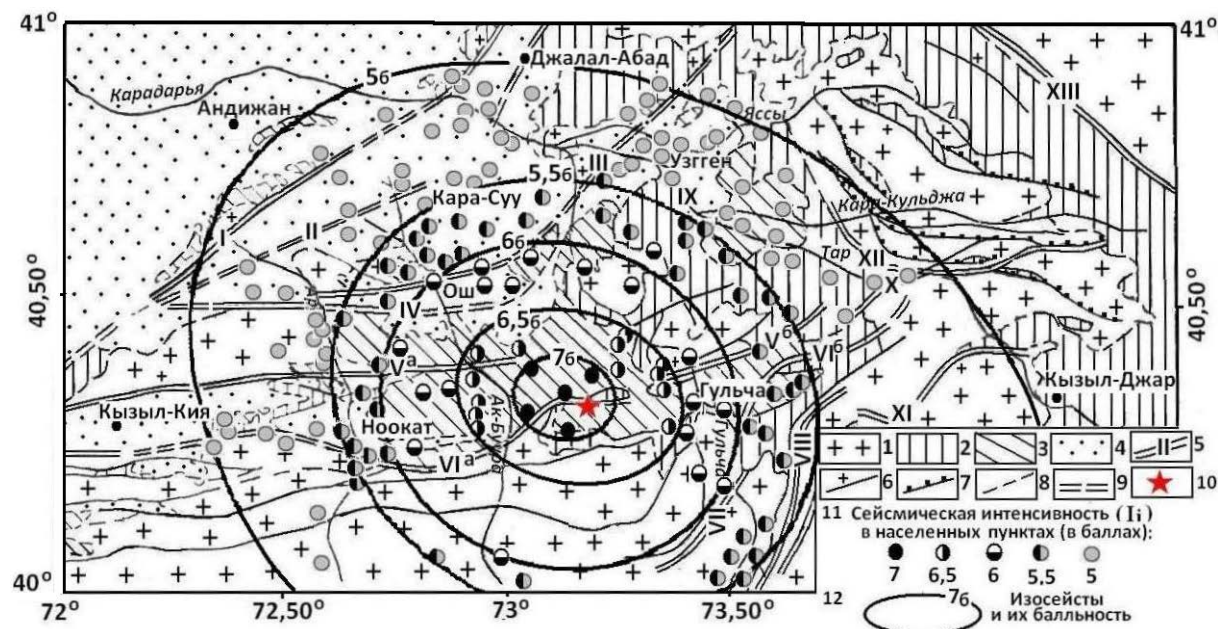


Рис. 6. Теоретические изосейсты интенсивностью от 7 до 5 баллов Талдыкского землетрясения 17.11.2015 г. ($I_0=7,0$ баллов) на схеме геологического строения Южно-Ферганской подзоны Ошского региона и прилегающих территорий по [11]. Отложения (1-4): 1 - палеозойские без расчленения, 2 - мезозойские и палеогеновые без расчленения, 3 - олигоцен-неогеновые, 4 - плиоцен-плейстоценовые; 5 - краевые разломы: I – Северо-Кувинский, II – Южно-Кувинский, III – Мадинско-Талдысуйский, IV – Кенешский, V^a – Катарский, V^b – Алдыярский, VI^a – Южно-Наукатский, VI^b – Джусалинский, VII – Гульчинский, VIII – Кичик-Алайский, IX – Варухский, X – Предтуркестанский, XI – Ойтальский, XII – Тарский, XIII – Таласо-Ферганский; 6 - взбросы; 7 - подвиги; 8 - разрывы предполагаемые; 9 - разрывы по геофизическим данным; 10 - инструментальный эпицентр; 11 - сейсмическая интенсивность (I_i) от 7 до 5 баллов в населенных пунктах (см. табл. 2); 12 - теоретические изосейсты и их балльность [1].

Катарский разлом (или Южно-Катарский по [11]) морфологически выражен не везде одинаково. Он прослеживается на расстоянии 120 км. В левобережье р. Ак-Бура сместитель разлома имеет почти вертикальное положение, но чаще имеет северное падение под углом 60°, 50° и даже 30°. Восточнее р. Талдык Катарский разлом кулисно подставляется Алдыярским разломом (V⁶). Плоскость Южно-Наукатского разлома также падает в северных румбах, угол падения 45-50°. В долине р. Талдык разлом гаснет, а в бассейне р. Джусалы он кулисно подставляется Джусалинским разломом (VI⁶). По геофизическим данным глубина проникновения Южно-Наукатского разлома 18-22 км.

Эпицентр Талдыкского землетрясений 17.11.2015 г. расположен в междуречье Талдык – Кичи-Талдык в районе пос. Талдык (рис. 6). На эпицентральной территории распространены отложения кирпично-красной свиты (нижняя часть массагетской толщи), которые местами перекрываются верхнечетвертичными накоплениями. Южная часть этой территории ограничена Южно-Наукатским разломом (на рис. 6 - VI^a), с которым, вероятно, связан очаг рассматриваемого сейсмособытия.

Литература

1. Гребенникова В.В. Построение теоретических изосейст сильных землетрясений, произошедших на территории Кыргызстана и прилегающих районах сопредельных государств. Кыргызпатент. Авторское свидетельство № 2951 от 17 августа 2016 г.
2. Гребенникова В.В., Миркин Е.Л. База Данных (БД) "SEISMIC INTENSITY" («СЕЙСМИЧЕСКАЯ ИНТЕНСИВНОСТЬ»). Кыргызпатент. Авторское свидетельство № 25 от 17 июня 2015 г.
3. Миркин Е.Л., Гребенникова В.В. Программа "SEISMIC INTENSITY" («СЕЙСМИЧЕСКАЯ ИНТЕНСИВНОСТЬ»). Кыргызпатент. Авторское свидетельство № 369 от 17 июня 2015 г.
4. Гребенникова В.В., Миркин Е.Л. База Данных "SEISMIC INTENSITY" и Программа "SEISMIC INTENSITY" («СЕЙСМИЧЕСКАЯ ИНТЕНСИВНОСТЬ») // Ежегодник НАН КР «Инновационные разработки». Бишкек: ЗАО «Тартип». 2016. С. 17-19.
5. Джанузаков К.Дж., Омуралиев М., Омуралиева А., Ильясов Б.И., Гребенникова В.В. Сильные землетрясения Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии). Бишкек: Илим. 2003. 215 с.
6. Каталог землетрясений Института сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики.
7. Catalogue of Earthquakes in Tianshan Area. Inland earthquake, v.11, supplement June 1997. Chief Editor Zhu Lingren, Urunqi, 1997. 183 p.
8. Шебалин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 6. С. 12–21.
9. Гребенникова В.В., Фортуна А.Б. Талдыкское землетрясение 17 ноября 2015 года // Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики (13-е изд. с изм. и доп.). Бишкек: МЧС КР. 2016. С. 664-671.
10. Абдрахматов К.Е., Джанузаков К.Д., Фролова А.Г., Погребной В.Н. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. Бишкек. 2012. 51 с.
11. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим. 1986. 314 с.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС

Довгань В.И.¹, Фролова А.Г.²

¹Межотраслевой научно-исследовательский центр мониторинга высотных плотин при КРСУ, г. Бишкек, Кыргызстан;

²Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. Дан краткий обзор научных исследований, проводимых на Токтогульской ГЭС во время строительства и в первые годы её эксплуатации. Описана современная система сейсмометрических наблюдений на плотине.

Ключевые слова: землетрясения, пуски гидроагрегатов, шумы плотины, спектральный анализ, сейсмическая безопасность.

Abstract. This paper presents the results of the researches conducted on the Toktogul hydroelectric power station during construction, in the first years its operation and at the moment.

Keywords: earthquakes, hydro-start-ups, dam noise, spectral analysis, seismic safety.

Согласно последней карте сейсмического районирования Кыргызстана Токтогульская ГЭС расположена в зоне возможных девятибалльных землетрясений [1]. Высокий уровень сейсмической опасности для плотины учитывался до начала и в процессе её строительства. Инженерно-сейсмологические наблюдения в бассейне реки Нарын в ее среднем и нижнем течении начались еще в 1957 году с целью оценки сейсмической опасности для створов проектируемых плотин: Атбашской, Казарманской, Токтогульской и других. Работы проводились силами Таджикской комплексно-сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР и отдела сейсмологии Института геологии АН Киргизской ССР [2].

Сильнейшим событием Токтогульского района было десятибалльное Чаткальское землетрясение 1946 года, при котором интенсивность сотрясений в створе проектируемой Токтогульской плотины составила 8 баллов. Землетрясение вызвало нарушения рельефа и обвалы, перекрывшие р. Нарын на 12 км выше створа. Однако заметных нарушений бортов каньона не обнаружено, что послужило свидетельством их устойчивости и, в конечном итоге, определило выбор места будущей плотины.

Одним из главных условий при проектировании Токтогульской ГЭС было обеспечение сейсмостойкости сооружения. Прочность и устойчивость плотины рассчитывались в проекте на воздействие землетрясений с интенсивностью 10 баллов. В то же время отдельные элементы конструкции, выход из строя которых не влечет катастрофических последствий, могут оказаться небезопасными при балльности, меньше расчетной, а их влияние на сейсмическую реакцию основных элементов сооружения существенным. В период возведения Токтогульской гидроэлектростанции и в первые годы ее эксплуатации задачи исследований заключались в изучении

колебаний бортов каньона и напряженного состояния среды. В 1974 году в связи с заполнением водохранилища начались работы, связанные с проявлением возбужденной сейсмичности [3]. В 1978 г. к изучению сейсмичности района водохранилища Токтогульской ГЭС в рамках советско-американских работ по прогнозу землетрясений были привлечены сотрудники Ламонт-Дохерти обсерватории Колумбийского университета США [4].

Непосредственно к плотине относились исследования, проводимые на Токтогуле Всесоюзным проектно-изыскательским и научно-исследовательским Институтом «Гидропроект» в 1971-1980 г.г. [5]. Основная их цель заключалась в изучении воздействия на плотину и ее скальное основание сильных землетрясений и гидростатической нагрузки, а также в контроле состояния плотины и в конечном итоге – в обеспечении безопасности эксплуатации сооружения. В 1980 г. на участке Токтогульской плотины действовали 7 автономных пунктов, из них 5 - в теле плотины (3 на абсолютной отметке 880 м, 2 на отметках 825 и 785 м) и 2 — в цементных штольнях правого и левого берегов ущелья на отметке 825 м. Один пункт располагался на рыхлых аллювиальных отложениях в нижнем бьефе плотины на расстоянии 1.5 км от створа (пункт “Лаборатория”). В оборудование каждого автономного пункта наблюдений входили электропитание, датчики и регистры. Использование автономных пунктов наблюдений было связано с отсутствием ниш для приборов и единой коммуникации. Такая схема наблюдений создавала трудности в эксплуатации и не обеспечивала синхронность включения регистраторов - одного из важнейших условий проведения наблюдений. Приборы были настроены на записи ощутимых землетрясений и нижний порог срабатывания составлял 2 балла. В результате такого режима за весь период инженерно-сейсмометрических наблюдений непосредственно на плотине было зарегистрировано всего 7 землетрясений. Основные результаты Гидропроекта за этот период связаны с модельными исследованиями.

Серьезным испытанием для гидроэлектростанции явилось Суусамырское землетрясение 19 августа 1992 года с интенсивностью в эпицентре более 9 баллов ($M=7.3$), произошедшее на расстоянии 90 км от плотины. Массивное обрушение склонов произошло выше створа строящейся Камбаратинской ГЭС, завершившееся образованием завальных плотин, которые просуществовали несколько часов, а затем были смыты. Интенсивность сотрясений в створе составила 7,5 баллов.

Землетрясение послужило толчком к организации на Токтогульской ГЭС всесторонних инструментальных наблюдений. Было осуществлено сопоставление показаний 270 приборов с данными предыдущих лет и до момента землетрясения. Анализ результатов натуральных наблюдений за период 1964–1992 г.г. позволил заключить, что сейсмические воздействия не повлекли каких-либо вызывающих опасения повреждений в теле плотины. Установлено, что наибольшие необратимые горизонтальные смещения составили на отметке 905 м – 1,2 мм, на отметке 785 – 0,32 мм. На отметках 780 – 825 м остаточные перемещения плотины были равны 0,4 - 0,5 мм. После Суусамырского землетрясения наблюдалось некоторое закрытие деформационных швов в плотине, обусловленное их веерным расположением в плане и подтвердившее на практике высокую сейсмостойкость сооружения.

В настоящее время небольшая техническая группа продолжает выполнять регулярные натурные измерения. В результате собраны данные с 1993 года – это напряжения в плотине, смещения скальных берегов плотины, фильтрационные расходы в водосливах, пьезометрические уровни в основании русловой части плотины и по берегам, осадки по меркам в дренажной галерее и по реперам за плотиной, показания скальных деформометров в основании и берегах, показания шелемеров, уровни водохранилища и среднемесячная температура воздуха.

В 2005 году к натурным наблюдениям присоединились непрерывные сейсмометрические. Возобновление сейсмометрических наблюдений на Токтогульской ГЭС на более высоком уровне стало возможным благодаря поддержке гранта МНТЦ КР – 547.2 при участии специалистов Кыргызско-Российского Славянского университета, Института динамики геосфер РАН, Института «Гидропроект». Основная цель наблюдений заключалась в оценке современного физико-механического состояния плотины на совершенно новых принципах – непрерывных синхронных записях микросейсм, землетрясений, техногенных событий и дальнейший сейсмический мониторинг гидроузла для предотвращения катастрофических ситуаций [6].

Созданию системы сейсмометрических наблюдений предшествовал большой объем работ в рамках проекта, основные задачи которых заключались в оценке текущего состояния и прогнозе устойчивости плотины Токтогульской ГЭС, ее основания и береговых примыканий. В результате был выполнен детальный анализ сейсмической активности района Токтогульского гидроузла. Для разработки геомеханической модели массива проведены сбор, обработка и анализ данных инструментальных натурных измерений на плотине и бортах каньона. Оценен уровень сейсмических воздействий на плотину и массив, не приводящих к нарушению равновесия и потере устойчивости плотины и отдельных крупных массивов пород. Даны анализ и обобщение результатов изучения геологии, тектоники и гидрогеологии района расположения гидроузла. Проведено изучение блочной структуры массива, расположения, мощности и особенностей внутреннего строения активных разрывных нарушений. Выделены потенциально опасные зоны. Анализ результатов долговременных высокоточных наблюдений на участках Токтогульской ГЭС и расчетов напряжено - деформированного состояния горных склонов каньона позволил выявить и изучить общие закономерности деформации склонов.

Система сейсмомониторинга Токтогульской ГЭС начала функционировать с середины 2005 года. Расположение пунктов наблюдений выбрано с учетом строения гидроузла: семь пунктов находятся на трех уровнях и в разных блоках плотины, два - в бортах и один (опорный) – на расстоянии 736 м от сооружения - в скале (рис. 1).

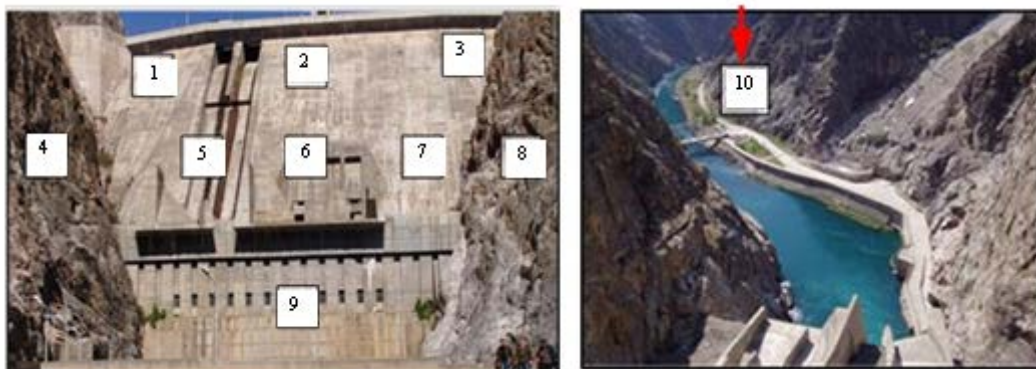


Рис.1. Расположение пунктов наблюдений: слева – на плотине и бортах, справа – в скале

Каждый пункт оборудован тремя сейсмометрами СМ-3, цифровым контроллером и линией связи с компьютером. Контроль состояния аппаратуры на плотине, анализ данных и решение методических задач выполняется в научно-исследовательском центре мониторинга высотных плотин (МНИЦ «Плотина») при Киргизско-Российском Славянском Университете (г. Бишкек). Связь центра с плотиной осуществляется через Интернет.

Система сейсмомониторинга работает круглосуточно и ведёт регистрацию землетрясений, пусков гидроагрегатов, микросейсм и случайных событий. Микросейсмы накапливаются в виде осреднённых спектров с часовым интервалом. Анализ данных выполняется с помощью разработанного в центре специального пакета программ [7].

Землетрясения. С начала запуска системы зарегистрировано более 400 землетрясений, из них 60 - в пределах первых 10-и км от плотины. В ближней зоне (до 180 км) энергетический класс землетрясений не превышал 13-й. Более сильные землетрясения произошли на удаленных от плотины расстояниях и не представляли для неё серьёзной угрозы (рис.2).

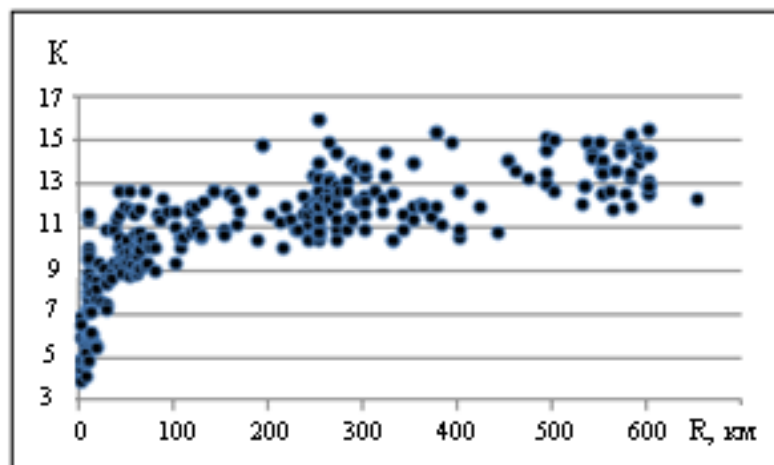


Рис.2. График зависимости энергетического класса K от эпицентрального расстояния R зарегистрированных землетрясений

Анализ записей показал, что величина сейсмических воздействий на гидроузел зависит от особенностей землетрясений: энергетического класса, эпицентрального расстояния, спектрального состава и т.д. Спектральный диапазон записанных землетрясений находится в пределах от 0 до 25 Гц. Близкие высокочастотные землетрясения воздействуют на отдельные блоки плотины, усиливая колебания в трёх верхних точках на высоте 880 м до 1.5 – 2-х баллов с максимумом во второй центральной. Для точек второго уровня – пятой, шестой и седьмой (высота 825м) при значительном рассеянии данных приращение балльности относительно опорной десятой ниже, чем для трех верхних. Максимальное приращение интенсивности (до 0.5 -0.8 балла) наблюдается для шестой точки в центре плотины. Для четвертой и восьмой точек в бортах плотины и для девятой точки в ее основании воздействие большей части высокочастотных местных и близких (до 150 км) землетрясений ниже или приближается к воздействию на опорную точку. Для более удаленных землетрясений заметно небольшое (на десятые доли балла) увеличение интенсивности в бортах по сравнению с десятой точкой. Удаленные низкочастотные события воздействуют на плотину в целом и изменение интенсивности колебаний в зависимости от положения точки наблюдений происходит незначительно.

Максимальным воздействиям за этот период плотина подвергалась во время двух самых сильных местных толчков 30 июля и 13 августа 2006 г. (рис.3) с энергетическими классами $K=11.6$.

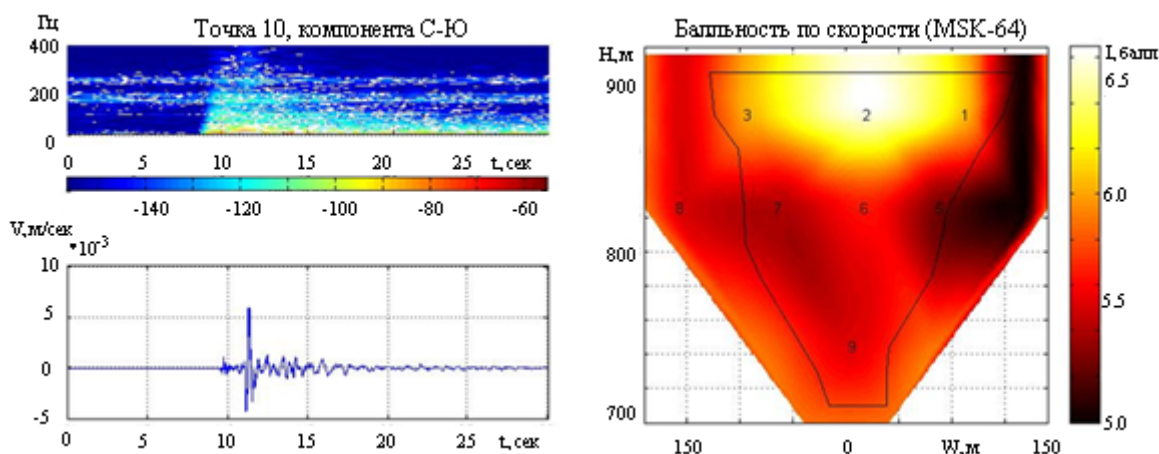


Рис 3. Слева: запись и спектрограмма местного землетрясения 30 июля 2006 г. ($R=7\text{км}$) в десятой точке наблюдений; справа: распределение интенсивности колебаний в баллах по телу плотины при воздействии этого землетрясения

Рисунок 3 (справа) дает картину интенсивности воздействия землетрясения на разные участки плотины. Для получения необходимой детальности используются не принятые в сейсмологии десятые доли балла. Данное землетрясение ощущалось в боковых верхних точках с интенсивностью 6, в центральной и на гребне – 6.6 балла, в 10-й опорной точке интенсивность колебаний также приближалась к 6 баллам по шкале MSK-64.

На рисунке 4 показано раскрытие шва между блоками, в которых расположены точки 2 и 3, и проекции движения шва на три плоскости при местном землетрясении 30 июля 2006г. (K=11.5).

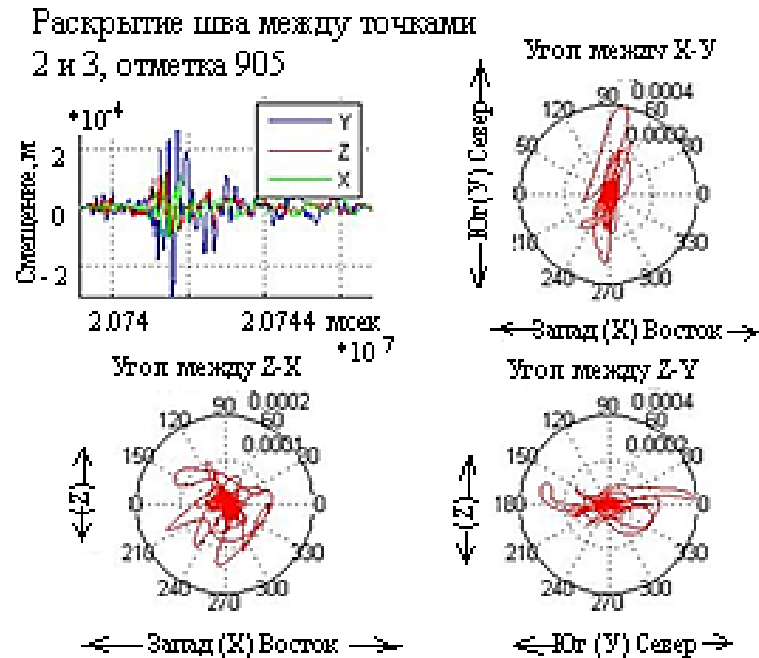


Рис.4. Раскрытия шва между точками 2 и 3 и проекция движения шва на три плоскости

В основе оценки величины раскрытия швов между блоками лежит предположение, что характеристику блока дает расположенная в нем точка наблюдений. Выполняется эта процедура только для относительно сильных воздействий. Максимальное относительное движение при этом землетрясении наблюдалось между блоками по направлению «Север-юг» – вдоль течения и составило 395 микрон ≈ 0.4 мм.

Пуски гидроагрегатов. Количество пусков за все время наблюдений значительно превосходит количество зарегистрированных землетрясений. По уровню воздействия на плотину пуски соизмеримы с местными землетрясениями. При этом наибольшие колебания наблюдаются в ближайшей к гидроагрегатам – 9-ой точке, ослабевая на втором уровне (точки 5,6,7 и борта) и вновь усиливаясь в верхних точках с максимумом, обычно, в центральной, второй (рис.5).

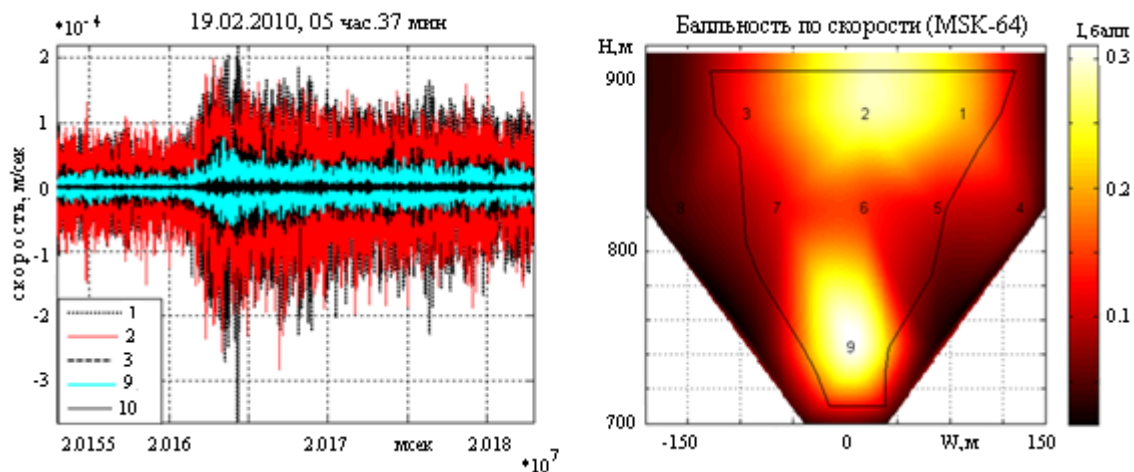


Рис. 5. Записи пуска гидроагрегата 19 февраля 2010г. в трёх верхних, девятой и десятой точках наблюдений (слева), распределение интенсивности по телу плотины (справа)

Пуски гидроагрегатов имеют широкий спектр колебаний от 0.2 Гц до 60 Гц с подъёмом на частотах до 25 Гц. Поведение плотины при пуске отличается от землетрясения, так как источник колебаний находится в теле плотины (водоводы, гидроагрегаты), но колебания распространяются от известных точек по всему телу плотины, захватывая борта и даже опорную точку. Анализ записей пусков агрегатов позволяет выполнять диагностику не только плотины, но и самих агрегатов.

Шумы плотины. В промежутке времени между землетрясениями и пусками гидроагрегатов регистрируются микросейсмы и шумы плотины, которые усредняются и накапливаются в виде почасовых спектров. В усреднённых почасовых спектрах шума особенно чётко выделяются частоты, связанные с работой гидроагрегатов: 2.8 Гц – частота вращения турбины и 44.6 Гц - частота вращения лопастей, а также их гармоники (рис. 6, слева). Колебания амплитуд на этих частотах совпадают с колебаниями мощности, вырабатываемой ГЭС. В диапазоне частот 1-30 Гц происходят колебания опорных конструкций. Амплитуды шума возрастают с высотой: на частоте 2.8 Гц – с максимумом во второй точке, на частоте 44.6 – с максимумом в шестой и верхних – первой и второй точках. Такое поведение обусловлено конструкцией плотины: в центре расположены водоводы, по которым вибрации передаются на гребень и усиливаются самой плотиной. Сами гидроагрегаты расположены вблизи девятой точки наблюдений.

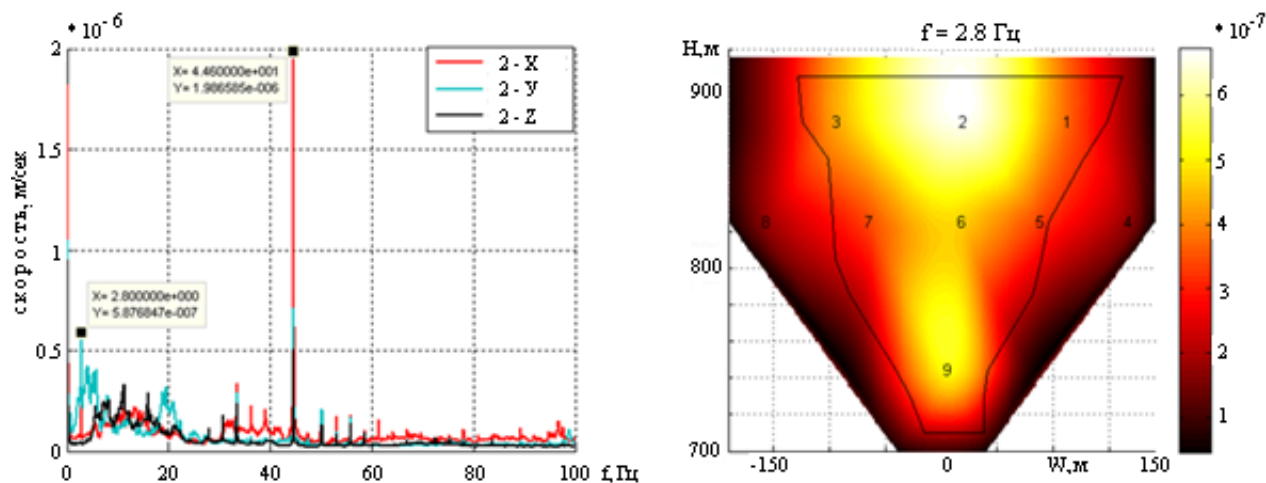


Рис. 6. Усреднённые за 1 час спектры по записи шума во второй точке по трем составляющим (слева); распределение колебаний по телу плотины на частоте 2.8 Гц - частоте вращения гидроагрегатов (справа)

Частота 2.8 Гц всегда присутствует в спектре землетрясений и опасна как для плотины, так и для гидроагрегатов. Большой амплитудой выделяется частота 0.1 Гц (более низкие частоты находятся за пределами диапазона регистрации). Это одна из собственных частот колебаний плотины. Колебания с такой частотой воздействуют на сооружение в целом. Большими амплитудами выделяются колебания на частотах 93.1 Гц, 95.4 Гц и 99.6 Гц. Эти частоты обусловлены работой оборудования в машинном зале, не связанного с гидроагрегатами. Кроме осредненных почасовых спектров сохраняется информация о максимальных почасовых спектрах. Особенностью этих спектров является то, что они содержат максимальные амплитуды колебаний, которые возникали хотя бы один раз в течение часа.

Почасовые спектры позволяют оценить остаточные явления в теле плотины после землетрясений. В случае местных достаточно сильных толчков в течение часа наблюдается возмущение спектрального фона плотины. На рис. 7 представлен график изменения спектров шума перед землетрясением 13 августа 2006 г ($K=11.7$, $R=7$ км) и после него.

13.08.2006, 12 час.08 мин, точка 6 (С-Ю)

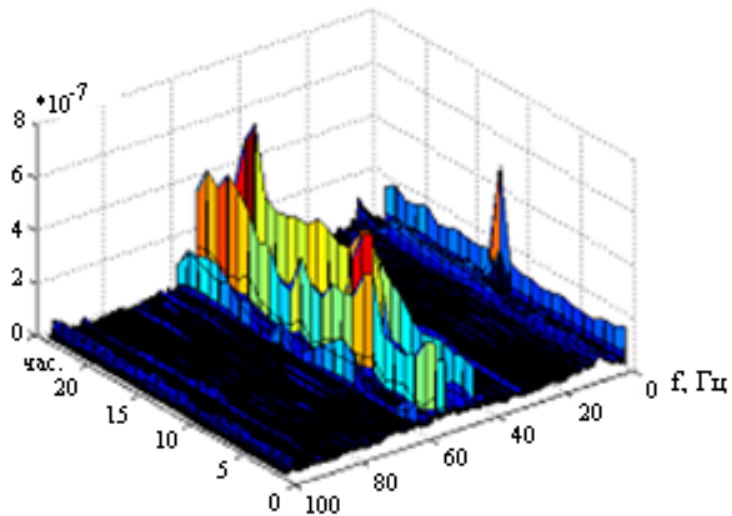


Рис. 7. Почасовые усредненные спектры за сутки 13-08-2006г.

Сразу после землетрясения в течение часа наблюдалось увеличение амплитуд на частотах 0.1-0.9 Гц, далее всё нормализовалось.

Спектры шума были использованы для анализа причин аварии гидроагрегата 8 декабря 2009 г. По нашим данным авария агрегата была обусловлена перегрузкой недопустимыми вибрациями. Об этом свидетельствуют присутствие в спектрах в момент аварии дополнительных резонансных частот (кроме постоянных) и увеличение вдвое, по сравнению с фоновыми, амплитуд колебаний.

Спектральный анализ причин аварии 8 декабря 2009 г. послужил основанием для проведения испытаний второго и четвертого гидроагрегатов при различных нагрузках. Цель этих испытаний — определение оптимальной работы гидроагрегатов для уменьшения негативных воздействий на плотину связанных с ними вибраций. Используемый материал — записи максимальных и усредненных спектров колебаний второго гидроагрегата. Сравнение работы второго и четвертого агрегатов позволило определить оптимальный уровень нагрузки 180-250 МВт. Вибрации четвертого агрегата выше второго на мощностях 150 и 300 МВт и почти совпадают в диапазоне 180-250 МВт. Но на отдельных частотах второй агрегат имеет повышенную вибрацию относительно четвертого агрегата. Сравнение максимальных и усредненных спектров четвертого и второго агрегата показало, что у четвертого агрегата наблюдается повышенная вибрация на частоте вращения генератора 2.8 Гц и его гармониках (44.6 Гц), которые вносят основной вклад в общие вибрации гидроагрегата.

События, не связанные с землетрясениями и пусками гидроагрегатов. Система наблюдений на Токтогульской ГЭС фиксирует случайные события, которые имеют форму резких импульсов в виде тресков длительностью в пределах 0.5-1.0 секунды. Записи таких событий похожи друг на друга и отличаются, в основном, только величиной интенсивности (рис. 8). События не имеют какой-либо определенной сезонной или временной привязки. В основном, это небольшие одиночные импульсы, иногда - групповые (3-6 событий, разделенных небольшими временными

промежутками). Максимальное количество таких событий, около 100, было зарегистрировано 3 мая 2010 г. с 14 час. 28 мин. по 16 час. 54 мин. по местному времени. По заявлению сотрудников гидроузла в этот день никаких аномальных ситуаций не происходило.

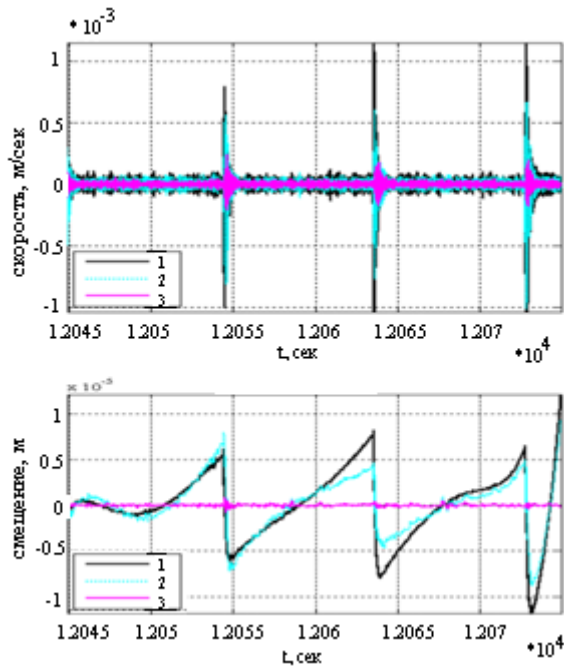


Рис.8. Записи событий 3 мая 2010 г в 15 час. 21 мин. в трех верхних точках плотины: вверху – в терминах скоростей, внизу – в терминах смещений

На рис.9 показаны спектрограмма и записи самого сильного из этих событий в верхних точках наблюдений.

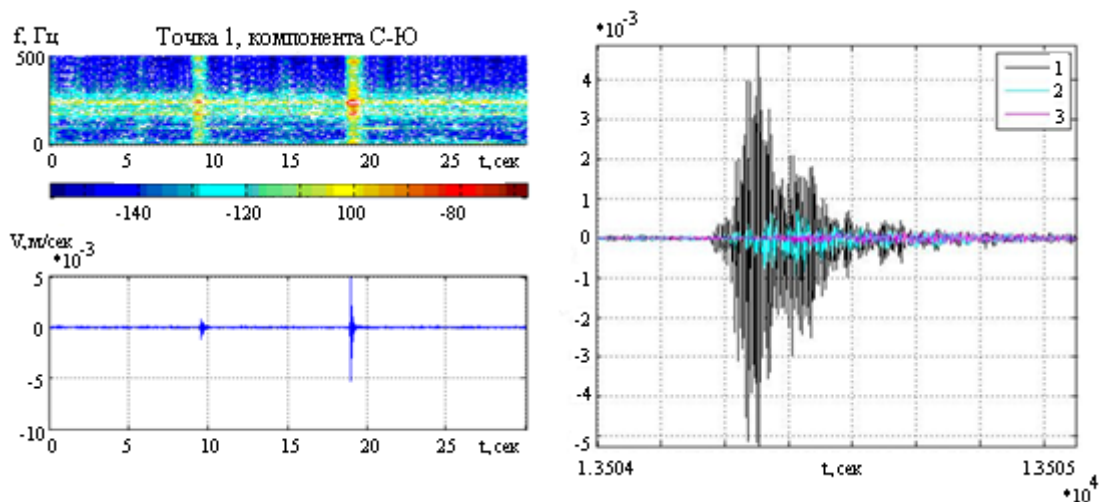


Рис. 9. Спектрограмма и записи события 3 мая в 15 час.45 мин в трех верхних точках плотины

Событие (второе на спектрограмме) проявилось вплоть до высоких частот. Максимальные колебания наблюдались в первой точке на составляющей С-Ю – вдоль течения. Спектры этого события по записям в трех верхних точках показаны на рис. 10, слева.

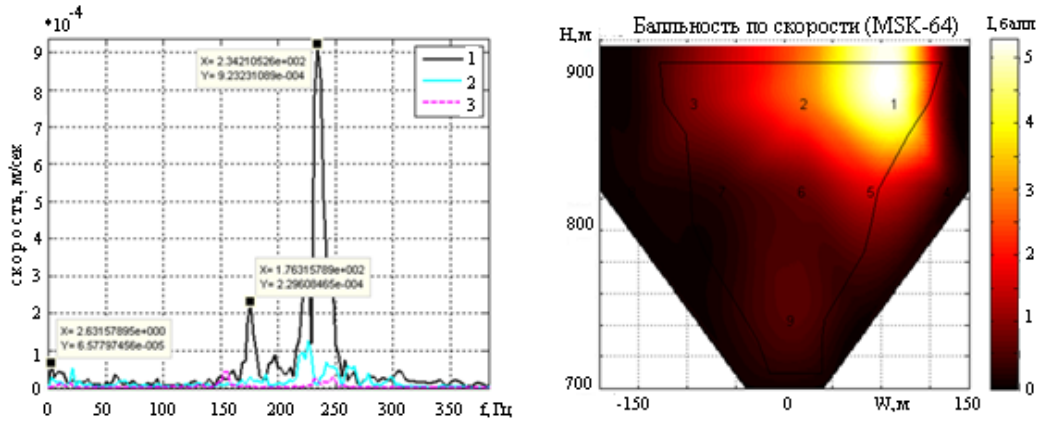


Рис.10. Спектры по записям события в верхних точках плотины по составляющей С-Ю (слева) и распределение интенсивности колебаний по телу плотины (справа) при событии 3 мая в 15 час.45 мин.

Локальные высокочастотные колебания в районе первой точки достигали 5-балльной интенсивности (рис. 10, справа). Колебания происходили, в основном, в направлении С-Ю – вдоль течения.

Максимальные относительные смещения наблюдались между блоками, в которых расположены первая и вторая точки и они имели отрицательные значения, т.е. один блок опускался относительно второго. Величины этих смещений, а также проекции смещений на три плоскости показаны на рис. 11.

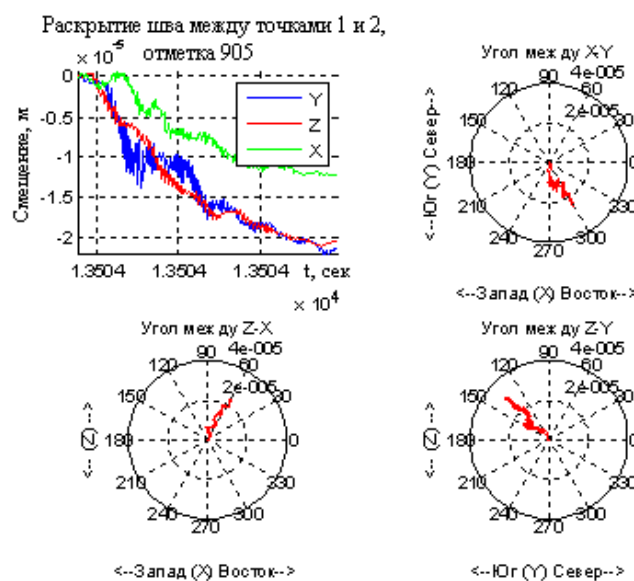


Рис. 11. Раскрытие шва между точками 1 и 2 и проекции движения точек на три плоскости

Такая картина распределения смещений сохранялась для всех событий за небольшим исключением. Для данного события максимальные смещения первой точки относительно второй по составляющей вдоль течения составили порядка 22 микрон. Это событие – наиболее сильное из всех произошедших. Были записаны еще четыре события, по уровню воздействия близкие описанному выше. Остальные события были на полпорядка и на порядок слабее. Ориентировочное суммарное смещение первой точки при этом составило порядка 0.16 мм.

В конце апреля и первой декаде мая наблюдался резкий подъем уровня воды (на 5 метров за 11 дней). Значения относительных смещений по составляющим С-Ю и В-З по натурным наблюдениям соизмеримы с суммарными значениями смещений по записям событий 3 мая. Это позволило сделать вывод о природе событий: по нашему мнению, они связаны с относительным смещением блоков плотины при резком подъеме уровня воды. Под действием напора воды блок, в котором расположена первая точка наблюдений, пришёл в движение и начал наклоняться по течению реки. Одновременно центральный блок плотины стал подниматься. Такое перемещение блоков при статической нагрузке происходит с большими динамическими усилиями, соизмеримыми с воздействием землетрясения. Данный факт необходимо учитывать при проектировании гидротехнических сооружений.

Заключение. Токтогульская плотина является уникальным бетонным сооружением, предназначенным для эксплуатации в условиях высокой сейсмичности. Девятибалльное Суусамырское землетрясение 1992 года, произошедшее вблизи гидроузла, подтвердило на практике его сейсмостойкость: в основании плотины интенсивность колебаний составила более 7-и баллов, на гребне могла приблизиться к 9-и баллам.

Суусамырское землетрясение послужило толчком для организации на гидроузле всесторонних инструментальных натурных наблюдений. В 2005 году к ним присоединились непрерывные сейсмометрические наблюдения: на плотине, бортах и в опорной точке за её пределами было оборудовано десять пунктов, которые регистрируют микросейсмы, землетрясения, пуски гидроагрегатов и случайные события. Долговременный анализ этих данных даёт информацию о процессах, происходящих в сооружении. В результате анализа записей землетрясений определены участки плотины, наиболее подверженные динамическим воздействиям. Анализ записей пусков агрегатов позволяет выполнять диагностику не только плотины, но и самих агрегатов. Шумы плотины, представленные в спектральной форме, дают информацию о частотах, характерных для работы оборудования плотины. При отключённых гидроагрегатах на спектрах видны собственные частоты колебаний плотины и отдельных её блоков. Почасовые спектры шума позволяют оценить остаточные явления в теле плотины после землетрясений: в случае местных достаточно сильных толчков в течение часа наблюдается возмущение спектрального фона плотины.

Методика наблюдений и методы обработки данных постоянно совершенствуются. Данные системы сейсмомониторинга сопоставляются с данными натурных наблюдений. Накопленный к настоящему времени большой экспериментальный материал позволяет утверждать, что системы такого рода

востребованы временем. Это особенно актуально для объектов, имеющих длительный срок эксплуатации и требующих своевременного принятия решений по ремонту и восстановлению для предотвращения катастрофических ситуаций.

Литература

1. Абдрахматов К.Е., Джанузаков К.Д., Фролова А.Г., Погребной В.Н. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики. Масштаб 1:1000 000.Объяснительная записка. Бишкек. 2012. 51 с.
2. Нерсесов И.Л., Грин В.П., Джанузаков К.Д. О сейсмическом районировании бассейна реки Нарын. Фрунзе: Изд-во АН Кирг. ССР. 1960. 177 с.
3. Нерсесов И.Л., Павлов В.Д., Павлова Г.Н. Изучение сейсмичности в районе Токтогульского гидроузла в период заполнения водохранилища 1973-1977 гг. (итоговый отчет). Фонды ИФЗ АН СССР. М. 1978. 76 с.
4. Simpson D.W., Hamburger M.W., Pavlov V.D. et al. Tectonics and seismicity of the Toktogul Reservoir region, Kirgizia, USSR // Journ. of Geoph. Res. 1981. Vol. 86. № 81.
5. Результаты инженерно-сейсмометрических наблюдений на участке створа Токтогульской ГЭС по состоянию на 1980 г. Отчет отдела геофизических изысканий и исследований проектно-изыскательского и научно-исследовательского института «Гидропроект». Москва. 1980. 56 с.
6. Довгань В.И. Проект сейсмометрической системы Токтогульской ГЭС // Бюллетень Кыргызско–Российского Славянского Университета. 2006. Т. 6. № 3. С. 43-47.
7. Довгань В.И., Фролова А.Г. Сейсмический мониторинг Токтогульской ГЭС // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов Пятого международного симпозиума. Т. 1. Бишкек. 2012. С. 23-29.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРОГРАММНЫМ КОМПЛЕКСОМ SEISCOMP-3

Кальметьева З.А., Джусупова К., Шаршебаев А.

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г. Бишкек,
Кыргызстан

Аннотация. *Выработаны критерии интерпретации волновой картины и отбора сейсмических событий в пределах территории Кыргызстана с помощью программного комплекса SeisComp-3.*

Ключевые слова: *годограф, ход луча, скоростная модель.*

Abstract. *Criteria for wave pattern interpretation and seismic events selection within the territory of Kyrgyzstan with the help of software system SeisComp-3 are developed.*

Keywords: *travel-time curve, ray path, velocity model.*

К середине 2010 г. Центрально-Азиатским институтом прикладных исследований Земли была организована сеть сейсмических наблюдений, состоящая (на тот момент) из трех собственных станций (Тарагай, Аксай и Энельчек) и шести станций сети CAREMON (Central Asian Real-Time Earthquake Monitoring Network), установленных в рамках проекта CASCADE (Central Asia Cross-border natural disaster prevention) при финансовой поддержке Министерства Иностранных Дел Германии. Для сбора и автоматической обработки волновых форм был установлен программный комплекс SeisComp-3, представляющий собой новую технологию по быстрому сбору и обмену данными и автоматическому определению гипоцентра и магнитуды землетрясения, включающую создание архива волновых форм и каталога землетрясений.

Программный комплекс SeisComp-3 составлен так, что на входе волнового потока в программу происходит анализ амплитуды волны и, если она превышает определенный порог (по умолчанию - в 3 раза больше уровня шума), то включается программа автоматической пикировки фаз. Если же затем амплитуда уменьшается в два раза, то автоматическая пикировка отключается. Если землетрясение довольно сильное, то автоматическая пикировка происходит на большом количестве станций. Программа не выдает решения, если превышение порогового уровня происходит на малом количестве станций (менее восьми), т.е. если землетрясение довольно слабое или имеющаяся сеть станций не достаточно густая.

В настоящее время сеть сейсмических станций ЦАИИЗа является, в основном, виртуальной. Кроме трех собственных станций, на комплекс SeisComp-3 поступают волновые потоки около 50 станций цифровых сетей через Федерацию цифровых сетей (FDSN) в режиме реального времени. По результатам автоматической обработки комплексом SeisComp-3 в ЦАИИЗе производится составление каталога по территории Средней Азии, ограниченной координатами 26° - $57,5^{\circ}$ по широте и $46,5^{\circ}$ - 87° по долготе.

С самого начала работы сети ЦАИИЗ был проведен анализ результатов автоматической обработки. С этой целью, поступающие на SeisComp-3 волновые потоки, мы параллельно обрабатывали вручную с помощью программы, предоставленной нам по нашей просьбе В.Асмингом. Кроме того, полученные таким образом бюллетени, мы также обрабатывали программой Seisan. Ниже приведены два примера обработки программой В.Асминга – при одностороннем расположении станций относительно эпицентра (рис. 1. А) относительно эпицентра и более благоприятным окружением (рис. 1.Б).

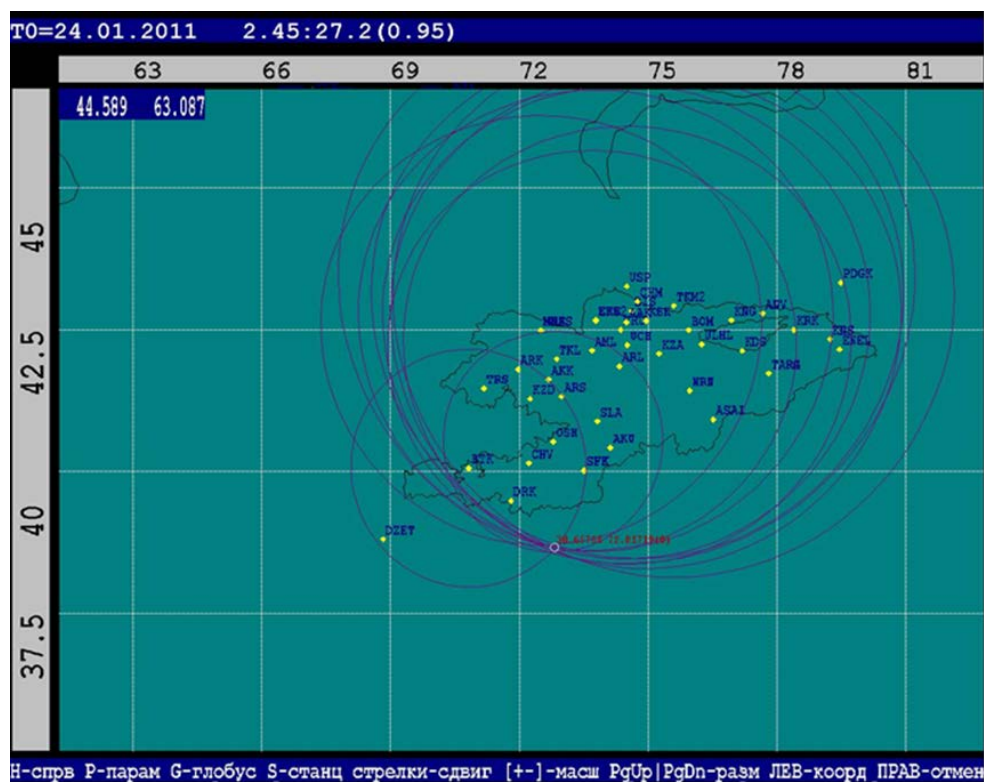


Рис. 1. А. Пример обработки волновых потоков программой В. Асминга при одностороннем расположении станций относительно эпицентра

24 января 2011 года

Способ	время в очаге	широта	долгота	глубина	RMS
Автомат-SeisComp-3	2-45-31	38.54	72.69	90	-
Seisan	2-45-28.0	38.757	72.794	0	1.0
Асминг	2-45-28.0	38.805	72.817	0	0.98
Из каталога ИС НАН КР	2-45-27.71	38.621	72.810	-	0.69

Сравнение результатов показывает, что результаты автоматической обработки заметно отличаются, особенно при оценке глубины гипоцентра. Первым естественным предположением было, что причина расхождений может лежать в разных скоростных моделях, используемых в этих программах для вычисления времен пробега на эпицентральных расстояниях до 200 км. Как показывает опыт, эпицентры

землетрясений, определенные по данным мировых и локальных сетей, обычно различаются. При одностороннем положении пунктов наблюдений относительно очага землетрясения эти различия становятся существенными. В рассматриваемом случае в трех программах (Seisan, Асминг и HYPOELLIPSE, используемая в ИС) заложена одна и та же региональная скоростная модель земной коры, которая является осреднением двух моделей: для территории Северного Тянь-Шаня (Грин, 1990) и юго-западной части территории Кыргызстана (Грин, Кальметьева, 1978). В программе SeisComp-3 заложена более высокоскоростная модель земной коры. Во втором случае (рис. 1. Б) расхождения значительно меньше, что подтверждает предположение о влиянии скоростного разреза.

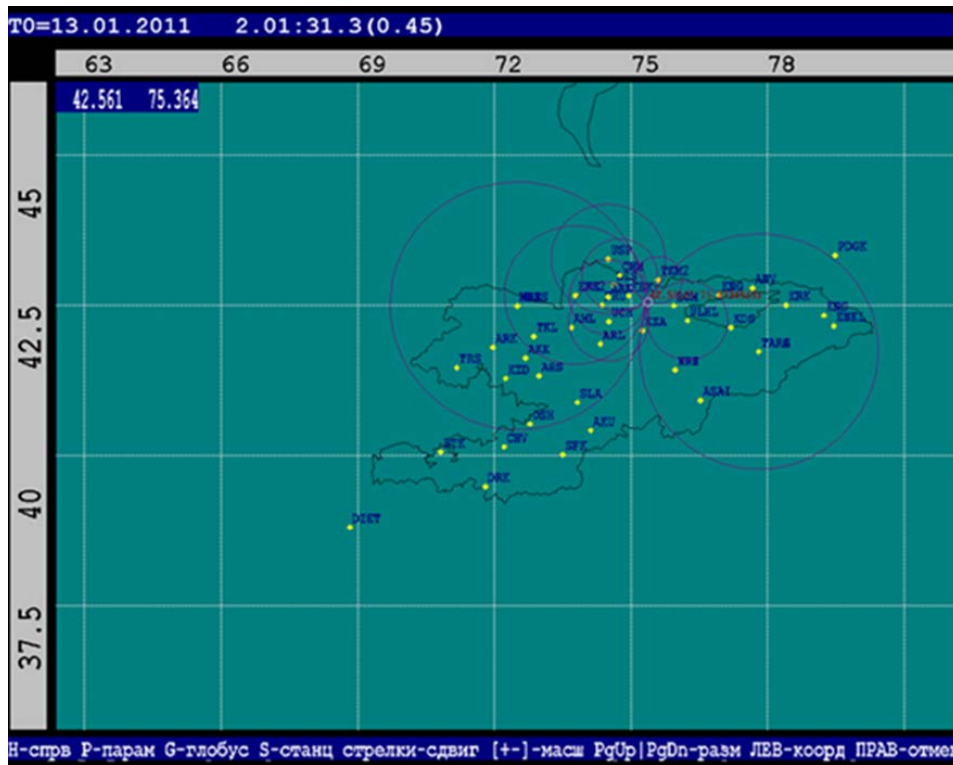


Рис. 1. Б. Пример обработки волновых потоков программой В. Асминга при более благоприятном окружении эпицентра станциями

13 января 2011

Способ	время в очаге	широта	долгота	глубина	RMS
Автомат-SeisComp-3	02-01-32	42.58	75.52	5	2.2
Seisan	02-01-30	42.52	75.35	1	1.0
Асминг	02-01-31.3	42.55	75.36	5	0.45

В середине 2011 года данные станций сети KNET перестали поступать в FDSN и, следовательно на SeisComp-3 ЦАИИЗа, вследствие чего программа срабатывала только на сильные ($M > 5$) землетрясения. Поскольку большая часть этих событий происходит за пределами Кыргызстана, где скоростное строение земной коры может иметь свои особенности, изменения в таблицы времен пробега в программу SeisComp-3 нами не были внесены.

В 2015 году в результате договоренности с GFZ и ЦАИИЗ, данные сети KNET вновь стали поступать в ЦАИИЗ и вопрос о точности определения основных параметров землетрясений возник снова. Кроме того, что эпицентры землетрясений на территории Кыргызстана, определяются с низкой точностью при одностороннем окружении пунктами наблюдения ($gap > 180^\circ$), появилась еще одна проблема. В автоматическом каталоге землетрясений появилось много не существующих реально событий. Так на приведенной карте (рис.2) видно, что в 2015 году, после подключения данных сети KNET, появилась новая, не прослеживаемая прежде, полоса эпицентров северо-восточного простирания, протягивающаяся от берегов Каспия с северной стороны Арала. По нашему запросу в KNDC (Казахский Национальный Центр данных) Н.Н.Михайлова (руководитель KNDC) ответила, что сейсмической активизации в указанном районе Казахстана не наблюдается, что отмеченные землетрясения являются ложными событиями. Таким образом нам предстояло решить две задачи: создать таблицы времен пробега P- и S-волн, а также выяснить причину появления ложных событий.

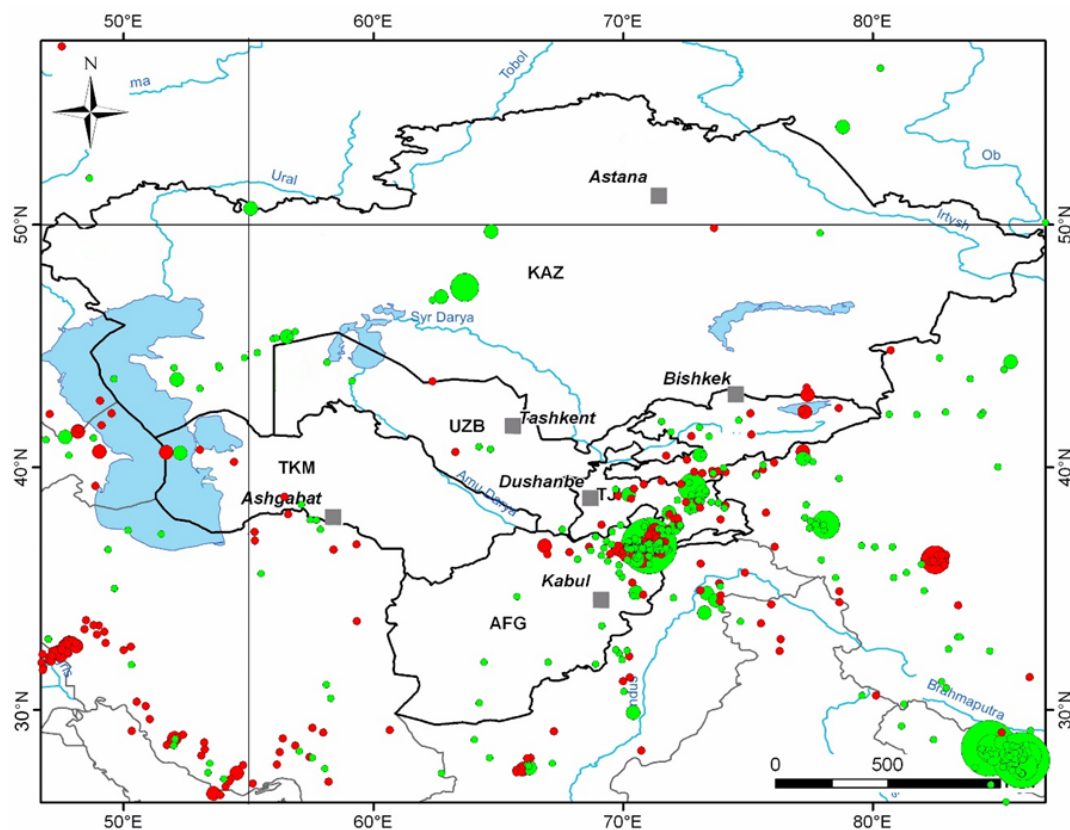


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений за 2014 год (красным цветом) и за 2015 год (зеленым цветом) по данным ЦАИИЗ (автоматический каталог SeisComp-3).

Создание таблиц времен пробега P- и S-волн, соответствующих скоростной модели земной коры Тянь-Шаня (Кыргызской части). Эта задача является актуальной еще и по той причине, что новая версия SeisComp-3 допускает использование региональных годографов для ручной обработки, тогда как для автоматической обработки в программе SeisComp-3 вложены таблицы IASPEI91.

При составлении таблиц мы исходили из следующих обстоятельств:

1. Поскольку территория Центральной Азии (26° - $57,5^{\circ}$ N и 46.5° - 87° E) имеет линейные размеры не более 30° , то будем рассматривать волновую картину только в этом диапазоне эпицентральных расстояний.
2. Поскольку очаги землетрясений на территориях Казахстана, Кыргызстана, Узбекистана располагаются в верхней половине земной коры и только на южной части территории Таджикистана опускаются до границы Мохоровичича, будем рассматривать волновую картину только в диапазоне глубин до 50 км. Таблицы времен пробегов для глубокофокусных землетрясений Гиндукуша ($H \leq 300$ км) представлены в таблицах IASPEI91 и не требуют переопределения.
3. Программа SeisComp-3 для локализации очага землетрясения использует только годограф первых вступлений волны P, значит следует составить именно таблицу первых вступлений, предварительно рассчитав времена пробегов волн P_g, P_b и P_n. Как указано в руководстве к программе, названия волн говорят о путях их пробегов. На рисунке 3 показаны схематически эти пути.

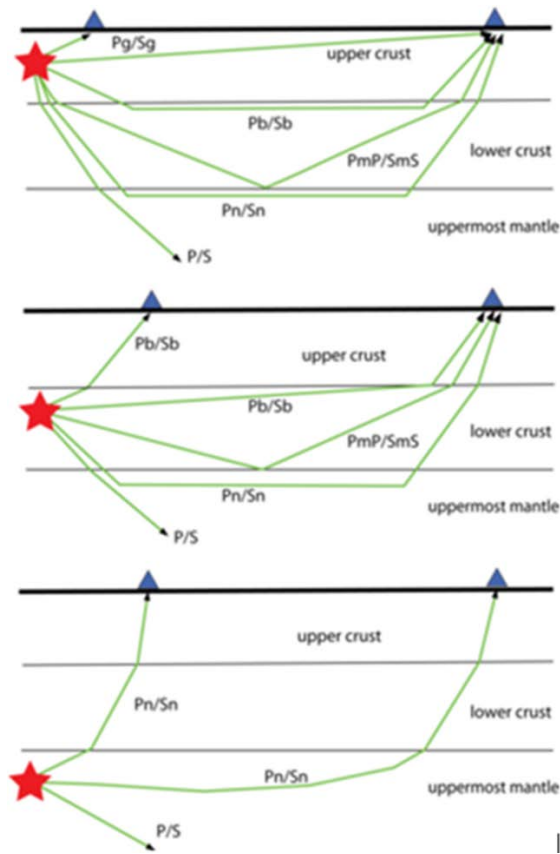


Рис. 3. Схема путей пробегов волн P_g/S_g, P_b/S_b, P_n/S_n и P/S (с сайта ISC со ссылкой на IASPEI).

1-D скоростная модель земной коры и верхней мантии Средней Азии была составлена по работам (Грин, Кальметьева, 1978; Грин, 1983; Грин, 1990; Сабитова и др., 2005; Бакиров(ред.), 2006; Сабитова и др., 2008; Шацлов, 2001). По данным работы (Сабитова и др. 2008) до глубин примерно 60 км земная кора Тянь-Шаня однородно-слоистая с постепенным увеличением скорости распространения продольных и поперечных волн с глубиной. Глубже 60 км наблюдается блоковость скоростной

структуры верхней мантии. Детальные исследования показывают, что в пределах земной коры Тянь-Шаня можно выделить примерно четыре слоя с разной степени нарастанием скорости с глубиной. При этом каждый слой в свою очередь состоит из отдельных слоев. Наибольшее нарастание скорости происходит в самом приповерхностном слое 0-5 км - от 5.0 до 5.8 км /сек. Итак, осредненная скоростная модель будет выглядеть следующим образом.

H,km	Vp,km/s	tp	tp(R=0)	Vs	ts	ts(R=0)	
0	5,20	0,150	0,000	3,01		0,000	
2,5	5,65		0,481	3,27		0,832	
5	5,95	0,367	0,923	3,44		1,597	верхний слой
10	6,10	0,607	1,759	3,53		3,043	
18	6,3		2,977	3,64		5,150	
25	6,5		4,173	3,76		7,220	
35	6,7		5,705	3,87		9,869	нижний слой
40	7,6	1,950	6,449	4,39		11,156	
60	7,90	4,220	9,186	4,57			
75	8,15			4,71			
100	8,20			4,74			
150	8,28			4,79			
200	8,38			4,84			
300	8,60			4,97			

На рис. 4 показана эта осредненная модель в сопоставлении с 1-D моделью IASPEI91.

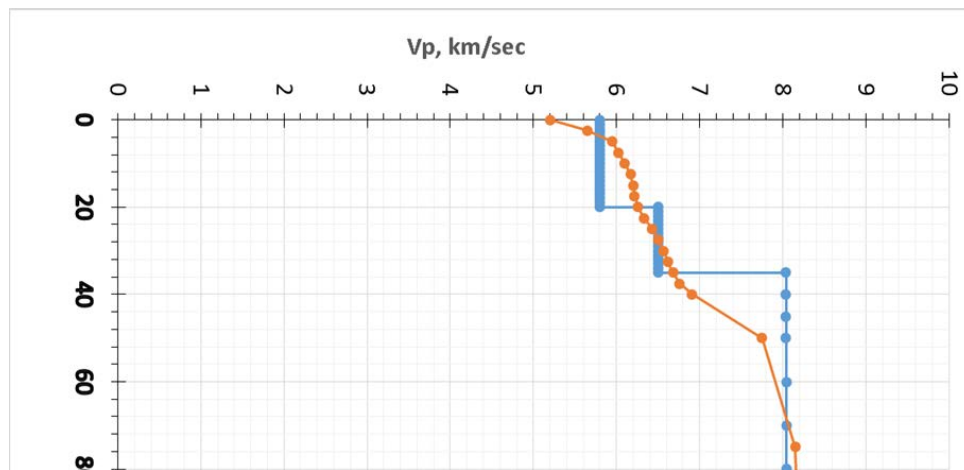


Рис. 4. Сопоставление осредненной скоростной модели земной коры Центральной Азии (оранжевого цвета) с 1-D моделью IASPEI91 (голубого цвета).

Вычисление таблиц Pg и Sg. В приведенной таблице отрезки tp, отсекаемые на оси времени годографами Pg волн, взяты из работ Грина Т.П., определенные им путем построения эмпирических годографов. Времена пробегов Pg волн также рассчитывались в соответствии с работами Т.П.Грина (1978; 1983; 1990) по формуле:

$$t = 1/V_p * R + t_p ,$$

где t – время пробега волны;

V_p – скорость пробега волны на уровне очага землетрясения;

R – эпицентрального расстояние;

t_p – величина отрезка, отсекаемого годографом на оси времени.

Чтобы сохранить формат файлов таблиц в программе SeisComp-3 будем вычислять таблицы для значений глубин очагов и эпицентральных расстояний, рассматриваемых в программе для автоматической локации сейсмических событий. Итак, таблицы P_g и S_g для глубин 0; 5; 10; 15; и 20 км и эпицентральных расстояний от 0 до 8° с шагом 0.2° .

Для $H=0$ км имеем: $t = 1/5.2 * R$.

Для $H=5$ км имеем: $t = 1/5.95 * R + 0.367$ t при $R=0$ принимает значение 0.923

Для $H=10$ км имеем: $t = 1/6.1 * R + 0.607$ t при $R=0$ принимает значение 1.759

Для $H=15$ км имеем: $t = 1/6.2 * R + 0.870$ t при $R=0$ принимает значение 2.574

Для $H=20$ км имеем: $t = 1/6.26 * R + 0.877$ t при $R=0$ принимает значение 3,379

Для $H=30$ км имеем: $t = 1/6.57 * R + 2.18 = 0.152 * R + 2.18$ (эта таблица будет использована при составлении таблицы P -волны для $H=30$ км)

Таким же образом для S_g

Для $H=0$ км: $t = 1/3.01 * R$ t (при $R=0$) = 0

Для $H=5$ км: $t = 1/3.44 * R + 0.63$ t (при $R=0$) = 1.597

Для $H=10$ км: $t = 1/3.53 * R + 1.05$ t (при $R=0$) = 3.043

Для $H=15$ км: $t = 1/3.58 * R + 1.31$ t (при $R=0$) = 4.453

Для $H=20$ км: $t = 1/3.62 * R + 1.47$ t (при $R=0$) = 5.845

Вычисление таблиц P_b и S_b . В соответствии с таблицей $iasp91.P_b$ (в программе SeisComp3) и выбранной нами двуслойной модели коры, таблицы для волны P_b для глубин 0, 5, 10, 15 будут вычисляться как для преломленной на верхней границе нижнекорового слоя, который расположен на глубине 25 км. Для глубин 25 и 30 км времена пробега будут вычисляться как для прямой волны, терпящей преломление на границе 25 км (и всех других слов в соответствии с законом Снелиуса).

На рисунке 5 показан ход луча, преломленного на поверхности нижнекорового слоя, если очаг расположен на глубине $H=0$. Чтобы узнать на каком эпицентрального расстоянии и через какое время этот луч выйдет на дневную поверхность, надо вычислить расстояние $E'K'$ (рис. 5) и время пробега вдоль луча; полученные значения удвоить. С этого момента волна P_b будет распространяться со скоростью, соответствующей нижнекоровому слою. Вычисления начинаем с нижнего (пятого) слоя, чтобы определить угол полного внутреннего отражения i_5 . По закону Снелиуса $\sin i_5 / V_5 = \sin i_6 / V_6$. Так как $i_6 = 1$, то $\sin i_5 = V_5 / V_6$.

Для случаев, когда очаг землетрясения будет располагаться глубже (оставаясь при этом над поверхностью нижнекорового слоя), путь пробега луча вверх от границы нижнекорового слоя будет оставаться прежним. А путь пробега вниз до поверхности преломляющего слоя будет уменьшен на величину, равную пути пробега луча от дневной поверхности до очага (и соответственно уменьшится время пробега).

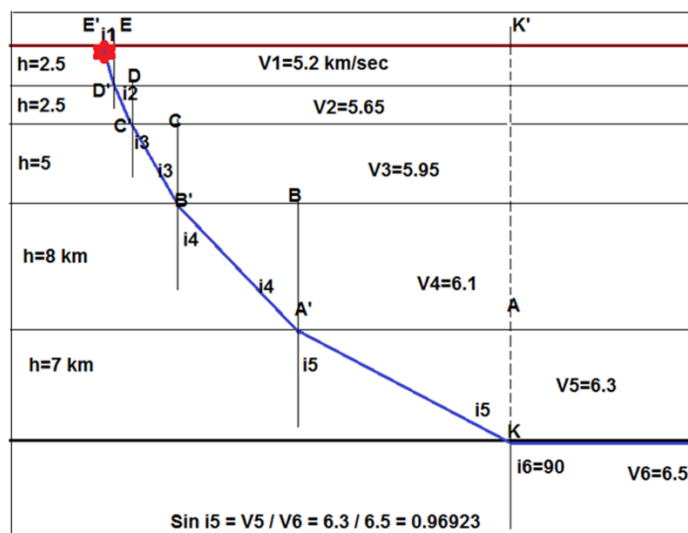


Рис.5. Ход луча до преломляющей границы (поверхности нижнекорового слоя).

Для случаев, когда очаг располагается в пределах нижнекорового слоя, времена пробегов и эпицентральные расстояния выхода луча на дневную поверхность вычисляются заданием угла выхода луча из очага с определенным шагом. Затем, изобразив получившийся годограф графически, снять с него значения времен уже на конкретных (заданных в программе SeisComp) эпицентральных расстояниях. Соответственные вычисления проводятся для построения годографов S_b волны.

Вычисление таблиц P_n и S_n . Вычисление этих таблиц подобно вычислению таблиц P_b и S_b . Различие в том, что волны P_b и S_b преломляются на границе Конрада (поверхность нижнекорового слоя), а P_n и S_n – на границе Мохоровичича. Расчет начинается с самого нижнего слоя, который непосредственно лежит над границей Мохоровичича.

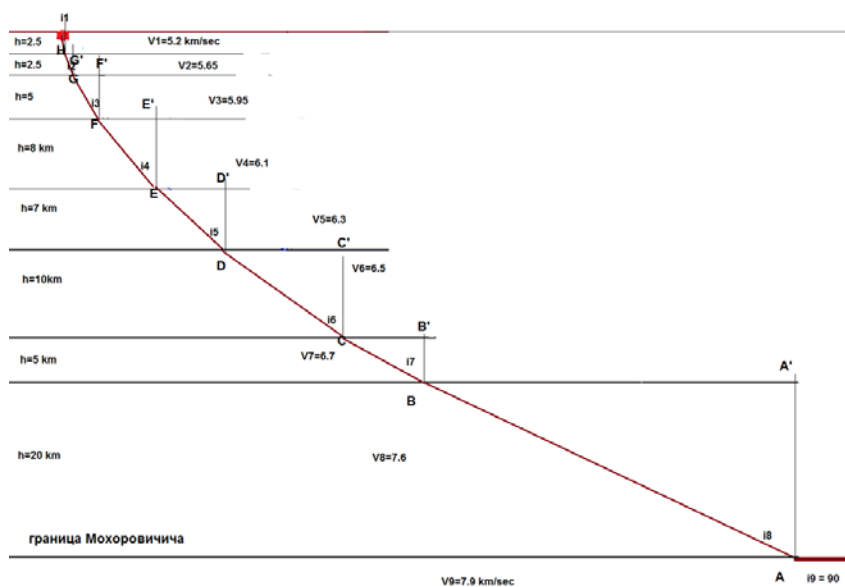


Рис. 6. Ход луча до границы Мохоровичича.

Вычисление таблиц P - и S -волн. Как уже было сказано выше, годограф P (S) волн является годографом первых вступлений всех видов продольных (поперечных)

волн и будет состояться из таблиц Pg/Sg, Pb/Sb, Pn/Sn. Покажем это на примере годографа S-волны для глубины очага $H = 0$ км.

На рисунке 7 видно, что в первых вступлениях на расстояниях до 1.5° приходят волны Sg, затем до расстояний 2.5° - волны Sb, затем до 15° в первых вступлениях идет волна Sn. Для расстояния 15° времена пробега по таблице Sn (CAIAG) и S(iasp) совпадают с точностью 0.3 секунды, поэтому дальше этого расстояния в таблицу S-CAIAG вставим значения из таблицы S(iasp).

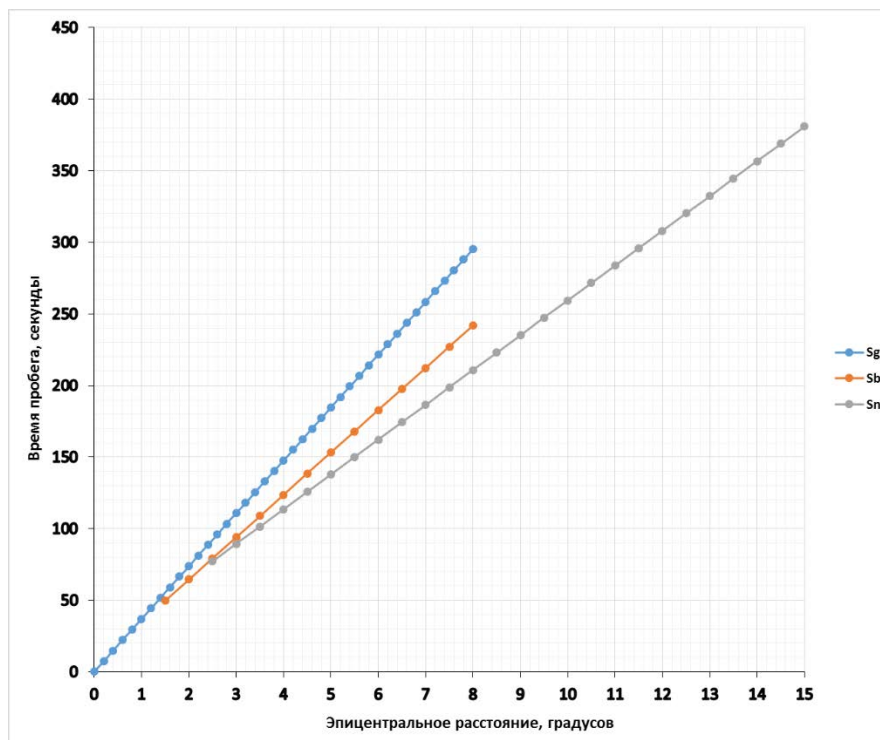


Рис. 7. Годографы Sg-, Sb- и Sn-волн для глубины очага $H = 0$ км.

Новая версия программного комплекса SeisComp3. В начале 2016-го года ЦАИИЗ была установлена новая версия SeisComp3. Она существенно расширяет возможности ручной обработки. Она допускает использовать таблицы времен пробега, составленные с учетом местных скоростных моделей среды. По выбору оператора, составленные нами таблицы времен пробега могут быть использованы в процессе обработки волновых форм. Кроме того, оператор может использовать опции «построение графика Вадати» или «построение годографа» для контроля качества определяемых параметров события. На рис. 10 приведен пример обработки в новой версии SeisComp3.

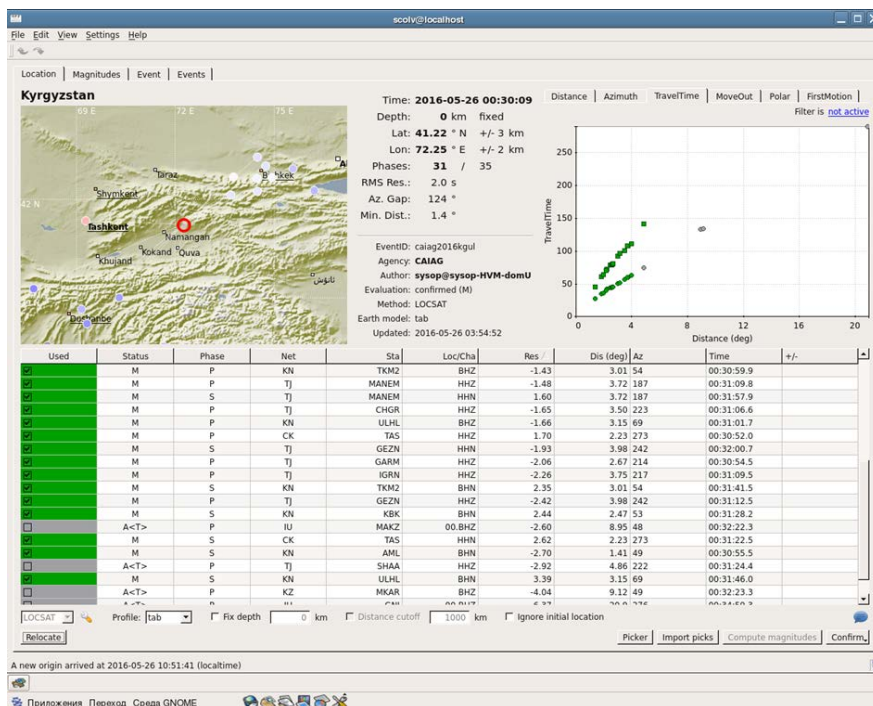


Рис. 10. Пример обработки данных в новой версии SeisComp3

Литература

1. Грин Т.П., Кальметьева З.А. Определение скоростной структуры и глубин землетрясений при детальном сейсмологических наблюдениях // Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим. 1978. С. 13-31
2. Грин Т.П. 20-градусная особенность годографа Р-волн от коровых землетрясений Средней Азии // Геофизические исследования сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим. 1983. С. 111-129.
3. Грин Т.П. Зависимость скорости на годографе от глубины землетрясения в пределах Северного Тянь-Шаня // Строение литосферы Тянь-Шаня. Бишкек: Илим. 1990. С. 40-53.
4. Сабитова Т.М., Адамова А.А., Меджитова З.А., Багманова Н.Х. Трехмерная скоростная модель земной коры Тянь-Шаня по данным сейсмотомографических исследований // Современная геодинамика областей коллизионного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир. 2005. С. 118-134.
5. Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Бакиров А.Б. (ред.). Бишкек: Илим. 2006. 115 с.
6. Сабитова Т.М., Багманова Н.Х., Миркин Е.Л. Скоростные неоднородности литосферы Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Москва-Бишкек: ИС РАН. 2009. С. 406-415.
7. Шацков В.И., Степаненко Н.П. Обобщенные одномерные V(h), V_p- и V_s- модели земной коры среднеазиатской части Тянь-Шаня и Казахского щита. 2001.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГНИТУДЫ ПО ОБЪЕМНЫМ ВОЛНАМ С МОМЕНТНОЙ МАГНИТУДОЙ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Мамыров Э.

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. Приводится обоснование взаимосвязи магнитуд m_b и M_w коровых землетрясений, объясняющих многочисленные эмпирические формулы.

Ключевые слова: телесеismicкая магнитуда, сейсмический момент, модернизированная магнитуда по объемным волнам, сейсмическая энергия землетрясения, статическое сброшенное сейсмическое напряжение, модуль сдвига.

Abstract. The substantiation of the relationship of m_b and M_w magnitudes of crustal earthquakes, which explains many empirical formulas.

Keywords: teleseismic magnitude, seismic moment, modernised magnitude on body waves, seismic energy of earthquake, static dumped seismic voltage, shear modulus.

Введение. Магнитуда по объемным волнам m_b является одним из важных параметров очага коровых землетрясений.

Методы определения m_b по коротко- средне- длиннопериодным каналам (m_b , m_b , m_{pv}), а также точность этих методов рассмотрены в работах [1-6]. Эмпирические соотношения m_b с телесеismicкой магнитудой M_S , моментной магнитудой M_w и сейсмическим моментом M_0 обобщены в работах [4-7]. В связи с тем, что зависимости m_b от M_S , M_w и M_0 являются корреляционными, то в настоящей работе излагаются результаты введения модернизированной магнитуды по объемным волнам m_{bm} - эквивалента m_b , функционально взаимосвязанной с M_0 , средним смещением по разлому u , угловым периодом t_0 по Брюну (1970), статическим сброшенным сейсмическим напряжением $\Delta\sigma$ и модулем сдвига μ ($\mu = \rho \cdot V_S^2$, ρ - плотность, V_S - скорость поперечных волн). Для сопоставления значений m_b и m_{bm} использованы данные глобального СМТ каталога для более 3000 событий с $M_w \geq 5.0$ по различным сейсмоактивным регионам земного шара за 1977 – 2014 гг.

Результаты и исследований. Основой для дальнейших построений послужили следующие эмпирические и теоретические обобщения. Для землетрясений Южной Калифорнии Гутенберг и Рихтер получили следующее важное эмпирическое соотношение [3]:

$$m_b = \lg(a_0 / T_0) + 2.3 = \lg(a_0 / T_0) + \lg d = \lg(a_0 / T_0) + k, \quad (1)$$

где a_0 – максимальная амплитуда колебаний объемных волн (P, PP, SH), в микронах; T_0 – период этой волны, с, d – эмпирическая постоянная, $d = 200$; k – эмпирический коэффициент, $k = \lg d$.

Выражение (10) можно представить в другом виде:

$$a_0 / T_0 = 10^{m_b} / 200, 10^{-6} \text{ м/с} \quad (2)$$

Формулы (1) и (2) позволяют считать, что по физическому смыслу магнитуда m_b соответствует десятичному логарифму произведения a_0/T_0 и эмпирической постоянной $d = 200$, а также значение m_b пропорционально десятичному логарифму максимальной амплитуды скорости единичных сейсмических колебаний.

Для дальнейшего изложения важно подчеркнуть, что значение m_b по (1) приведено к очаговой зоне и исключает влияние эпицентрального расстояния Δ и глубины очага h . Формула (1) редко используется при практических расчетах m_b , но является важной составляющей в системе Гутенберга и Рихтера по количественной взаимосвязи m_b с t_0 , M_S и энергией сейсмического излучения E_{GR} [1, 3, 8].

По [1, 3] при известных величинах a_0/T_0 , ρ , V_S , h и t_0 можно определить энергию сейсмических волн E_{GR} :

$$E_{GR} = 3\pi^3 h^2 \cdot V_S^3 \cdot t_0 \cdot \rho (a_0 / T_0)^2. \quad (3)$$

По [3, 8] сейсмическая энергия землетрясения E_{SK} равна:

$$E_{SK} = (\Delta\sigma / \mu) M_0. \quad (4)$$

В предыдущих работах нами было доказано, что $E_{GR} \approx E_{SK}$ для одних и тех же землетрясений Южной Калифорнии [9, 10].

Так как величина M_0 взаимосвязана с $\Delta\sigma$, радиусом очага r_0 ($M_0 = 16/7 \Delta\sigma r_0^3$, $r_0 = 2.34 / 2\pi \cdot V_S \cdot t_0$) и площадью разрыва S ($M_0 = \mu \cdot u \cdot S$, $S = \pi r_0^2$), то выражение (3) при максимальной амплитуде колебаний $b_m = 0.5$ и объема очага с периодом t_0 можно переписать в следующем виде [9]:

$$E_{SK} = 3.2 \rho \cdot V_S^3 \cdot t_0 \cdot b_m^2. \quad (5)$$

При $E_{GR} = E_{SK}$ и $m_{bm} = \lg u + 6$ на основе (3) и (5) получим ($V_S = 3400 \text{ м/с}$, $h = 16000 \text{ м}$; u , в микронах):

$$a_0 / T_0 = (3.2 / 3\pi^3)^{1/2} (V_S \cdot b_m) / h = 3.96 \cdot 10^{-2} b_m, \text{ м/с} \quad (6)$$

$$\lg (a_0 / T_0) = \lg u - 1.70 = m_{bm} - 1.70,$$

т.е. между модернизированной магнитудой по объемным волнам m_{bm} и $\lg (a_0/T_0)$ существует функциональная зависимость, подобная эмпирическому выражению (1), а величина k составляет $k = 1.70$

Анализ опубликованных материалов по взаимосвязи m_b и $\lg u$ с M_W и M_0 для крупных землетрясений с $M_W \geq 5.0$ во многих случаях совпадают между собой [4-6].

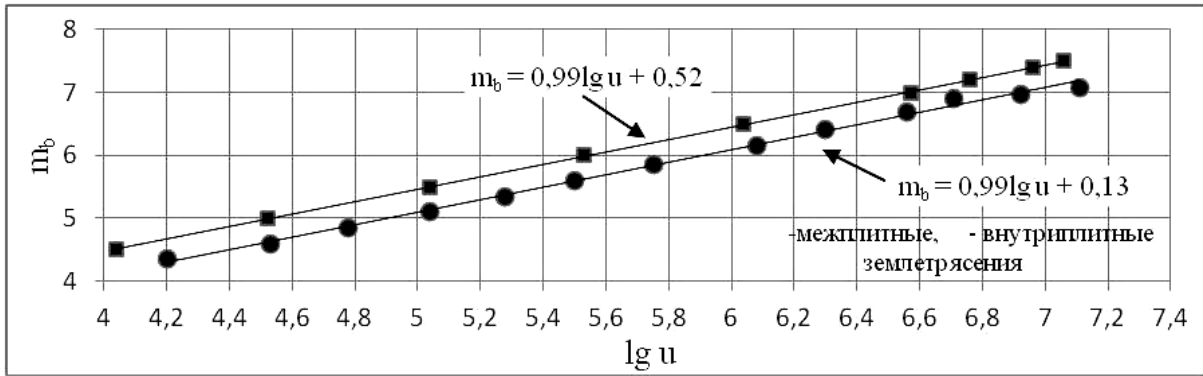


Рис. 1. Зависимость магнитуды m_b от $\lg u$ (u – среднее смещение по разлому, в микронах) для межплитных и внутриплитных землетрясений по данным [5-6].

На рис.1 приведена корреляционная зависимость m_b от $\lg u$ (в микронах) для межплитных и внутриплитных землетрясений по [5-6]. Из приведенных данных следует, что в пределах точности определения магнитуды m_b и $\lg u$ можно принять: $m_b = \lg u$ (рис.1).

На рис.2 приведены корреляционные зависимости магнитуды m_b от модернизированной магнитуды m_{bm} для землетрясений различных сейсмоактивных регионов земного шара за 1977- 1992 (июль), когда среднее значение $\lg \Delta\sigma$ составило $\lg \Delta\sigma = 6.56$ ($\lg \Delta\sigma$, в Па). Значение m_{bm} рассчитывалось по формуле [9-10]:

$$m_{bm} = c_1 + A_0 - 2 \lg t_0 = \frac{1}{3} A_0 + \frac{2}{3} \lg \Delta\sigma - 4.80, \quad (7)$$

где $c_1 = \lg [2\pi (2.34)^2 \cdot \mu^{-1} \cdot V_S] + 6.3$, $\rho = 2830 \text{ кг/м}^3$, $V_S = 3800 \text{ м/с}$, $A_0 = \lg M_0$; M_0 , в Н·м.

При средней величине $\lg \Delta\sigma = 6.56 = \text{const}$ теоретическое выражение (7) переходит к простой формуле:

$$m_{bm} = \frac{1}{3} A_0 - 0.43 = 2.60 + 0.50 M_w, \quad (8)$$

которая близко совпадает с уточненной магнитудой по объемным волнам \hat{m}_b [11]:

$$\hat{m}_b = 2.70 + 0.53 M_w. \quad (9)$$

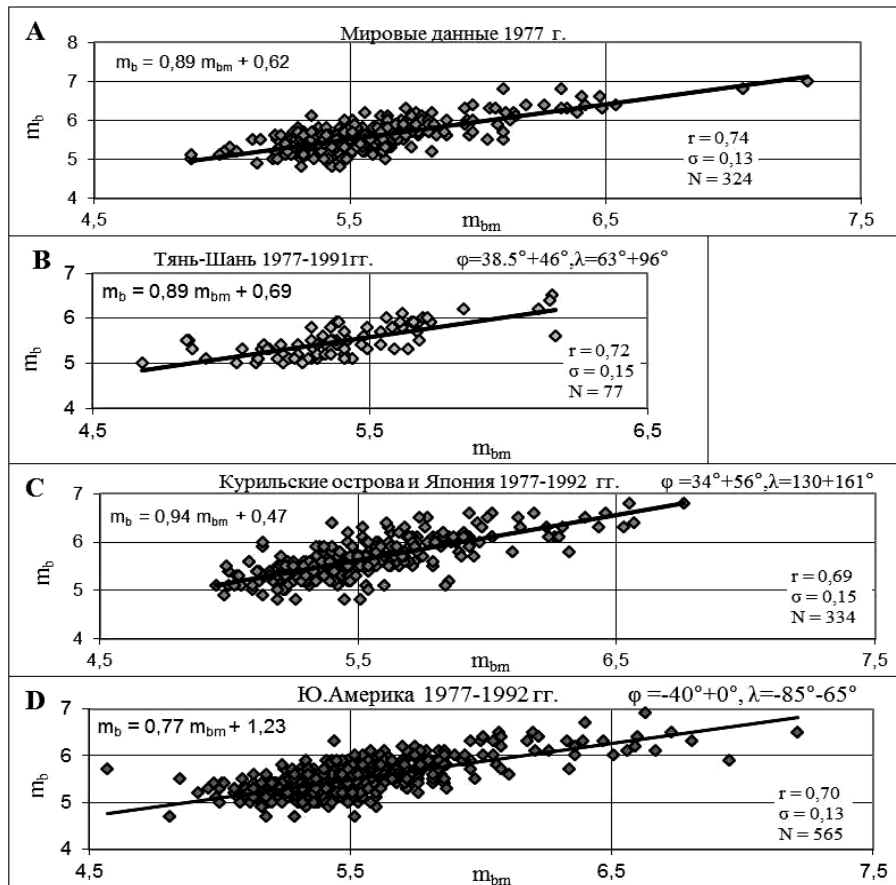


Рис.2. Корреляционные соотношения магнитуды m_b с модернизированной магнитудой m_{bm} для коровых землетрясений с $M_w \geq 5.0$ земного шара (А) за 1977г., Тянь-Шаня (В) за 1977-1991гг., Курильских островов и Японии (С) за 1977-1992гг., Южной Америки (D) за 1977-1992(июль) гг.

Приведенные на рис. 2 корреляционные зависимости доказывают приемлемость теоретических предположений и позволяют считать, что $m_b = m_{bm}$ в пределах точности определения m_b (рис.2).

Анализ временных рядов по изменению $\Delta\sigma$ для крупных землетрясений по глобальному СМТ каталогу показал, что с августа 1992 г. произошел скачок средних значений $\lg \Delta\sigma$ от 6.56 до $\lg \Delta\sigma = 7.12$ [9-10], что привело к изменению зависимостей m_b и M_S от $\lg M_0 = A_0$ для различных регионов. Было установлено, что зависимость m_{bm} от M_w можно представить следующей обобщенной системой:

$$\begin{aligned} m_{bm} &= a_n M_w + b_n, \\ b_n &= 5.46 - 5.73 a_n, \end{aligned} \quad (10)$$

где a_n и b_n - эмпирические коэффициенты, зависящие от величины $\lg \Delta\sigma$ при $t_0 = 1$ с [9-10]. При этом чем больше $\lg \Delta\sigma$ тем выше a_n (0.46 до 0.85) и тем меньше величина b_n (от 2.8 до 0.46).

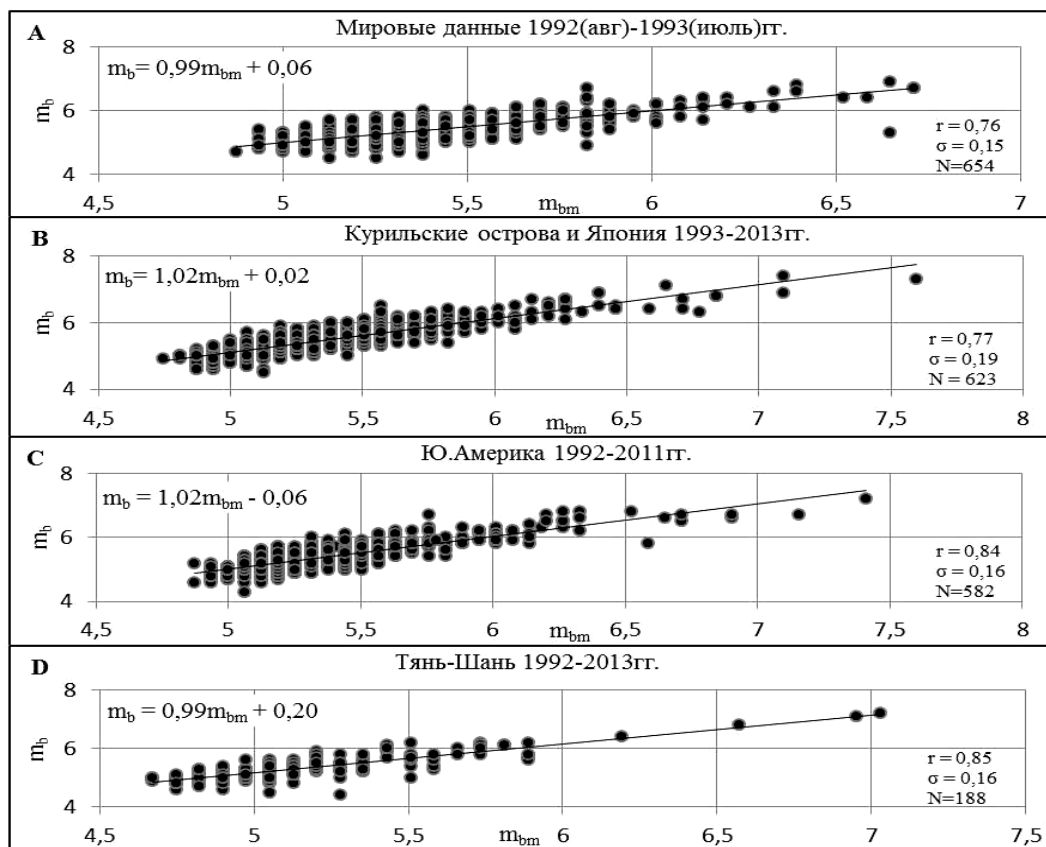


Рис.3. Корреляционные зависимости магнитуды m_b от m_{bm} для коровых землетрясений с $M_w \geq 5.0$ Земного шара (A) за 1992(август) – 1993(июль)гг., Курильских островов и Японии (B) за 1993-2013гг., Южной Америки (C) за 1992(август)-2011гг. и Тянь-Шаня (D) за 1992(август)-2013гг.

На рис.3 приведены сопоставления инструментальных значений m_b с расчетными m_{bm} по (10) для коровых землетрясений Земного шара за 1992 (август) – 1993 (июль) гг., Курильских островов и Японии за 1993- 2013 гг. и Южной Америки 1992 (август) – 2011 гг. при $a_n = 0.63$, $b_n = 1.85$ и $\lg \Delta\sigma = 7.12$.

Такие же взаимосвязи m_b и m_{bm} характерны для землетрясений Соломоновых островов, острова Суматра, Филиппиновых островов, Новой Зеландии и Центральной Америки за 1993- 2013 гг. На рис.3 также представлена зависимость m_b от m_{bm} для землетрясений Тянь-Шаня за 1992 (август) -2013 гг., которые характеризуются аномально высокими значениями $\lg \Delta\sigma = 7.35$. а величины a_n и b_n равны: $a_n = 0.76$, $b_n = 1.10$. Такие же повышенные значения $\lg \Delta\sigma$ характерны для землетрясений регионов Аляски и Алеутских островов, островов Тайвань, Калимантан, Сулавеси и региона Калифорния.

Из представленных данных следует, что значения m_{bm} хорошо совпадают с инструментальными m_b (рис.3).

С целью выявления региональных особенностей взаимосвязи m_b и M_w были рассмотрены параметры статистических зависимостей между указанными магнитудами по глобальному СМТ каталогу для 13 крупных сейсмоактивных регионов земного шара за 1977-1992 (июль) гг. и 1992(август) -2013 гг., а также для мировых данных за 1977, 1991(август) -1992 (июль) и 1992(август) - 1993 (июль) гг. Были использованы

параметры 9803 событий, которые представлены в табл.1 (N – число событий, r – коэффициент корреляции, σ – среднее квадратичное отклонение). Зависимость m_b от M_w можно представить следующей системой:

$$\begin{aligned} m_b &= a_k \cdot M_w + b_k \\ b_k &= 5.51 - 5.75 a_k \end{aligned} \quad (11)$$

где a_k и b_k – эмпирические коэффициенты, ($0,45 \leq a_k \leq 0,85$, $0,49 \leq b_k \leq 2,93$) между которыми существуют различия параметров a_k и b_k , а скачок $\Delta \sigma$ в 1992(август) по всем регионам отразился увеличением a_k и уменьшением b_k в (11). При этом по всем региональным данным за 1977-1992 гг. усредненные величины a_k и b_k близки к параметрам выражений (8) – (9), (табл.1, рис.4).

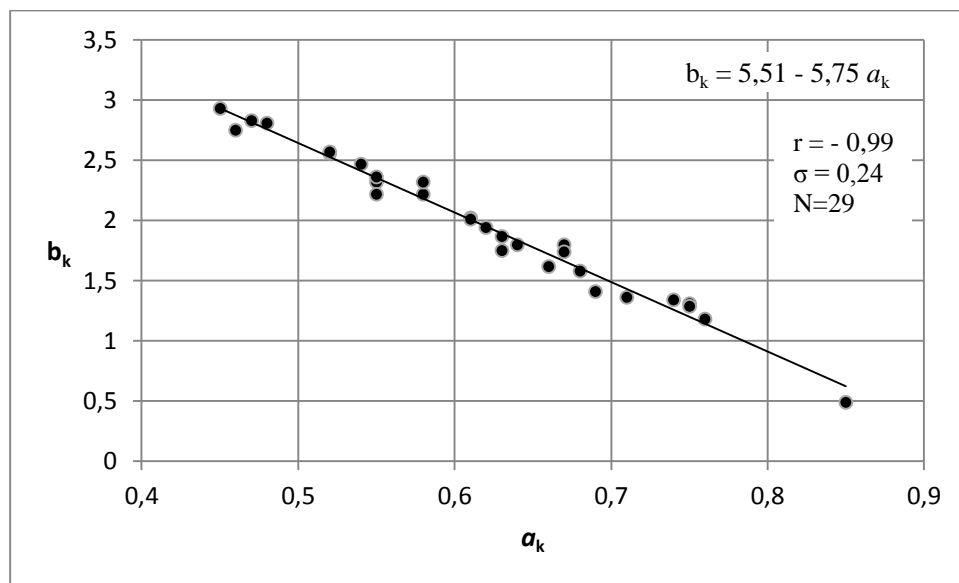


Рис.4. Зависимость усредненных величин параметра b_k от a_k в уравнении $m_b = a_k \cdot M_w + b_k$ для землетрясений различных регионов (см. текст).

Таблица 1. Параметры a_k и b_k уравнения $m_b = a_k M_w + b_k$ для землетрясений различных регионов ($b_k = 5.51 - 5.75 a_k$, $r = -0.99$)

№	N	r	σ	a_k	b_k	m_b при $M_w = 5.75$	Регионы	φ	λ
1	324	0.75	0.13	0.54	2.47	5.51	Мировые 1977 г.	-90°+ 90°	-180° + 180°
2	583	0.77	0.15	0.62	1.94	5.50	Мировые 1991 (август) – 1992 (июль) гг.		
3	654	0.76	0.15	0.63	1.87	5.49	Мировые 1992 (август) - 1993 (июль) гг.		
4	441	0.81	0.14	0.58	2.32	5.65	Курильские острова и Япония 1977-1992(август) гг.	34°+ 56°	130°+ 161°
5	622	0.88	0.18	0.67	1.74	5.59	Курильские острова и Япония 1992 (август) - 2011 гг.		

6	77	0.83	0.15	0.67	1.80	5.65	Тянь-Шань 1977- 1992 (июль) гг	38.5° +45°	63° + 96°
7	188	0.85	0.16	0.75	1.29	5.60	Тянь-Шань 1992 (август) - 2013 гг.		
8	108	0.81	0.12	0.58	2.22	5.55	о.Тайвань 1977- 1992 (июль)гг.	21°+26°	119 °+ 124°
9	306	0.90	0.15	0.74	1.34	5.59	о. Тайвань 1992-2013 гг.		
10	194	0.66	0.14	0.46	2.75	5.39	о.Новая Зеландия 1977- 1992 (июль)гг.	-55°-35°	155°+ 180°
11	229	0.76	0.17	0.63	1.75	5.37	о.Новая Зеландия 1992(август)- 2011 гг.		
12	393	0.77	0.12	0.52	2.56	5.55	Филиппины 1977- 1992 (июль)гг.	5°+20°	120°+ 130°
13	333	0.83	0.14	0.66	1.62	5.41	Филиппины 1993- 2007 гг		
14	179	0.71	0.11	0.48	2.81	5.57	о. Суматра 1977- 1992 (июль)гг.	-10°+ 10°	90° + 110°
15	631	0.88	0.16	0.61	2.01	5.52	о. Суматра 1993- 2012 гг.		
16	537	0.73	0.13	0.47	2.83	5.53	Соломоновы острова 1977- 1992(июль) гг.	-23° +0°	147°+167 °
17	427	0.82	0.14	0.55	2.32	5.48	Соломоновы острова 2000- 2009 гг.		
18	429	0.77	0.11	0.52	2.57	5.56	о. Калимантан- Сулавеси 1977- 1992 гг.	-15° +5°	110° + 130°
19	489	0.86	0.14	0.75	1.31	5.62	о. Калимантан- Сулавеси 2003- 2013 гг.		
20	298	0.67	0.12	0.45	2.93	5.52	о.Папуа- Новая Гвинея 1977- 1992 (июль)гг.	-10°+ 10°	130° + 140°
21	507	0.85	0.16	0.68	1.58	5.49	о.Папуа – Новая Гвинея 1992- 2010(август) гг.		
22	309	0.83	0.15	0.61	2.02	5.53	Аляска 1977- 1992 (июль)гг.	50° +60°	-180°- 140°
23	691	0.87	0.16	0.76	1.18	5.55	Аляска 1992 (август)- 2013 гг.		
24	129	0.84	0.17	0.71	1.36	5.44	Калифорния 1977 -1992 (июль)гг.	26°+45°	-130°- 110°
25	292	0.87	0.18	0.85	0.49	5.38	Калифорния 1992 (август)- 2013 гг.		
26	254	0.77	0.14	0.55	2.22	5.38	Центральная Америка 1977- 1992 (август)гг	0° + 20°	-95 °- 70°
27	689	0.83	0.15	0.69	1.41	5.38	Центральная Америка 1992 (август)- 2013 гг.		
28	568	0.78	0.13	0.55	2.36	5.52	Южная Америка 1977- 1992 (июль)гг.	-40 + 0.0°	-85°- 65°
29	583	0.84	0.16	0.64	1.80	5.48	Южная Америка 1992 (август) - 2012 гг.		

$$m_b = 5.51 \pm 0.14$$

Таким образом, общей количественной закономерностью соотношений магнитуд m_b и M_w является существование единой системы линейных уравнений, в соответствии с которой многочисленные эмпирические выражения для отдельных сейсмоактивных регионов за разные периоды времени являются частными случаями новой системы.

Выводы

1. Магнитуда по объемным функциональна взаимосвязана с средним смещением по разлому. Для землетрясений земного шара с $M_w \geq 5.0$ за 1977 – 1992 (июль) гг. при стандартной величине статистического сброшенного сейсмического напряжения, равного $\Delta\sigma \approx 36$ бар, значение m_b удовлетворительно совпадает со значением модернизированной магнитуды по объемным волнам m_{bm} .
2. С августа 1992 г. усредненная величина $\Delta\sigma$ коровых землетрясений скачкообразно выросла до $\Delta\sigma \approx 132$ бар, что привело к изменениям статистических взаимосвязей m_b с M_w с учетом региональных особенностей отдельных сеймотектонических зон.
3. Корреляционные зависимости m_{bm} от M_w могут быть представлены в виде обобщенной системы, параметры которой зависят от величин сейсмического момента и $\Delta\sigma$, а также от региональных особенностей изменений $\Delta\sigma$ с ростом M_0 .

Литература

1. Gutenberg B., Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper) // Bull. Seismol. Soc. Am. 1956. V. 46. P. 105–145.
2. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.
3. Касахара К. Механика землетрясений. Москва: Мир. 1985. 264 с.
4. Chen P., Chen H. Scaling Law and its applications to earthquake statistical relations // Tectonophysic. 1989. V. 166. P. 53–72.
5. Nuttli O.W. Average seismic source-parameters relation for mid-plate earthquakes // Bull. Seismol. Soc. America. 1983. V. 73. P. 519–535.
6. Nuttli O.W. Average seismic source-parameters relation for plate-margin earthquakes // Tectonophysics. 1985. V. 118. P. 161–174.
7. Das R., Wason H.R., Sharma M.L. General Orthogonal Regression Relation between Body-Wave and Moment Magnitudes // Seismol. Res. Letters. 2013. V. 84. № 2. P. 219–224.
8. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.
9. Мамыров Э. Управляющие параметры соотношений магнитуда-сейсмический момент- сейсмическая энергия коровых землетрясений. Бишкек: Илим. 2014. 97 с.
10. Mamurov E. Control parameters of magnitude – seismic moment correlation for the crustal earthquakes // Open J. Earthquakes Res. 2013. V. 13. P. 60–74.
11. Houston H., Kanamori H. Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion // Bull. Seismol. Soc. Am. 1986. V. 76. P. 19–42.

ОПЫТ ПРОГНОЗА ВЕРОЯТНОГО МЕСТА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА

Мамыров Э., Маханькова В.А.

Институт сейсмологии НАН КР, г.Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. *Приведены материалы по определению вероятного места сильных землетрясений, с использованием параметра плотности сейсмогенных разрывов (Кср).*

Ключевые слова: *сейсмические «бреши», межаномальные зоны, параметр плотности сейсмогенных разрывов, районы ожидаемых землетрясений, эпицентры землетрясений.*

Abstract. *Materials on the definition of probable locations of strong earthquakes on the base of parameter of the density of seismogenic ruptures (Kcp).*

Keywords: *seismic "gaps", interabnormal zones, parametre of density of seismogene ruptures, areas of expected earthquakes, epicentres of earthquakes.*

Прогноз вероятного места проявления сильных землетрясений относится к разряду научно-методических и практических проблем, по которым до настоящего времени не существует общепринятых теоретических гипотез и методов [1, 2]. В настоящее время среди сеймотектонических методов среднесрочного прогноза ожидаемого места сейсмокатастроф для крупных территорий (600 x 600 км) широкое распространение получил метод морфоструктурного районирования (МСР), базирующийся на гипотезе о том, что эпицентры большинства крупных землетрясений приурочены к зонам пересечений тектонически активных разломов – морфоструктурным узлам, которые выделяются математическими методами распознавания образов.

В Кыргызстане прогнозные исследования по определению ожидаемого места сильных землетрясений были начаты в 1975 г., результаты которых (за 1975-1988 гг.) отражены в работе [3]. В 1992 г., впервые была предпринята попытка средне- и долгосрочного прогноза ожидаемых сейсмокатастроф Южного Кыргызстана [4]. В 1994 г. впервые была составлена карта долгосрочного прогноза масштаба 1:1 000 000, а в 2002 г. - «Карта вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002-2005 гг.» М 1:1 000 000 [5].

Многолетний опыт исследований по данной проблеме (1986-2006 гг.) и выводы аналогичных работ в странах СНГ, Китае и Японии показал, что для геодинамических условий Тянь-Шаня наиболее информативными параметрами являются активные разломы (их сегменты) и сейсмические «бреши» или районы ожидаемых землетрясений (РОЗ), выделяемые на карте параметра плотности сейсмогенных разрывов Кср [5].

В связи с этим мы сочли необходимым отразить методику выделения РОЗ по параметру $K_{ср}$; другие же параметры по определению вероятного места сильных землетрясений подробно рассмотрены в работах [4-6]. Причина такого подхода заключается в том, что - во-первых, $K_{ср}$ имеет четкое физическое обоснование; во-вторых, 87% событий с $12 \leq K_R \leq 15$ за период 1995-2015 гг. «падают» в зоны РОЗ; в-третьих, $K_{ср}$ непосредственно связан с режимом сейсмичности и, главное, с пространственно-временной динамикой слабых и сильных толчков.

В основу использования параметра плотности сейсмогенных разрывов $K_{ср}$ положена современная кинетическая теория прочности твердых тел С.Н. Журкова [7]. Справедливость этой теории в широком диапазоне РТ-условий, характерных для литосферы, а за последние три десятилетия подтверждена на большом числе твердых тел с разным характером межатомного взаимодействия [8].

Также доказано, что элементарные акты разрушения твердых тел имеют взрывоподобный механизм и сопровождаются: звуковой, световой и электрической эмиссиями, наблюдаемыми при сильных землетрясениях. Исходя из аналогии процессов разрушения на разных масштабных уровнях, в сейсмическую практику был введен параметр $K_{ср}$, характеризующий состояние сейсмического процесса в некотором сейсмическом объеме V на момент времени t . Параметр $K_{ср}$ применительно к сейсмологии представляет собой отношение среднего расстояния между разрывами к средней длине взрывов, происшедших в рассматриваемом сейсмоактивном объеме.

Многолетние исследования по выделению ожидаемого места сильных землетрясений по динамике изменения параметра плотности сейсмогенных разрывов $K_{ср}$ показали, что эпицентры землетрясений в зонах сейсмоактивных разломов располагаются не случайно или хаотически, а возникают в межаномальных и краевых участках аномалий $K_{ср}$ сходных с кольцевыми структурами, а активные разломы, их сегменты и сейсмические «бреши», выделяемые на карте параметров плотности сейсмогенных разрывов ($K_{ср}$), являются наиболее информативными параметрами для определения вероятного места сильного землетрясения (районов ожидаемых землетрясений – РОЗ) [4, 5, 9-11].

Доказательством такого вывода является тот факт, что 87% эпицентров землетрясений, произошедших за 1995-2015 гг. с $K_{ср} \geq 11.6$ (106 землетрясений) на территории Республики и в приграничных районах стран Центральной Азии, располагались в районах ожидаемых землетрясений (РОЗ), выделенных в 1992, 1994, 2002, 2007, 2008 и 2011 годах на основе использования карт параметра плотности сейсмогенных разрывов $K_{ср}$.

Важно подчеркнуть, что эпицентры всех разрушительных и сильных землетрясений, таких как: Кошдобинское (1997 г.), Куюкапское (2005 г.), Кочкорское (2006г.), Лейлякское (2007 г.), Нура-Алайское (2008 г.), Канское (2011г.), Сарыжазское (2013 г.), Каджисайское (2014 г.) и Кара-Сегетское (2015 г.) попадают на площади РОЗ, выделенных на картах долгосрочного (1994 г., 2011 г.) и среднесрочного (2002 г., 2008-2009 гг.) прогнозов.

На рис. 1А-Д приведены последовательные изменения аномалий $K_{ср}$ с 1978 г. после Джаланаш-Тюпского землетрясения ($M_S = 7.1$, $M_W = 6.9$) до возникновения Байсоорунского землетрясения 12.11.1990 г. ($M_S = 6.3$, $M_W = 6.3$).

Из рис.1А. следует, что за период 1978-1981 гг. на рассматриваемой территории вдоль меридиана $\varphi_N = 43^\circ$ возникли две аномалии - восточная ограниченная $K_{ср} \leq 3$ и западная с $K_{ср} \leq 10$, между которыми располагается межаномальная площадь с $15 \leq K_{ср} \leq 20$, а в северной части - возникли площади с $7 \leq K_{ср} \leq 10$.

На рис.1А. видно, что 31.12.1982 г. в межаномальной зоне произошло землетрясение Чолпон-Ата-1 с $K_R = 13.6$ ($M_W = 5.5$), а также 32 слабых толчка. Изменившаяся после этого землетрясения картина аномалий $K_{ср}$ показана на рис.1В. (период 1978-1982 гг.), на котором видно, что в эпицентральной зоне вышеуказанного события возникла первая крупная аномалия $K_{ср} \leq 5$. Одновременно расширились площади с $K_{ср} \leq 7$ и $K_{ср} \leq 10$, а между западной и восточной аномалиями сохраняется крупная межаномальная площадь с $10 \leq K_{ср} \leq 20$ где в 1983 г. возникли 2 землетрясения с $K_R=12$.

На рис.1С представлена карта $K_{ср}$ за 1978-1985 гг. и карта эпицентров землетрясений за 1986 г., из которого следует, что после землетрясений 1982-1985 гг. западная аномалия, ограниченная изолинией $K_{ср} \leq 5$, существенно расширилась и между ней и восточной аномалией произошло землетрясение с $K_R=12.6$ (25.01.1986 г.).

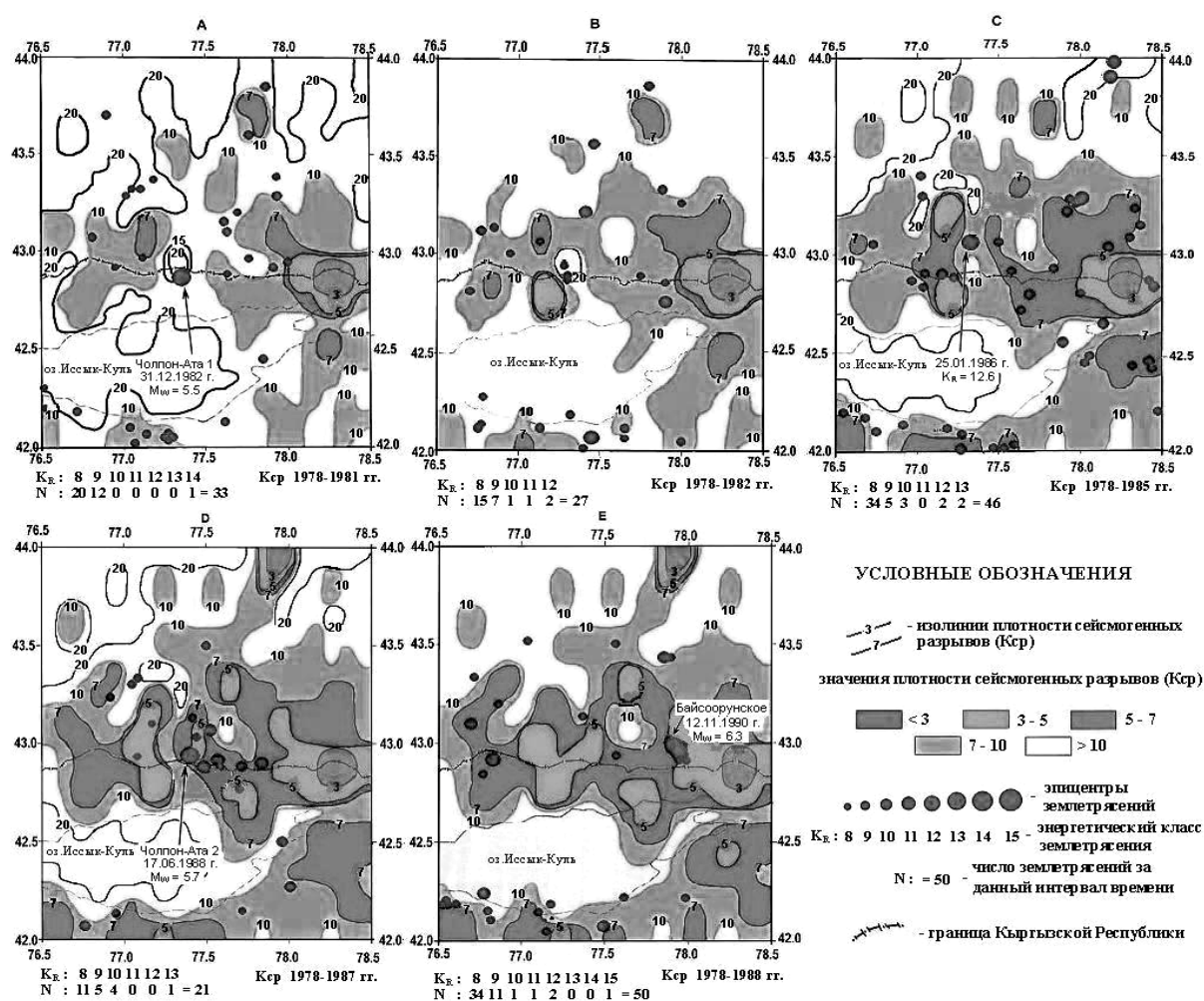


Рис. 1. Карты параметра плотности сейсмогенных разрывов ($K_{ср}$) района Байсоорунского землетрясения 12.11.1990 г. ($M_W = 6.3$).

Картина аномалий K_{cp} возникших за 1978-1987 гг. показана на рис.1D, из которого видно, что в 1987 г. к востоку от западной аномалии возникли новые аномалии с $K_{cp} \leq 5$, что свидетельствует о миграции очагов землетрясений на восток. На этом же рисунке показано, что в межаномальной зоне произошло землетрясение Чолпон-Ата-2 (17.06.1988 г.) с $M_W = 5.7$ ($K_R=13.5$).

К 1988 г. к западу от восточной аномалии возникли 3 участка с $K_{cp} \leq 5$. В итоге, между 4-мя аномалиями K_{cp} в 1990 г. произошло Байсоорунское землетрясение с $M_W = 6.3$ (рис.1E).

На рис.2 (А-С) приведены карты K_{cp} за 1990-2001 гг., 1990-2006 гг. и 1990-2012 гг. и эпицентр и афтершоки за 05.01-01.03.2013 г. Сарыжазского (Нарынкольского) землетрясения (28.01.2013 г. с $K_R = 15.1$ и $M_W = 6.2$), эпицентр которого расположен на территории Республики Казахстан – в приграничной зоне восточной части Исык-Кульской впадины ($\varphi = 42.58^\circ$ $\lambda = 79.50^\circ$).

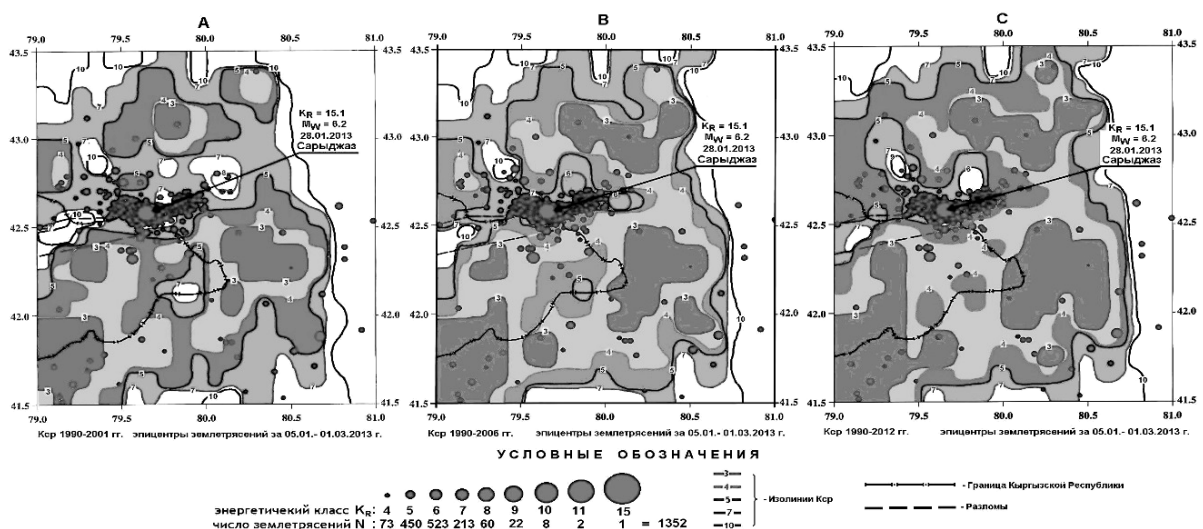


Рис. 2. Карты K_{cp} за : А - 1990-2001 гг., В - 1990-2006 гг., С - 1990-2012 гг. и эпицентров землетрясений за 05.01.–01.03.2013 г. Сарыжазского (Нарынкольского) землетрясения 28.01.2013 г. ($K_R = 15.1$, $M_W = 6.2$).

На приведенных картах четко видно, что область подготовки рассматриваемой сейсмкатастрофы и ее афтершоков приурочены к сейсмической «бреше» ($K_{cp} = 7-10$) расположенной между координатами $\varphi = 43^\circ-43.5^\circ$ $\lambda = 79.5^\circ - 80.5^\circ$ и $\varphi = 41.5^\circ-42.5^\circ$ $\lambda = 79^\circ - 80.5^\circ$, где располагались аномалии $K_{cp} \leq 5$. При этом по динамике изменений K_{cp} расширение площадей аномалий и уменьшение участков «брешей» происходило, в основном, с севера на юг, что привело к возникновению в 2012 г. сложно построенных сейсмических «брешей», в центральной части которых дугообразно располагаются эпицентры афтершоков (рис.2С).

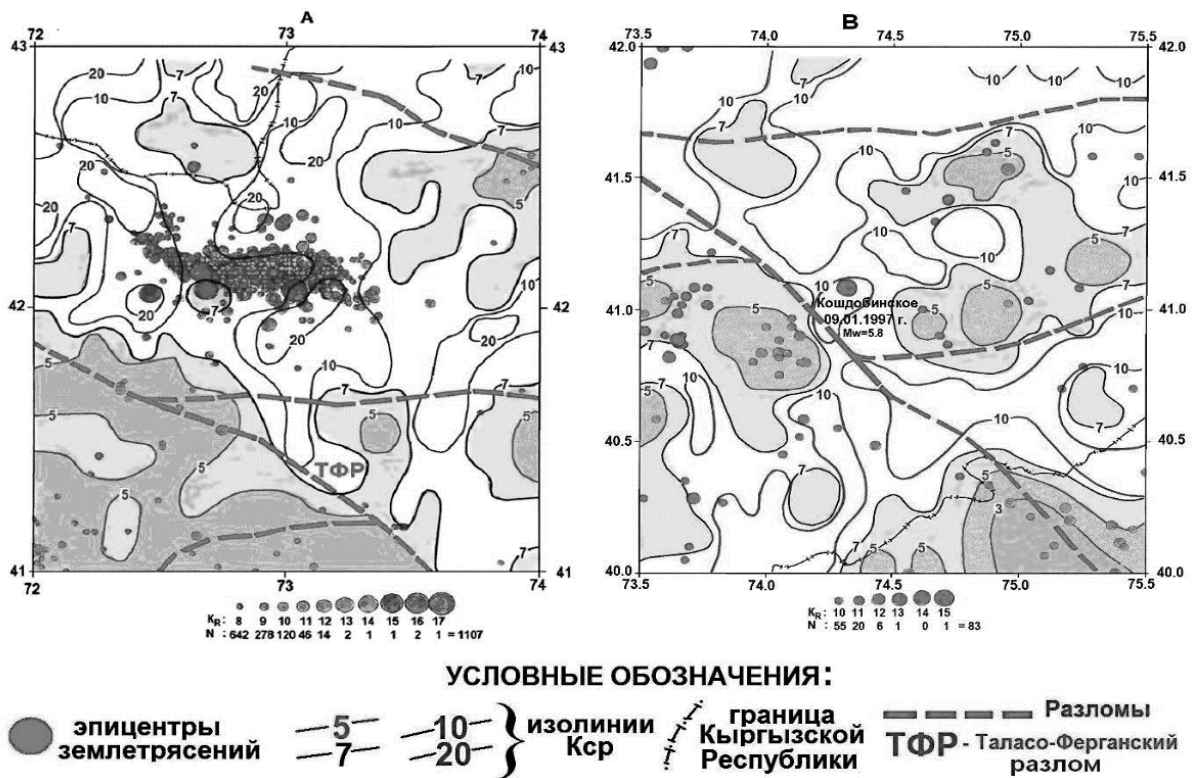


Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений (А – 1992 г.; В – 1990-2001гг.) и плотности сейсмогенных разрывов Кср за: А – 1966-1989 гг. района Суусамырского землетрясения 19.08.1992 г. ($M_w=7.3$); В – 1978-1989 гг. района Кошдобинского землетрясения 09.01.1997 г. ($M_w=5.8$).

На рис.3 представлены карты эпицентров землетрясений и плотности сейсмогенных разрывов Кср районов Суусамырского (19.08.1992 г.) и Кошдобинского (09.01.1997 г.) землетрясений. Из которых хорошо видно, что эпицентры вышеуказанных землетрясений приурочены к крупным межаномальным зонам Кср – сейсмическим «брешам», где за последние 100 лет сейсмokatastroфы не наблюдались.

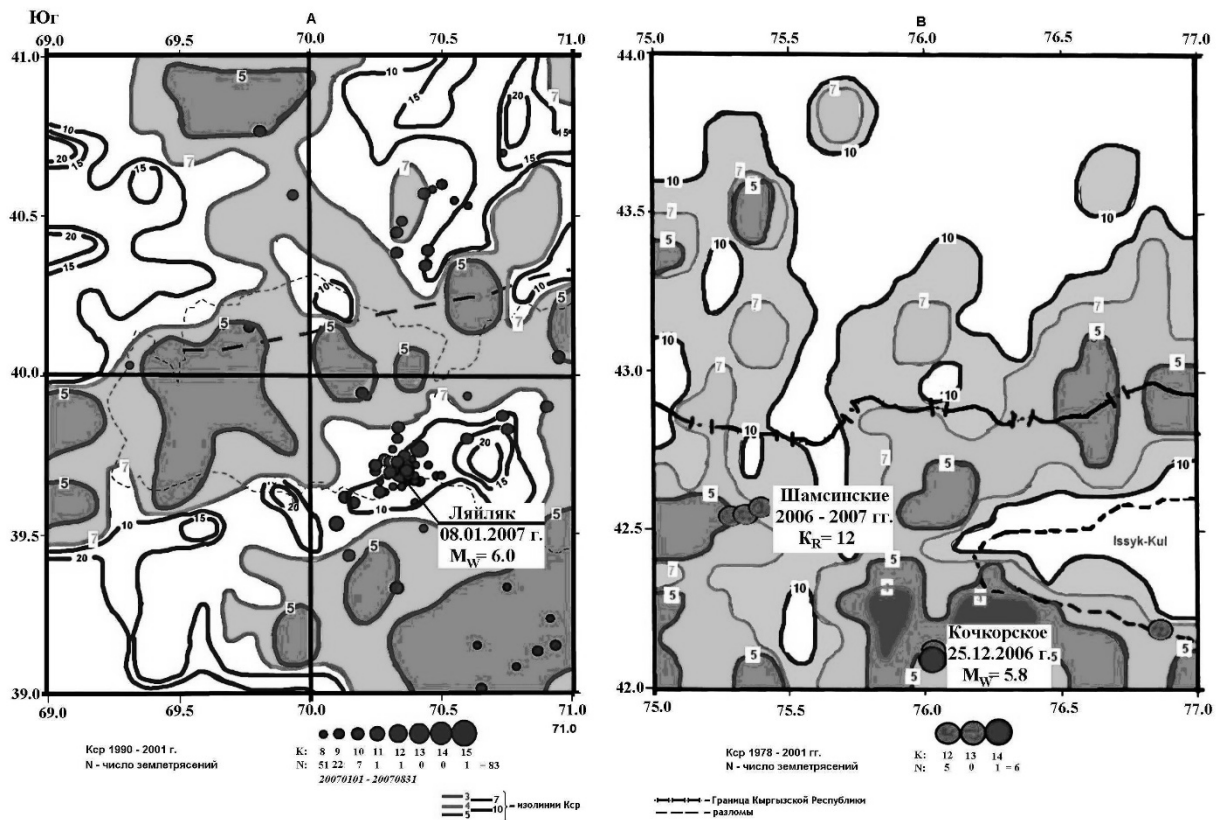


Рис. 4. А – Карта Кср района Ляйлякского землетрясения 2007 г., В – Карта эпицентров землетрясений за период 06.06.2007 - 08.08.2008гг. и Кср за 1978-2001 гг. районов Кочкорского (25.12.2006 г., $M_W=5.8$) и Шамсинских (2006-2007 гг., $K_R=12$) землетрясений.

На рис.4 приведены карты Кср области подготовки Ляйлякского (2007 г.), Кочкорского (2006 г.) и серии Шамсинских (2006-2007 гг.) землетрясений, эпицентры которых также располагались в сейсмических «брешах».

На территории Кыргызской Республики, через 15 лет после Суусамырского разрушительного землетрясения 19.08.1992 г., наиболее катастрофическим оказалось Нура-Алайское землетрясение с магнитудой $M_W = 6.7$ 05.10.2008 г. которое привело к гибели 75 человек. В связи с тем, что по району указанной сейсмокатастрофы имеется большое количество сейсмологических данных, рассмотрим динамику изменения параметра плотности сейсмогенных разрывов Кср до и после Нура-Алайского землетрясения (рис.5).

На рис.5А. приведены карта эпицентров землетрясений ($K_R \geq 8$) и параметра Кср за 2001-2007 гг., на основании которых были выделены РОЗ I–II категорий в пределах $\varphi = 39^\circ - 40.5^\circ$ $\lambda = 72.5^\circ - 74.5^\circ$.

Из рис.5А видно, что за рассматриваемый период вдоль параллели $\varphi=39.5^\circ$ четко выделяется полоса (40-50 км) повышенной концентрации эпицентров, ограниченной изолинией $K_{ср} \leq 5$. Внутри этой полосы выделяются три участка с максимальной концентрацией эпицентров землетрясений, оконтуривающихся критической изолинией $K_{ср} \leq 3$, где и произошли землетрясения с $K_R = 12-13$. По этим межаномальным участкам

Кер, с учетом ранее составленных карт, были выделены РОЗ КА и АК2 (рис.5А) в пределах указанных координат.

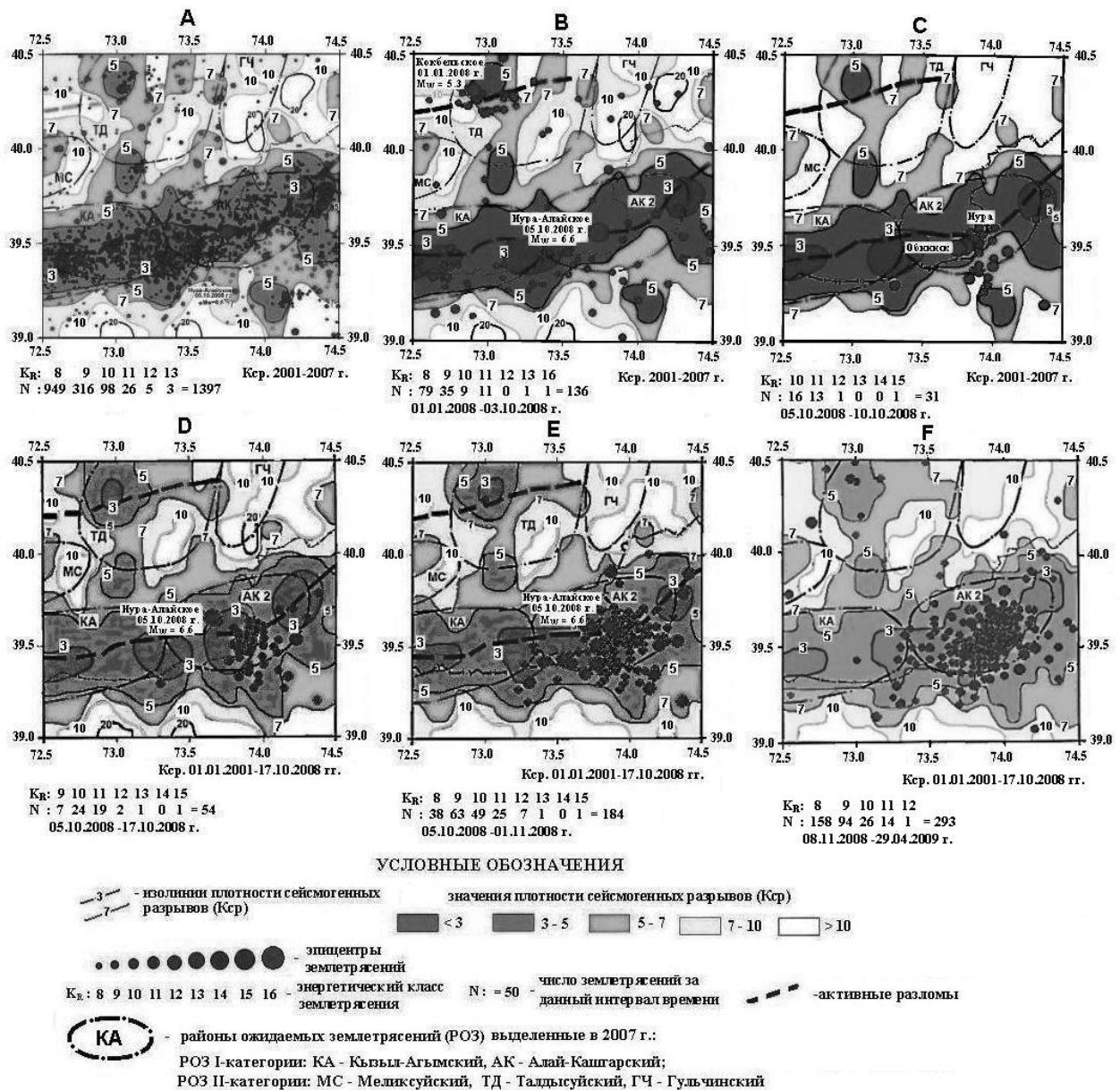


Рис. 5. А - Карта эпицентров землетрясений и плотности сейсмогенных разрывов Кср за 2001-2007 гг., В - карта эпицентров землетрясений за период 01.01.2008-03.10.2008 гг. и Кср за 2001-2007 гг., С – карта эпицентров землетрясений за период 05.10.2008 – 10.10.2008 г. и Кср за 2001-2007 гг., D – карта эпицентров землетрясений за период 05.10.2008-17.10.2008 г. и Кср за 01.01.2001-17.10.2008 гг., E - карта эпицентров землетрясений за период 05.10.2008-01.11.2008 г. и Кср за 01.01.2001-17.10.2008 гг., F - Карта эпицентров землетрясений за период 08.11.2008-29.04.2009 гг. и Кср за 01.01.2007-29.04.2009 гг. района Нура-Алайского землетрясения 05.10.2008 г. с $M_w = 6.6$.

На этой же карте в северо-западной (по меридиану $\lambda=73^\circ$) и юго-восточной (по меридиану $\lambda=74^\circ$) частях площади располагаются аномалии с $K_{cp} \leq 5$, где в последующем произошли Кокбельское землетрясение 01.01.2008 г. и сильные афтершоки Нура-Алайского землетрясения (рис.5B-F).

К 17 октября 2008 г. вокруг эпицентра Нура-Алайского землетрясения возникла новая критическая аномалия $K_{cp} \leq 3$, которая к 7 ноября 2008 г. воссоединилась со старой, расположенной в центральной части рассматриваемой территории (рис.3DE). Кроме этого миграция афтершоков на юго-восток привела к расширению площади $K_{cp} \leq 5$ на меридиане $\lambda=74^\circ$.

На рис.3F приведена карта эпицентров землетрясений с $K_R \geq 8$ этого же района с 8 ноября 2008 г. по 29 апреля 2009 г. и карта K_{cp} за 01.01.2007-29.04.2009 гг. По этим данным видно, что к концу апреля 2009 г. критические аномалии $K_{cp} \leq 3$ центра и востока объединились в единую – между меридианами $\lambda=73.2^\circ$ и $\lambda=74.4^\circ$, т. к. эпицентры афтершоков мигрировали в восточном направлении и РОЗ АК2, практически, полностью соответствует площади аномалии минимальной величины $K_{cp} \leq 3$.

Сопоставление карт эпицентров землетрясений с $K_R \geq 8$ и параметра плотности сейсмогенных разрывов Нура-Алайского землетрясения наглядно показывает миграцию очагов афтершоков на восток-юго-восток и позволяет определить площадную динамику изменений режима сейсмичности в очаговой зоне сильных землетрясений.

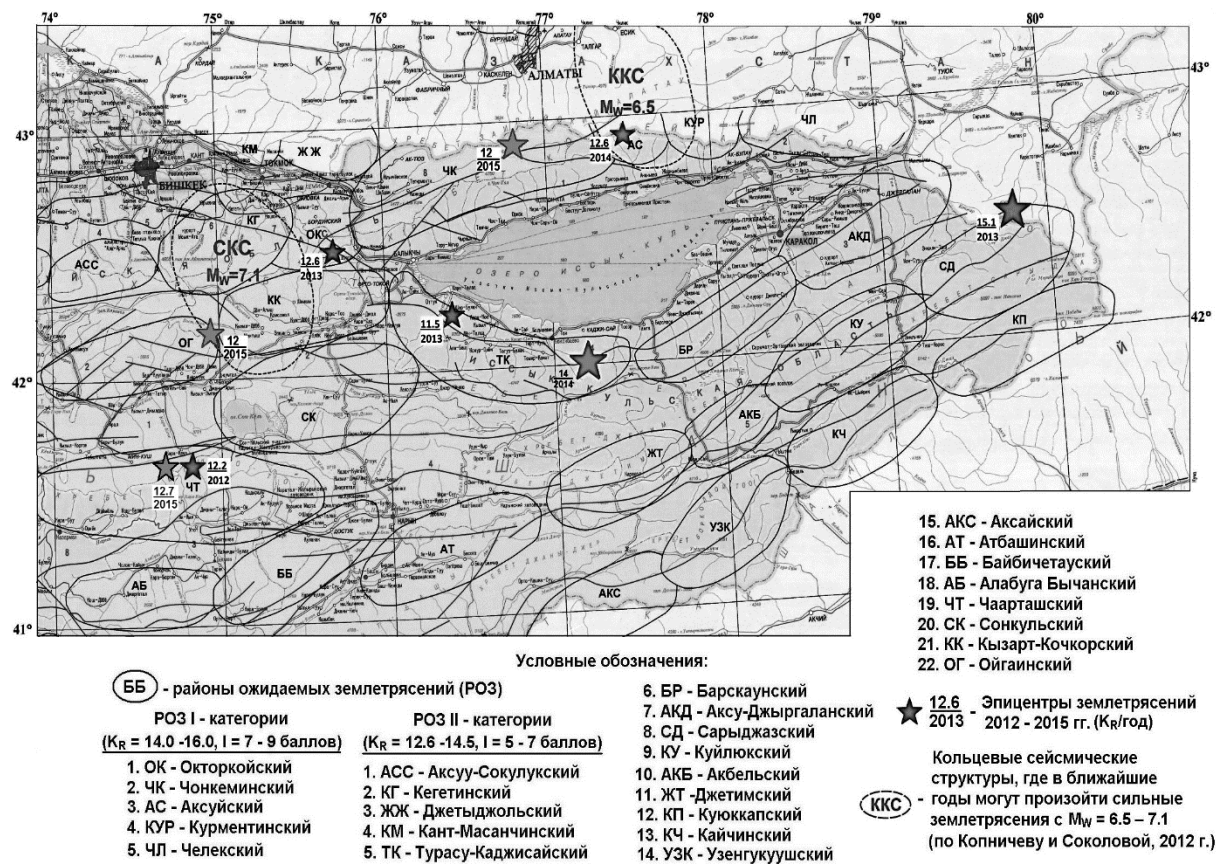


Рис. 6. Фрагмент карты-схемы РОЗ (2011 г.) и сильные землетрясения на территории Северо-Восточного Кыргызстана за 2012-2015 гг.

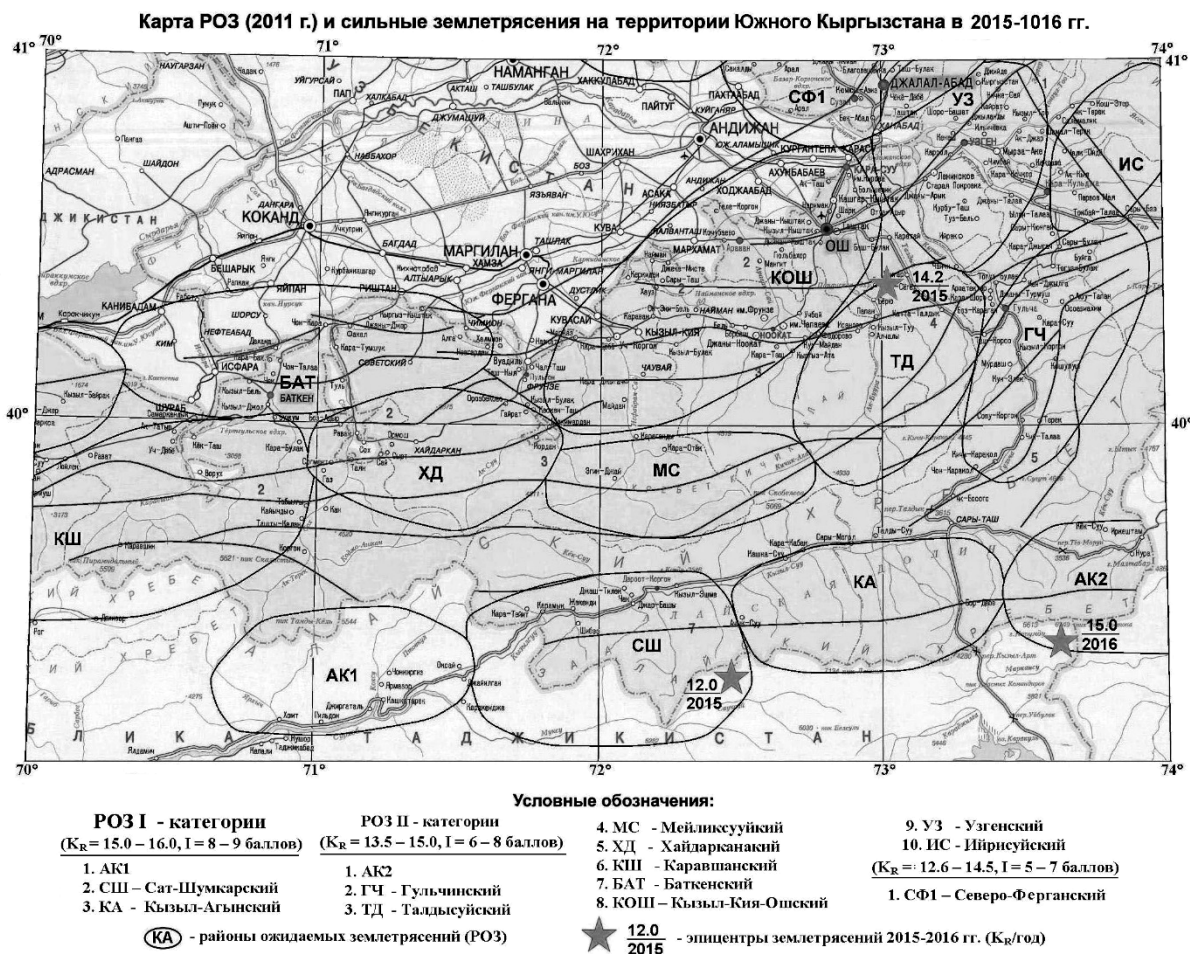


Рис.7. Фрагмент карты-схемы РОЗ (2011 г.) и сильные землетрясения на территории Южного Кыргызстана за 2015-2016 гг.

На рис.6. и рис.7 приведены фрагменты карты-схемы вероятной сейсмической опасности территории Кыргызстана на период 2011-2020 гг. составленной в 2011 г. На этой карте показаны районы ожидаемых землетрясений (РОЗ), выделенные на основе анализа аномалий K_{sp} за 1990-2010 гг. по методике, изложенной в работах [12-14]. Здесь же приведены эпицентры ощутимых и сильных землетрясений с $K_R \geq 11.5$ произошедших за 2012-2015 гг. в Северо-Восточной части Кыргызстана и в приграничных районах Казахстана и за 2015-2016 гг. на территории Южного Кыргызстана. Как видно из рис.6 и рис.7 эпицентры всех произошедших землетрясений опадают в РОЗ выделенные в 2011 г.

Таким образом, опыт выделения вероятного места ожидаемых сейсмokatastroф для тектонофизических условий территории Кыргызстана показал, что среди многочисленных прогнозных параметров наиболее информативными являются межаномальные и краевые участки аномалий параметра плотности сейсмогенных разрывов K_{sp} , а в зонах сейсмоактивных разломов после проявления сильного землетрясения с аномалией K_{sp} возникает новая слабая аномалия K_{sp} , между которыми (в сейсмических «брешах») в последующем формируется область подготовки будущей сейсмokatastroфы.

Литература

1. Горшков А.И., Кособоков В.Г., Ранцман Е.Я., Соловьев А.А. Проверка результатов распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений с 1972 по 2000 год // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 48-57.
2. Курскеев А.К. Землетрясения и сейсмическая опасность территории Казахстана. Алматы: Эверо. 2004. 504 с.
3. Джанузаков К.Д., Кнауф В.И., Трофимов А.К., Христов Е.В., Чедия О.К., Шилов Г.Г., Юдахин Ф.Н. Детальное сейсмическое районирование – прогноз места и силы землетрясения // Прогноз землетрясений. Душанбе-Фрунзе: Дониш. 1988. №9. С. 201-212.
4. Мамыров Э., Омуралиев М., Орозакунов О. Опыт исследований по долгосрочному прогнозу сильных землетрясений в сейсмоактивных зонах Южного Кыргызстана. Бишкек: КыргНИИНТИ. 1992. 21 с.
5. Мамыров Э., Омуралиев М., Усупаев Ш.Э. Оценка вероятной сейсмической опасности территории Кыргызской Республики и приграничных районов стран Центральной Азии на период 2002-2005 гг. Бишкек: Аль Салам. 2002. 92 с.
6. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. Москва: Наука. 1993. 360 с.
7. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. 1968. №3. С. 46-52.
8. Петров В.А., Горобец Ж.Л. Размерный эффект концентрационного порога разрушений // Известия АН СССР. Физика земли. 1987. №1. С. 95-98.
9. Мамыров Э., Маханькова В.А. Определение вероятного места ожидаемых сейсмokatastroф Северного Тянь-Шаня // The Eighth International Symposium on Tianshan Earthquakes, Urumqi, China. 2013. P. 29-32.
10. Мамыров Э., Маханькова В.А. Опыт прогноза сильных землетрясений на территории Кыргызстана // Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы. Материалы междунар. науч. конф., посвященной 100-летию юбилею академика М.М. Адышева, 22-23 октября 2015 г. Бишкек: ИС НАН КР. 2015. С. 202-206.
11. Мамыров Э., Маханькова В.А. Определение вероятного места ожидаемых сейсмokatastroф на территории Кыргызстана // Вестник Института сейсмологии НАН КР. 2016. №1 (7). С. 67-75.
12. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М: Наука. 2003. 270 с.
13. Kanamori H. Earthquake prediction: An overview // International Handbook of earthquake and engineering seismology. Part B. Academic Press. 2003. P. 1205-1217.
14. Kasahara K. Earthquake mechanics // Cambridge university press. 1981. 264 p.

РАСЧЕТ САЙТ-ЭФФЕКТА СТАНЦИЙ КЫРГЫЗСКОЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ KNET НА ОСНОВЕ ОТНОШЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТ СЕЙСМИЧЕСКОГО СИГНАЛА ДЛЯ S-ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Мансуров А.Н., Сычева Н.А.

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. Работа посвящена расчету станционных поправок станций сети KNET по методу вычисления отношения спектра горизонтальных компонент к спектру вертикальной компоненты. Проанализированы записи S-волн 90 локальных землетрясений и более 5000 шестидесятисекундных записей сейсмического шума. Проведено сравнение станционных поправок. Для всех станций наблюдается отсутствие сильных резонансных явлений. Полученные станционные поправки могут быть использованы при расчете очаговых спектров землетрясений.

Ключевые слова: сайт-эффект, станционная поправка, станционное усиление, резонанс, сейсмическая станция, сейсмограмма, спектр, сейсмический шум, землетрясение.

Abstract. In this work we compute site amplification (“site effect”) for stations of KNET seismological network using an approach based on calculating ratio between spectrum of horizontal components of seismic signal and spectrum of its vertical component. We had analyzed records of S-waves of 90 local earthquakes and 5000 60-second fragments of ambient seismic noise. We compared site amplification values gained from ambient noise and earthquakes. For all stations there are no strong resonance features inside considered frequency range. The values of site amplification we gained may be used during computation of source spectra of earthquakes.

Keywords: site-effect, station strengthening, resonance, seismic station, seismic record, spectrum, seismic noise, earthquake.

Введение. Киргизская широкополосная сейсмическая сеть (Kyrgyz NETWORK – KNET) была установлена в августе-сентябре 1991 года как часть совместной Сейсмической программы США-СССР (договор ДОПИЯО). Десять станций были оборудованы широкополосными сейсмометрами с 16-ти битными цифровыми преобразователями, которые предусматривают 90 dB регистрируемого динамического диапазона по трем компонентам. Важной особенностью сети является расположение станций на скальных породах, и принадлежность некоторых из них к самым бесшумным в мире. Расположение станций сети показано на рисунке 1. Три станции установлены в Чуйской долине (USP, CHM, TKM2), три – в северных предгорьях Киргизского хребта (EKS2, AAK, KBK), одна – в ущелье на юго-западе Иссык-Кульской котловины (ULHL), а три станции – в труднодоступных районах: отрог Суусамыр-Тоо в юго-западной части

Суусамырской впадины (*AML*), Джумгалский хребет (*UCH*) и северный отрог гор Кызарт (*KZA*).

За время работы сети *KNET* ею зарегистрировано более 9000 локальных и региональных сейсмических событий, накоплен большой массив непрерывных цифровых сейсмических записей (~2 ТБ) в *SEED* формате. Это позволяет решать большой круг научных задач – от анализа распределения локальной сейсмичности до расчета сеймотектонических деформаций [1–6].

В настоящий момент следующим шагом, позволяющим улучшить понимание сейсмического режима территории Северного Тянь-Шаня, является использование данных об уровне сброшенных напряжений [7, 8], которые можно получить из расчета динамических параметров. Ключевым моментом при расчете динамических параметров является определение угловой частоты f_0 и коэффициента спектральной плотности Ω_0 по амплитудному спектру сейсмических колебаний в очаге землетрясения, который может быть получен из амплитудного спектра колебаний, зарегистрированных сеймостанцией, для чего требуется внести поправки на влияние среды на пути сейсмического луча между землетрясением и станцией, и небольшого слоя горных пород непосредственно под станцией, который может породить резонанс сигнала. Последнее называется *станционной поправкой (site effect)*.

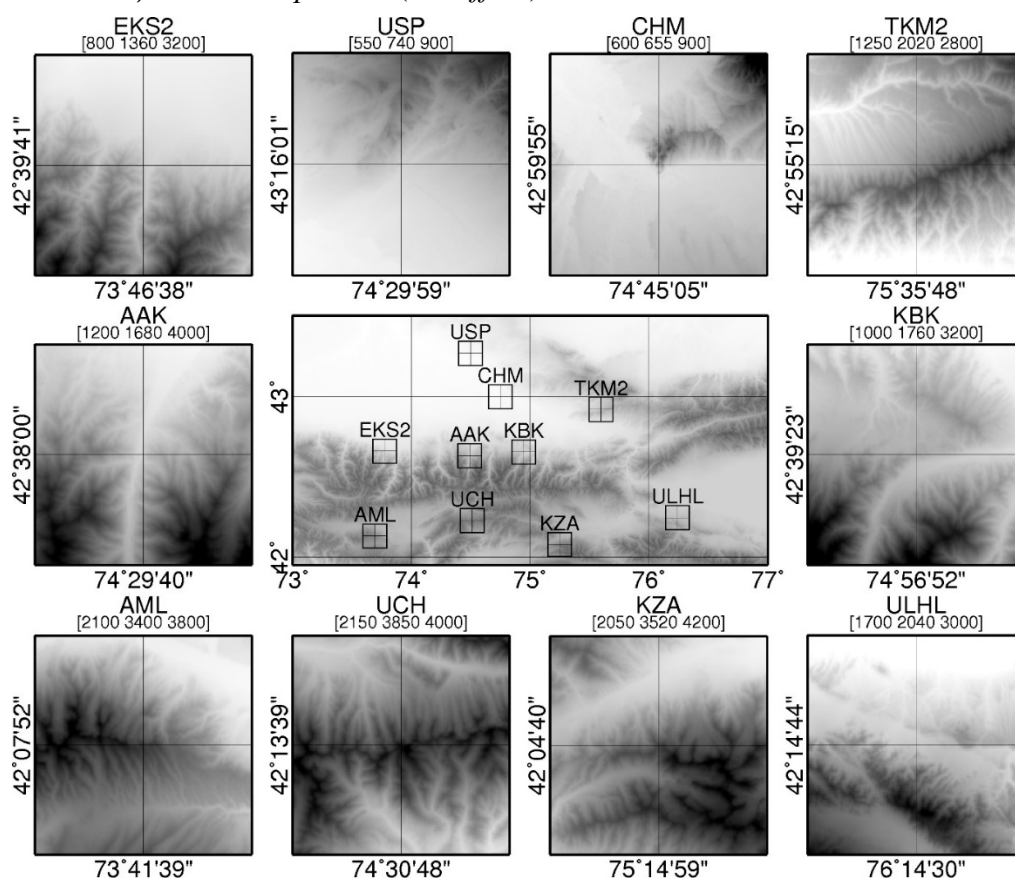


Рис. 1. Расположение станций киргизской сейсмологической сети *KNET* и детальные топографические карты областей, окружающих каждую станцию.

Различные методы определения станционных поправок описаны в работах [9, 10]. В основе некоторых из них используется подход, основанный на вычислении отношения амплитудных спектров горизонтальной и вертикальной компоненты сигнала,

предложенный в работе [11]. В данной работе этот подход применен к записям *S*-волн землетрясений и сейсмического шума, полученным со станций сети *KNET*.

Исходные данные. Станционные поправки были получены отдельно по двум источникам данных – на основе анализа записей землетрясений и сейсмического шума. При анализе *записей землетрясений* были использованы сейсмограммы событий с энергетическим классом $9.5 < K < 13.7$, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети *KNET* в период 1998–2012 гг. (рис. 2). Начало волновых форм соответствовало времени за ~ 1 секунду до начала *S*-волны и конец определялся временем затухания волны. Все выбранные фрагменты записей *S*-волн землетрясений были визуально проанализированы на репрезентативность (отсутствие сильных импульсных помех и других факторов, искажающих спектр).

При формировании анализируемого *набора записей сейсмического шума* были использованы данные за 2000–2014 гг. с включением всех времен года для чего рассматривались следующие месяцы: март, июнь, сентябрь, декабрь. В результате осуществлен анализ около 5000 60-секундных фрагментов записей сейсмического шума. Все записи сейсмического шума были просмотрены на предмет отсутствия в них землетрясений и сильных импульсных помех.

Такой выбор исходных данных позволил оценить станционные поправки по фрагментам *S*-волн землетрясений – в диапазоне от 0,5 до 40 Гц, а по сейсмическому шуму в диапазоне от 0,2 до 40 Гц.

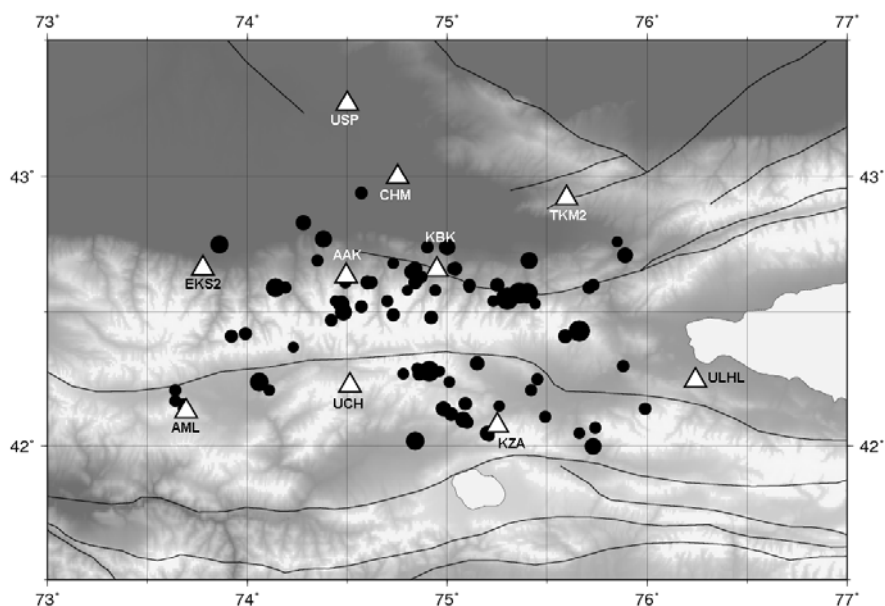


Рис. 2. Киргизская сейсмологическая сеть *KNET* и эпицентральное расположение исследуемых землетрясений

Методика расчета. В основу использованного в данной работе метода положены представления о том, что влияние тонкого слоя земной коры непосредственно под сейсмической станцией в большей части относится к горизонтальным колебаниям, которые усиливаются этой структурой, в отличие от практически не изменяемых вертикальных колебаний. Тогда отношение спектра горизонтальных компонент *H* к спектру вертикальной компоненты *V* будет характеризовать передаточную функцию,

вид которой однозначно зависит от местоположения сейсмического датчика. Амплитудный спектр N вычисляется как среднеквадратическое значение амплитудных спектров компонент N и E , амплитудный спектр V соответствует амплитудному спектру компоненты Z . Для корректного вычисления этих спектров необходимо выполнить следующие преобразования над данными.

На сейсмической станции устанавливается датчик, который имеет свою передаточную характеристику. Исследование записей волновых форм без учета поправок за аппаратуру вносят некоторые искажения в спектр сигнала. Для их устранения к сигналу были применены соответствующие приборные поправки.

Устранение линейного тренда. Тренд представляет собой линейную функцию $z(t) = a \cdot t + b$. Наличие на участке сейсмограммы линейного роста может свидетельствовать, например, о наличии колебаний очень большой амплитуды и очень низкой частоты; колебания такой частоты не могут быть корректно учтены при анализе участка рассматриваемой длины, поэтому линейный рост сигнала лишь исказит его спектр. Постоянная составляющая сама по себе никак не влияет на спектр в ненулевых частотах, но ее наличие препятствует тапированию краев анализируемого участка сейсмограммы (см. следующий абзац). Для устранения линейного тренда методом наименьших квадратов для каждого анализируемого отрезка сейсмограммы были вычислены параметры a и b функции вида $z(t) = a \cdot t + b$ наилучшим образом аппроксимирующей анализируемый участок сейсмического сигнала, затем значения этой функции были вычтены из значений сигнала.

Общепринятой практикой считается умножение временного окна сигнала на сглаживающее окно перед преобразованием Фурье (*тапирование, tapering*). Это окно является функцией, плавно убывающей на концах. Поскольку анализируемый фрагмент волновой формы извлекается из общего сигнала, а преобразование Фурье фактически вычисляет спектр бесконечной функции, получаемой «зацикливанием» этого фрагмента, разность значений сигнала между концами фрагмента проявляется в виде неоднородностей (скачков). Сглаживающее окно уменьшает эффект этих неоднородностей. В данной работе использовалось наиболее эффективное в сейсмическом анализе [12] косинусное окно шириной 5% от общей длины сейсмограммы.

Для вычисления амплитудного спектра каждой компоненты сейсмического сигнала использовалось быстрое преобразование Фурье. Затем к амплитудному спектру было применено сглаживание Конно и Омачи [13]:

$$A'(f_c) = \sum_f (K_{KO}(f_c, f) \cdot A(f)) \quad , \quad K_{KO}(f_c, f) = \left(\frac{\sin(b \cdot \log_{10}(f/f_c))}{b \cdot \log_{10}(f/f_c)} \right)^4 \cdot norm(f_c) \quad (1)$$

где $A(f)$ – исходный спектр,

$A'(f_c)$ – сглаженный спектр,

b – коэффициент полосы пропускания (определяет «радиус» сглаживания),

$norm(f_c)$ – нормировочный коэффициент, рассчитываемый из условия

$$\forall f_c : \sum_f K_{KO}(f_c, f) = 1 \quad (2)$$

Усредненный спектр горизонтальной компоненты был вычислен как среднеквадратическое сглаженных спектров компонент Север-Юг и Восток-Запад (*N, E*). Затем для каждого анализируемого участка записи сейсмического сигнала было вычислено отношение амплитудного спектра горизонтальной компоненты к амплитудному спектру вертикальной компоненты. Затем для каждой станции были вычислены среднее значение и среднеквадратическое отклонение логарифма этого отношения, осреднение проводилось отдельно для записей сейсмического шума и для фрагментов записей *S*-волн землетрясений.

Результаты. На рисунке 4 представлены станционные поправки станций сети *KNET*, полученные методом расчета отношения *H/V* в диапазоне 0,2–20 Гц по землетрясениям и сейсмическому шуму: белой линией на темно-серой площади показаны станционные поправки, полученные при анализе сейсмического шума, черной линией на светло серой площади – те же поправки, полученные при анализе записей землетрясений.

Значения станционных поправок незначительно отклоняются от единичного уровня (ожидаемого для станций *KNET*, как установленных на скальных породах), на рассматриваемом диапазоне частот величина этих отклонений варьирует в диапазоне (0.4; 1.36) по сейсмическому шуму и (0.46; 2.06) по землетрясениям. Уровень станционных поправок, определенных по землетрясениям находится чуть выше уровня станционных поправок, определенных по сейсмическому шуму, при этом ход станционных поправок по обоим типам данных в целом совпадает. Можно сделать вывод, что все станции сети *KNET* являются «хорошими» станциями, на которых отсутствуют явления увеличения амплитуды сигнала из-за резонансных явлений. Однако отклонения станционных поправок от единичного уровня на рассматриваемом диапазоне частот показывает необходимость использования их при расчете очагового спектра (*ААК, АМЛ, КВК и ТКМ2*).

Выше было отмечено, что были выбраны записи сейсмического шума за март, июнь, сентябрь и декабрь месяц с 2000 по 2014 гг. При расчете спектральных отношений для станций *AML, UCH* и *KZA* в определенные месяцы определенных лет большая часть кривых зависимости *H/V* от частоты лежат далеко от кривых, представляющих среднее за все месяцы и годы. Такие данные *не включены в результат, показанный на рисунке 3*. При этом для каждой станции наблюдалось не более четырех типов таких систематических отклонений. Средние кривые для каждого типа представлены на рисунке 4. Видно, что большая часть отклонений содержится в сентябрьских выборках. Все три вышеупомянутые станции расположены высоко в горах, причем не на склонах и не в ущельях, а на вершинах и гребнях – *AML* (3400 м), *UCH* (3850 м) и *KZA* (3520 м). Эти эффекты требуют отдельного изучения.

Выводы. В работе проведен анализ записей сейсмического шума (более 5000 60-секундных фрагментов) и землетрясений (90 событий) на основе *H/V* отношения спектров. Получены оценки влияния приповерхностного слоя под станциями сети *KNET* на сейсмические волны. Наблюдается соответствие кривых станционных поправок полученных на основе сейсмического шума и землетрясений. Выявлено отсутствие сильно-резонансных частот в диапазоне от 0,2 до 20 Гц. Отношение горизонтальной компоненты к вертикальной меняется в диапазоне от 0.6–2.36 по сейсмическому шуму и

в диапазоне 0.54–3.06 по землетрясениям для всех станций сети. Показано, что при рассмотрении спектральных отношений Н/В для сейсмического шума за небольшой период времени можно получить результат, сильно отличающийся от среднего.

Полученные станционные поправки можно использовать при построении очагового спектра для исключения некоторых отклонений спектральных отношений от единичного уровня (наиболее значительных для станций *ААК*, *АМЛ*, *КВК*, *ТКМ*). Эти поправки также можно использовать для решения других задач (например, для определения акустической добротности геосреды на основе двух станций).

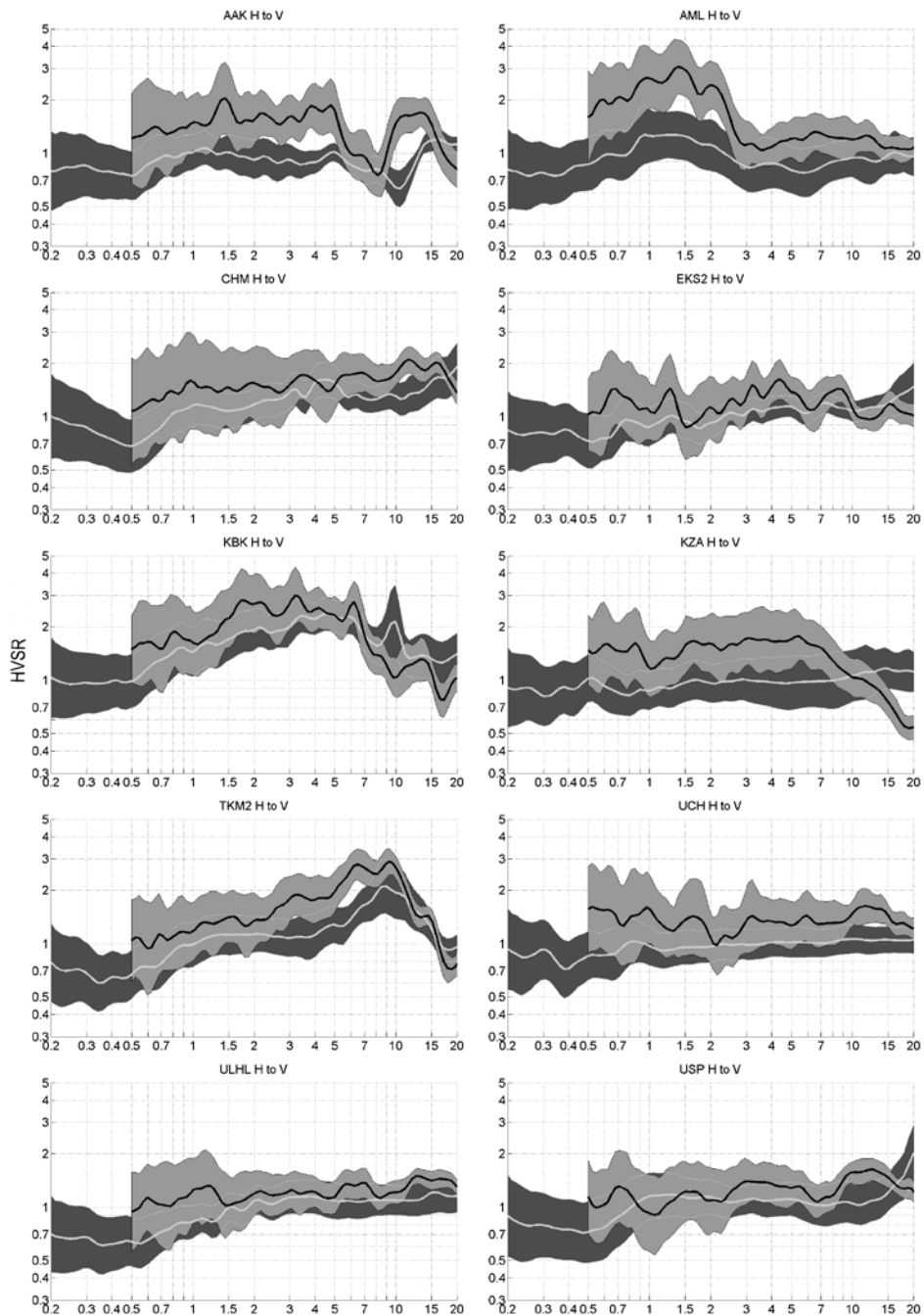


Рис. 3. Сравнение между спектральными отношениями землетрясений (черная линия, светло-серая область – среднее квадратичное отклонение) и сейсмического шума (светло-светло-серая линия, темно-серая область – среднее квадратичное отклонение).

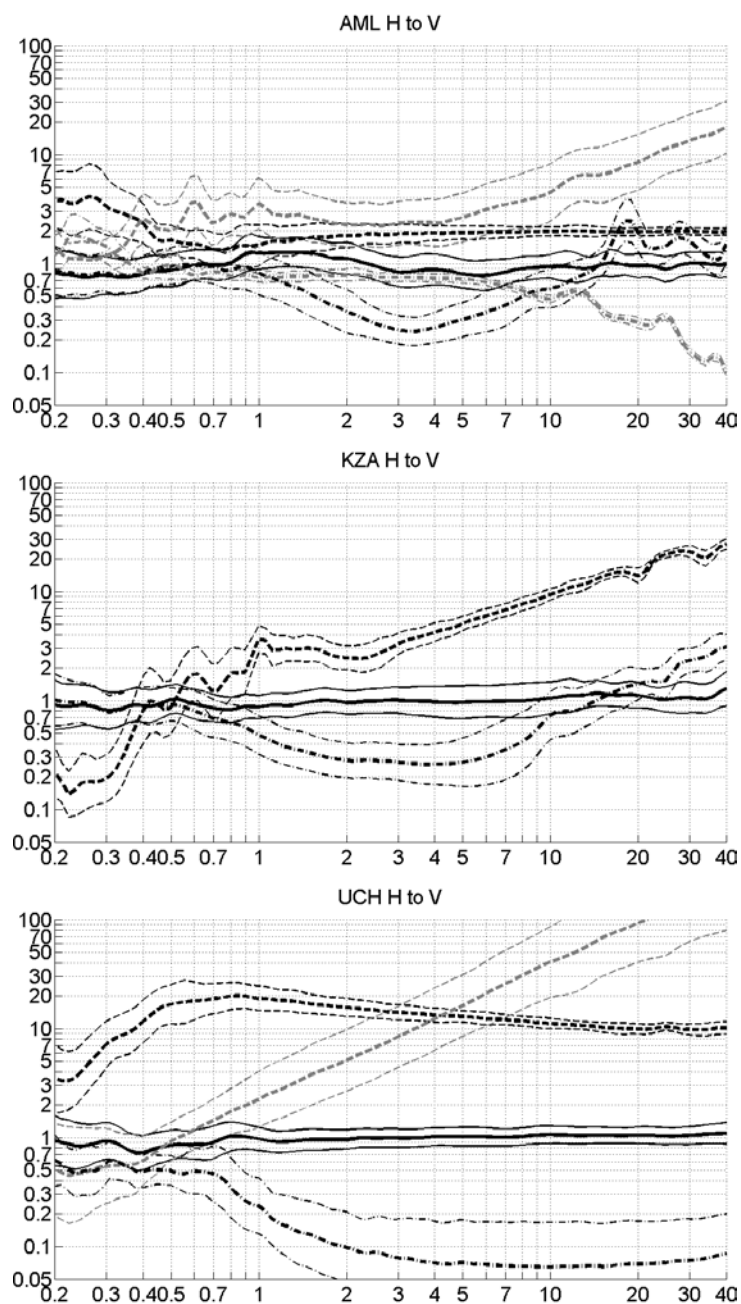


Рис. 4. Типы систематических отклонений отношения H/V в сейсмическом шуме, имевших место в определенные месяцы:

Станция AML: черная сплошная линия – осредненное H/V за исключением отклонений (показано на рис. 8); черная штриховая линия – июнь 2000; серая штриховая линия – июнь 2006; черная штрихпунктирная линия – сентябрь 2003, 2007 (полностью), сентябрь 2005, 2006, 2011 (частично); серая штрихпунктирная линия – сентябрь 2011; **Станция KZA:** черная сплошная линия – осредненное H/V за исключением отклонений (показано на рис. 8); черная штриховая линия – декабрь 2012; черная штрихпунктирная линия – сентябрь 2000, 2003, 2006 (полностью), сентябрь 2001, 2002, 2004, 2005, 2009 (частично); **Станция UCH:** черная сплошная линия – осредненное H/V за исключением отклонений (показано на рис. 8) черная штриховая линия – сентябрь 2001, декабрь 2007 и 2008, март 2009 и июнь 2009; серая штриховая линия – сентябрь 2002, 2008, 2009, 2010, 2012

(полностью), сентябрь 2004, 2011 (частично); *черная штрихпунктирная линия* – декабрь 2012 (частично). Жирными линиями показано среднее по типу, тонкими – среднеквадратическое отклонение соответствующих выборок.

Благодарности. Авторы выражают благодарность зав. лаб. комплексных исследований ИС РАН В.Д. Брагину за предоставление записей и каталога землетрясений. Исследование частично поддержано грантом РФФИ 15-05-06857а.

Литература

1. Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Юнга С.Л., Макаров В.И. Сеймотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. №5. С.3–15.
2. Костюк А.Д., Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Яги Ю. (Yagi Y.) Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии // Физика Земли. № 3. 2010. С. 52–65.
3. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS данных // Вестник КРСУ (Кыргызско-Российский Славянский университет). 2016. Т. 16. № 1. С. 178–182.
4. Сычева Н.А., Кузиков С.И. Анализ скоростных моделей литосферы Тянь-Шаня и метод двойных разностей при определении положения гипоцентров землетрясений по данным сейсмологической сети KNET // Геофизические исследования. 2012. Т. 13. № 2. С.5–22
5. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева В.А. Сеймотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62–78.
6. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В. Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET // Геология и геофизика. 2016. №3. С. 496–520.
7. Сычева Н.А., Кальметьева З.А. Мансуров А.Н., Сычев В.Н. Методические особенности определения динамических параметров землетрясений по данным сейсмологической сети KNET (Северный Тянь-Шань) // «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». Третья тектонофизическая конференция. Материалы докладов конференции 8-12 октября 2012 г. Т. 2. С. 185–190.
8. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Падение напряжения в очагах среднемагнитудных землетрясений в Северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2014. №3.С. 142–153.
9. Parolai S., Bindi D., Baumbach M., Grosser H., Milkereit C., Karakisa S., Zunbul S. Comparison of Different Site Response Estimation Techniques Using Aftershocks of the 1999 Izmit Earthquake // Bulletin of the Seismological Society of America. 2004. V. 94. No. 3. P. 1096–1108.
10. Bindi D., Parolai S., Spallarossa D., Cattaneo M. Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures // Journal of Earthquake Engin., – Imperial College Press, 2000. V. 4. No. 1. P. 97–113.

11. Nakamura Y.A. Method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, QR Railw // Tech. Res. Inst. 1989. 30. P. 25–33.
12. Pilz M., Bormann P. (Ed.), Parolai S. Tapering of windowed time series // New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2). Potsdam: Deutsches GeoForschungs-Zentrum GFZ. 2012. P. 1–4.
13. Konno K., Ohmachi T. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor // Bull. Seism. Soc. Am. 88. 1998. No. 1. P. 228–241.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ СОЗДАНИЯ ИНФОРМАЦИОННОЙ БАЗЫ ДАННЫХ О ФОКАЛЬНЫХ МЕХАНИЗМАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КЫРГЫЗСТАНА

Муралиев А.М., Малдыбаева М.Б., Абдыраева Б.С.
Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. *Приведено краткое описание составления каталога механизмов очагов землетрясений. Он содержит решения механизма очагов более 7000 коровых землетрясений с величиной энергетического класса 9 и более ($K_R \geq 9.0$), магнитуды $M \geq 2.8$, произошедших на территории Кыргызстана за период с 1946 по 2010г. Проведен общий анализ напряженного состояния Кыргызстана и его сейсмоактивных зон по данным механизмов очагов землетрясений.*

Ключевые слова: механизм землетрясения, база данных, сейсмическая опасность, прогноз землетрясений

Annotation. *Short description of compiling of catalogue is brought. Catalogue contains the decisions of mechanism of more than 7000 earthquakes with in energetical class 9 and more ($K_R \geq 9.0$), magnitudes of $M \geq 2.8$, happening on territory of Kyrgyzstan for period from 1946 to 2011g. The global analysis of the stress state of Kyrgyzstan and his seismic active zones is conducted from data of earthquakes source mechanism.*

Keywords: *earthquake' mechanism, database, seismic hazard, prediction of earthquakes.*

Введение. Механизм очага (МО) землетрясения представляет собой положение плоскости разрыва, направление подвижки по ней и ориентации осей главных напряжений сжатия и растяжения в очаге. Параметры механизма очага позволяют судить о механических условиях возникновения очага землетрясения. В каждом индивидуальном случае обработка данных опирается на анализ идентификации сейсмических волн, знаков первых вступлений продольных Р-волн, излученных очагом землетрясений. Составление каталога для конкретной территории требует, прежде всего, сбора, систематизации и обработки первичного материала. Данные каталога МО землетрясений сейсмологи используют для решения задач геодинамики и напряженно-деформированного состояния геологической среды. Пространственно-временные изменения параметров МО землетрясений необходимы для прогноза сильных землетрясений и оценки сейсмической опасности сейсмоактивной территории. Сеймотектоническая деформация и напряженное состояние сейсмоактивной территории определяются на основе данных о фокальных механизмах очагов землетрясений [1-3]. Тензор сейсмического момента можно вычислить на основе азимутов и углов погружения главных напряжений сжатия и растяжения в очагах землетрясений вместе со скалярной величиной сейсмического момента [1]. В работе [4]

предложена сеймотектоническая модель механизма деформирования и напряженного состояния земной коры Тянь-Шаня как физическая основа для исследования взаимосвязи между видом напряженного состояния и параметрами сейсмического режима. В связи с этим, каталог МО землетрясений имеет большое значение для дальнейшего проведения сейсмологических и геофизических исследований, направленных на понимание физики сейсмического процесса. В данной статье приведено описание технологии составления каталога МО землетрясений на территории Кыргызстана в условиях натурального наблюдения.

В настоящее время практически во всех сейсмоактивных регионах Земли определяются механизмы очагов землетрясений, создается база данных и проводится их геолого-геофизическая интерпретация. На Тянь-Шане определением МО ряда землетрясений по знакам первых вступлений Р-волн занимались Е.А. Широкова, Л.М. Балакина, И.Г. Симбирова, А.А. Лукк, С.Л. Юнга, В.В. Майсурадзе, Т.А. Лапатина, Т.Я. Беленович, Л.М. Матасова, А.А. Власова, А.М. Муралиев, Е.М. Туйчиев, и др. Полученные результаты были представлены в различных форматах. Каталог механизмов очагов землетрясений Кыргызстана и его сейсмоактивных зон составлен в едином международном формате в работе [5]. В нем содержатся сведения о более 5000 сейсмических событий с энергетическим классом $K_R \geq 9.0$ за период 1946-2010 гг. Каталог включает решения МО, начиная с известного сильнейшего Чаткальского землетрясения 1946 года с магнитудой $M=7.5$.

По Кыргызстану и Центральной Азии сбор и систематизация данных о механизмах очагов землетрясений практически были начаты с 1979 года в рамках Регионального центра прогноза землетрясений по Средней Азии и Казахстану, организованного на базе Института сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Тадж.ССР [6]. Далее, начиная с 1992 г., роль Регионального центра стал выполнять Институт сейсмологии НАН Кыргызской Республики [7]. Каталоги основных параметров и механизмов очагов землетрясений Центральной Азии ежегодно пополняются новыми определениями и публикуются в сборнике «Землетрясения Северной Евразии», который издается в ГС РАН (1992-2010).

Следует отметить, что территория Кыргызстана, расположенная на Тянь-Шане, является уникальной с точки зрения сейсмологической науки. Она достаточно хорошо окружена сейсмическими станциями Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана, Таджикистана и Китая. На рис. 1 показана схема исследуемой территории и размещение сейсмических станций, данные которых используются для решения задач сейсмичности и МО землетрясений.

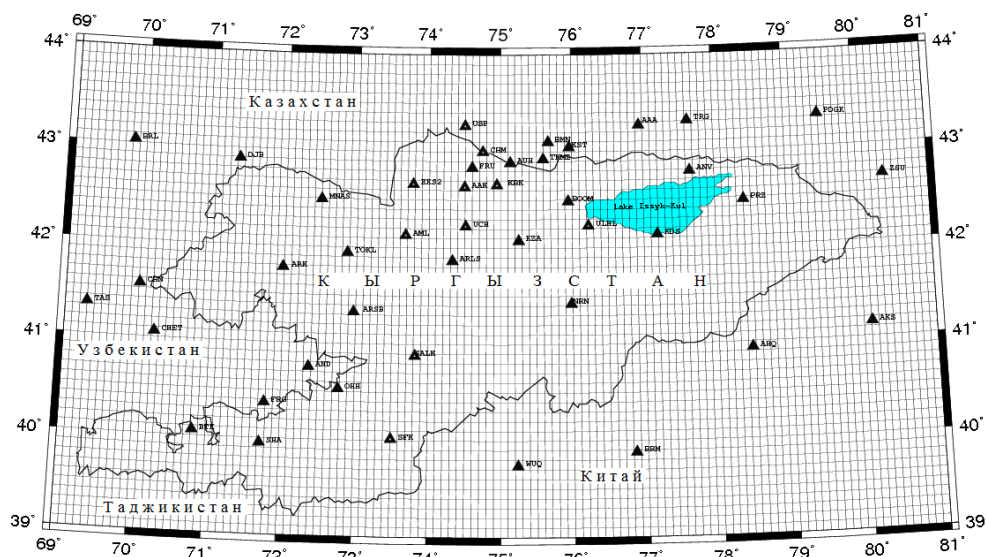


Рис. 1. Исследуемая территория и размещение сейсмических станций.

Территория исследования ограничена географическими координатами: 39° – 44° с.ш. и 69° – 81° в.д. Существующая сеть сейсмических станций региона обеспечивает возможность определения фокальных механизмов очагов землетрясений на территории Кыргызстана, начиная энергетического класса 9.0 и более. Для северной части Кыргызстана и района Бишкекского прогностического полигона механизм очага можно определить и для более слабых землетрясений - с $K_R \geq 7.0$. Имеются также каталоги МО для слабых землетрясений по северному Тянь-Шаню [9] и району Токтогульской ГЭС [10]. Представительность МО землетрясений по сейсмоактивным районам Кыргызстана разная, она зависит от количества, конфигурации расположения и срока постоянной работы сейсмических станций.

Методика определения и исходные данные. Механизм очага (плоскость разрыва, подвижка по ней и оси главных напряжений сжатия и растяжения) для землетрясений Кыргызстана определяется по известной методике А.В.Введенской [11]. Практически проведена работа по сопоставлению поля смещения, которое вызвано двойной парой сил без момента (модель механизма очага) с наблюдаемым полем смещения при конкретном землетрясении. В качестве исходных данных использованы знаки первых вступлений Р-волн, снятых непосредственно с сейсмограмм или цифровых записей дисплея компьютера. В случае, если эпицентр землетрясения попадает в приграничные районы, то количество знаков Р-волн дополняется данными сейсмических станций соседних государств (Казахстана, Узбекистана, Таджикистана и Китая), обмен с которыми сейсмологическими данными производится в рамках международных договоров. Массовое определение МО землетрясений Кыргызстана проводится с помощью двух компьютерных программ: программой «FPFIT», разработанной в Гарвардском Университете США [12], и японской программой «SOURCE MECHANISM» [13]. Эти программы прошли адаптацию в условиях Кыргызстана, т.е. в них была введена скоростная модель строения земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня и по ней вычислены углы выхода сейсмических лучей. Результаты решения МО

землетрясений, полученные по двум программам, достаточно хорошо согласуются между собой (рис. 2). Решение МО для каждого случая (особенно сильных землетрясений) сопоставлено с решением других международных сейсмологических центров (GCMT, NEIC, ISC и др.). В случае, если не согласуется полученное нами решение с другими решениями, то данные обрабатываются заново, при этом уделяется большое внимание наличию данных близких станций. Выбор решения опирается на максимальное количество и хорошее окружение сейсмическими станциями очага рассматриваемого землетрясения. После всего этого проводится выбор решения, и он занимает место в каталоге МО землетрясений. Вышеуказанные компьютерные программы в конечном итоге дают стереограммы фокального механизма очага для каждого землетрясения. На стереограмме можно увидеть положение двух ортогональных нодальных линий, которые отражают положение плоскости разрыва, направление подвижки по ним и ориентация осей главных напряжений сжатия и растяжения, действующих в очаге землетрясения. Положение нодальных плоскостей, как правило, определяется тремя угловыми характеристиками: простиранием (strike^0), углом погружения (dip^0) и углом скольжения (slip^0), а оси сжатия Р и растяжения Т – азимутом (Azim^0) и углом с горизонталью (plunge^0). Численные значения этих параметров для каждого случая дает компьютерное решение, они записываются в каталог, куда также вносится для каждого случая класс точности, согласно работе [14].

Результаты. В качестве примера на рис. 2 показано определение механизма очага землетрясения 24.04.2009 года с энергетическим классом $K_R=11.7$, глубиной $h=13\text{км.}$; координаты эпицентра: $41,58^0$ с.ш. и $71,33^0$ в.д.

Из рис. 2 видно, что две независимо друг от друга составленные компьютерные программы дают вполне однотипное решение механизма очага землетрясения 29.04.2009г. при достаточном количестве исходных данных. Численные результаты решения: ориентация осей главных напряжений растяжения(Т), промежуточного(В) и сжатия(Р), а также положение двух ортогональных нодальных плоскостей(NP1 и NP2) представлены в табл. 1. Параметры механизма очага определены с классом точностью «А», т.е. найденное решение единственное и погрешность численных значений параметров не превышает $\pm 3-5^0$.

В настоящее время каталог МО землетрясений Кыргызстана содержит данные о более 7000 землетрясений с $K_R \geq 7.0$ за период 1946-2010гг. Этот научный материал хранится в Архиве ИС НАН КР и базе данных по Центральной Азии в ГС РАН, (г.Обнинск). В качестве примера на рис. 3 показаны выборки из каталога МО землетрясений за 2011г.

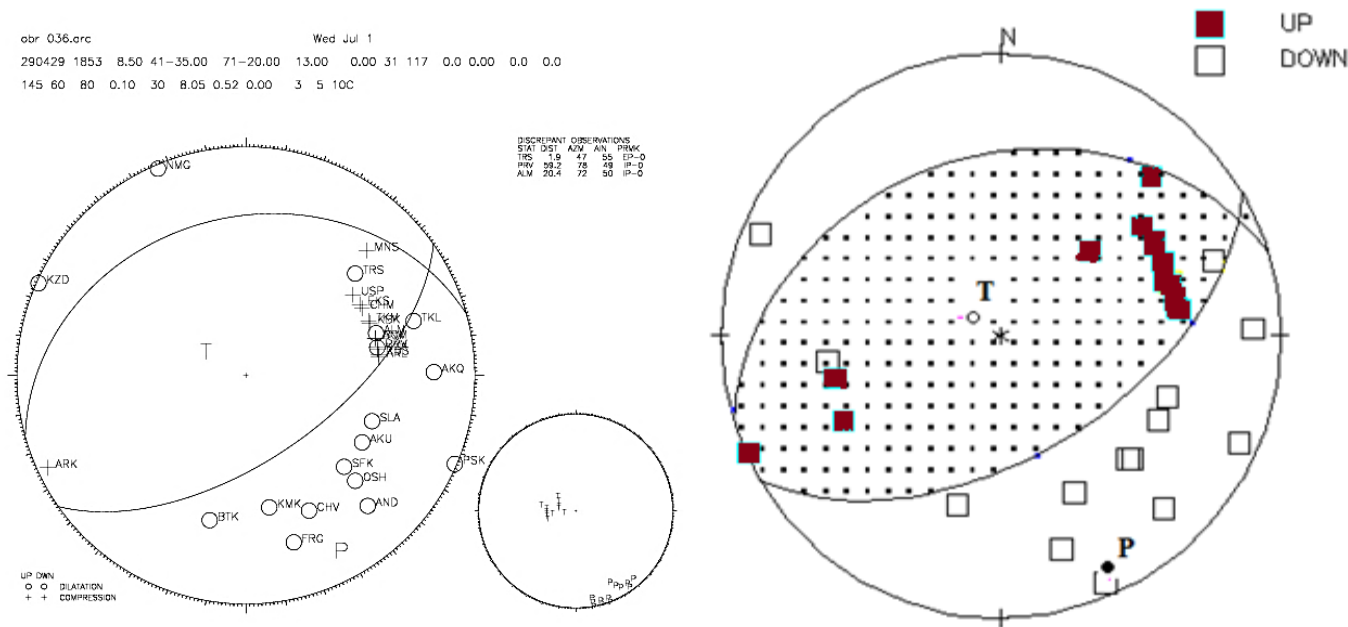


Рис. 2. Стереогаммы механизма очага землетрясения 29 апреля 2009 года с $K_R=11.7$ в проекции нижней полусферы; а) решение найдено по программе FPFIT[12] и б) по программе «Source mechanism»[13].

Таблица 1. Параметры механизма очага землетрясения 29 апреля 2009 г. в $18^h53^m8.5^s$

Агентство	Дата	Время t_0	h, km	m_b	K_R	Оси главных напряжений						Нодальные плоскости					
						T		N		P		NP1			NP2		
						PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
ИС НАН КР (source mechanism)	2009 04 29	18 53 8.5	13		11.7	79 ± 3	299 ± 2	6 ± 2	64 ± 3	9 ± 2	155 ± 2	253 ± 5	36 ± 3	101 ± 3	59 ± 5	54 ± 3	82 ± 3
ИС НАН КР (fpfit)	2009 04 29	18 53 8.5	13		11.7	73 ± 3	300 ± 2	8 ± 2	239 ± 2	14 ± 3	152 3 \pm	254 5 \pm	31 ± 5	107 ± 4	55 ± 6	60 ± 6	80 ± 5
СМТ	2009 04 29	18 53 11.8	19.7	5.1		84	17	6	228	3	139	223	42	82	54	49	97

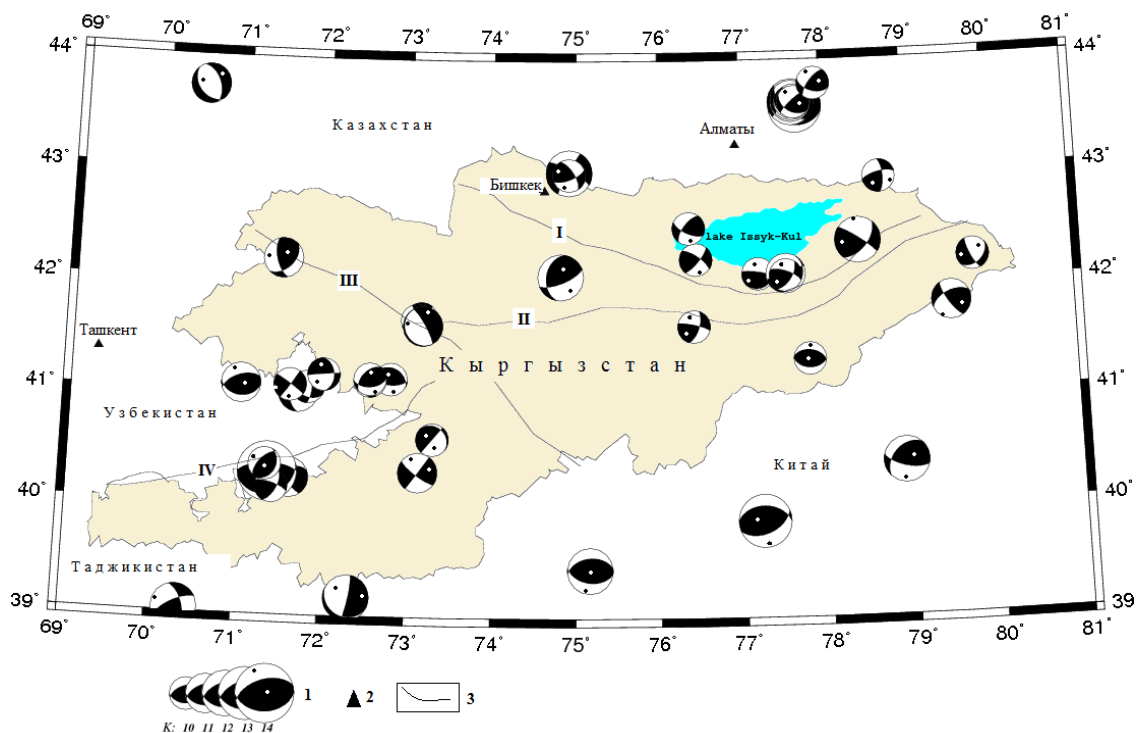


Рис. 3. Механизмы очагов землетрясений Кыргызстана и сопредельных территорий за 2011г. 1 – стереограммы МО землетрясений с $K_p \geq 10.0$, 2 – сейсмическая станция, 3 – основные разломы: I – Терскойский, II – Линии Николаева, III – Таласо-Ферганский, IV – Южно-Ферганский.

Из рис.3 видно, что нодальные плоскости находятся в удовлетворительном состоянии с положением основных разломов. Надвиговые и взбросовые типы подвижек в очагах исследованных землетрясений преобладают по сравнению с другими типами подвижек. Оси напряжения сжатия в очагах ориентированы в близгоризонтально близмеридиональном направлении, оси напряжения растяжения – перпендикулярны к первой. Это может свидетельствовать о современных геодинамических процессах, происходящих в Тянь-Шаньском орогене – рост гор и общее тектоническое движение по направлению север-юг.

Выводы. Для изучения напряженно-деформированного состояния макросейсмических объемов горных масс проведено массовое определение механизмов очагов землетрясений Кыргызстана и его сейсмоактивных зонах, выполненное в Институте сейсмологии НАН КР и дополненное всеми опубликованными определениями за прошлые годы. База данных (Каталог МО землетрясений Кыргызстана) составлена в международном формате. Она включает в себя результаты определения параметров МО более 7000 землетрясений с $K_p \geq 9.0$ за период 1946-2010гг. Каталог пополняется ежегодно новыми определениями и публикуется в сборнике «Землетрясения Северной Евразии», который издается в ГС РАН, г.Обнинск.

Литература

1. Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясений и сейсмическое течение горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 1. С. 23-40.
2. Ризниченко Ю.В. Расчет скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34-47.
3. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14-23.
4. Кузнецова К.И., Муралиев А.М. О связи между распределением числа землетрясений по энергии и напряженно-деформированном состоянии горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 11. С. 24-34.
5. Муралиев А.М. Очаговая сейсмология Тянь-Шаня. Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. Ташкент. 2010. 46 с.
6. Землетрясения Средней Азии и Казахстана. 1979 / Ред.: Негматуллаев С.Х. Душанбе: Дониш. 1981. 206 с.
7. Землетрясения Северной Евразии в 1992 г. 127 с.
8. Землетрясения Северной Евразии в 2010 г. (в печати).
9. Сычева Н.А. Исследование особенностей механизмов очагов землетрясений и сеймотектонических деформаций северного Тянь-Шаня по данным цифровой сейсмической сети KNET. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. 2004. 25 с.
10. Юнга С.Л., Данилова М.А. База данных «Каталог землетрясений Токтогульского района, 1929-1991» // <http://www.wdcb.ru/sep/toctogul/index.ru.htm/>
11. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокации. М: Наука. 1969. 136 с.
12. Reasenberg P.A., Oppenheimer D. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. Open-file report 85-739. Menlo Park, California. 1985. 109 p.
13. Suetsugu D. Source Mechanism. IISSE, Tsukuba, Japan. 1998. 103 p.
14. Муралиев А.М. Сейсмичность и сеймотектоническая деформация Юго-Западной Киргизии и сопредельных территорий. Фрунзе: Илим. 1989. 107 с.

СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОЧАГА И ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ХОДУ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Омуралиев М., Омуралиева А.

Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. На основе данных сетей цифровых сейсмических станций KNET, KRNET и методики Розовой Е.А. изучения сейсмических волн очагов землетрясений установлено изменение скоростных неоднородностей с глубиной и во времени.

Ключевые слова: землетрясение, цифровая станция, сейсмическая волна, скоростная неоднородность, флюиды, частичное плавление.

Abstract. Changes of the velocity heterogeneities with depth and in time were determined based on the data of the networks (KNET, KRNET) of digital seismic stations and the technique of Rozova E.A. - the study of earthquakes' seismic waves.

Keywords: earthquake, digital station, seismic wave, velocity heterogeneity, fluids, partial melting.

Введение. Исследование динамики (изменение во времени и в пространстве) скоростных неоднородностей на основе изучения сейсмических волн очагов каждого землетрясения является актуальной проблемой. Скоростная неоднородность среды обычно определяется сейсмическим зондированием [1] и сейсмической томографией [2]. Сейсмическое зондирование основано на изучении волн, вызванных взрывом или ударом, а сейсмическая томография – на изучении волн (сейсмических лучей), излучаемых множеством землетрясений и взрывов. Скоростная неоднородность, определенная с помощью сейсмической томографии, является осредненной характеристикой среды.

Изучение объемных сейсмических волн землетрясений показало [3, 4, 5, 6, 7], что скорости волн каждого землетрясения на эпицентральной дистанции до 100 км выражает свойство реальной среды в пределах очага. Имеющиеся годографы указывают, что начальные скорости волн остаются мало измененными при их распространении на близкие расстояния. Скорости волн множества гипоцентров в объемной модели позволят выделить детальные, дифференцированные скоростные неоднородности в пределах очагов и проследить динамику их изменения в геофизической среде.

Скорости сейсмических волн очагов землетрясений и изменение скоростных неоднородностей. Рассмотрим скорости сейсмических волн очагов близких землетрясений в квадрате $\varphi=41.5-43.5^\circ$, $\lambda=72,5-80^\circ$ Тянь-Шаня, например за апрель 2015 г., записанных сейсмическими станциями сетей KNET (Kyrgyzstan Telemetered Network) и KRNET (Kyrgyz Republic Digital Network). В пределах долгот: 73.5° , 74.5° , $76.5-77^\circ$,

78.5° отмечаются относительно высокоскоростные ($V_p \geq 6.4$ км/сек, $V_s \geq 3.7$ км/сек) неоднородности, а между ними в пределах долгот: 74°, 75°, 76°, 77.5°, 79° - низкоскоростные неоднородности. В пределах долгот: 73°, 74-75°, 76°, 77°, 78.5° отмечаются области относительно низких значений V_p/V_s , а между ними - области с высокими значениями. Особо отличается область в пределах долготы 74° между широтами 42.5-43°, где отмечается область с высоким значением $V_p/V_s > 1.77$.

В низкоскоростных неоднородностях соотношения величин V_p , V_s и V_p/V_s указывают [5, 6, 7] на места возможного проявления флюидов (западная часть Заилийского поднятия) и частичного плавления (западная часть Восточно-Кыргызского поднятия в пределах долины р. Аксу).

Распределения скоростей V_p , V_s и отношения V_p/V_s по глубинам по меридиональному разрезу в полосе $\lambda=76.5-77^\circ$ имеют свои особенности. В южной части разреза (профиля) на глубинах 30-60 км выделяется круто залегающая высокоскоростная неоднородность. Верхняя часть ее сужена, а нижняя часть - широкая до 10 км. На глубинах 50-60 км она приобретает пологое северное падение, протягивается на расстояние около 80 км и далее приобретает снова южное падение под углом около 50°. Данная высокоскоростная неоднородность подстилается низкоскоростной неоднородностью. Севернее круто падающей высокоскоростной неоднородности наблюдается низкоскоростное тело на глубинах 15-40 км, которое вверх по разрезу расширяется до 10 км. На глубинах 20-40 км под низкоскоростной неоднородностью выделяется высокоскоростная неоднородность с пологим южным падением протяженностью около 30 км. Следует отметить, что высокоскоростные неоднородности имеют большие значения V_p/V_s , а низкоскоростные неоднородности характеризуется малыми значениями V_p/V_s . В низкоскоростных неоднородностях, на основе соотношения между V_p , V_s , V_p/V_s , отмечается [5, 6, 7] возможность проявления флюидов в пределах Иссык-Кульской впадины и вероятность частичного плавления на сопряжении Кунгейского поднятия и Иссык-Кульской впадины.

Интересно проследить изменение скоростной неоднородности во времени и с глубиной очагов. Рассмотрим изменение скоростных неоднородностей в ячейке – квадрате $\varphi=42-42.5^\circ$, $\lambda=76.5-77^\circ$ (западная часть Иссык-Кульской впадины и ее горного обрамления) Тянь-Шаня. В начале апреля 2015 г проявились на глубинах около 10-15 км и 20-30 км высокоскоростные (V_p , V_s) неоднородности, которые в середине апреля постепенно сменялись низкоскоростными неоднородностями (рисунки 1,2). Далее после 20 апреля на глубинах 10-20 км проявилась относительно высокоскоростная субвертикальная неоднородность, которая свою очередь 25 апреля сменилась низкоскоростной неоднородностью. На глубинах 35-40 км с 20 апреля отметилась низкоскоростная неоднородность. Вышеотмеченные низкоскоростные неоднородности характеризуются малыми значениями V_p/V_s , а высокоскоростные неоднородности характеризуются относительно большими значениями V_p/V_s (рис.3). Соответственно, в низкоскоростных неоднородностях [5, 6, 7] проявились флюиды.

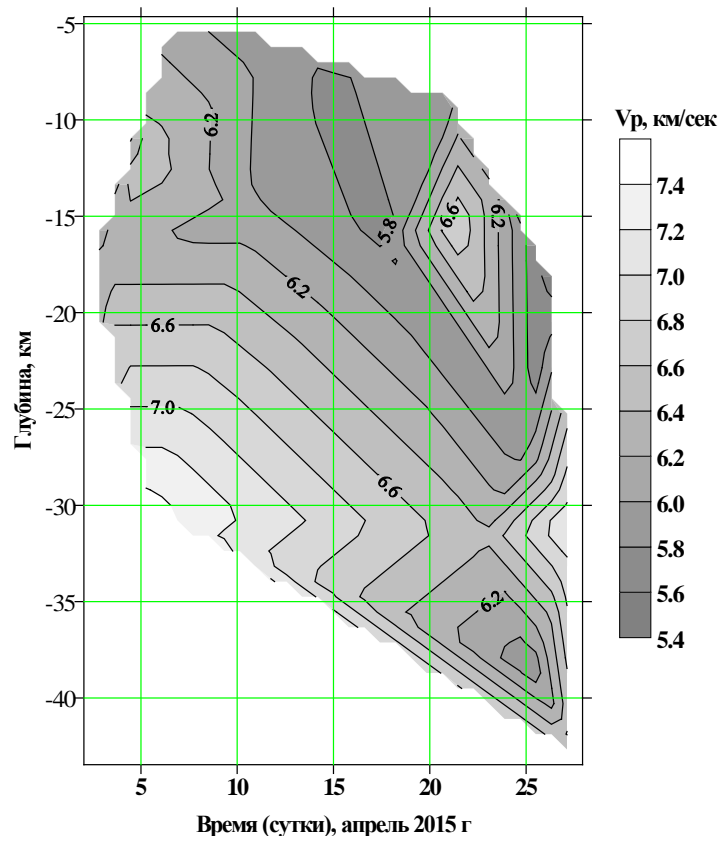


Рис. 1. Изменение скоростной (V_p) неоднородности во времени и с глубиной очагов землетрясений в квадрате $\varphi = 42-42.5^\circ$ $\lambda = 76.5-77^\circ$ Тянь-Шаня.

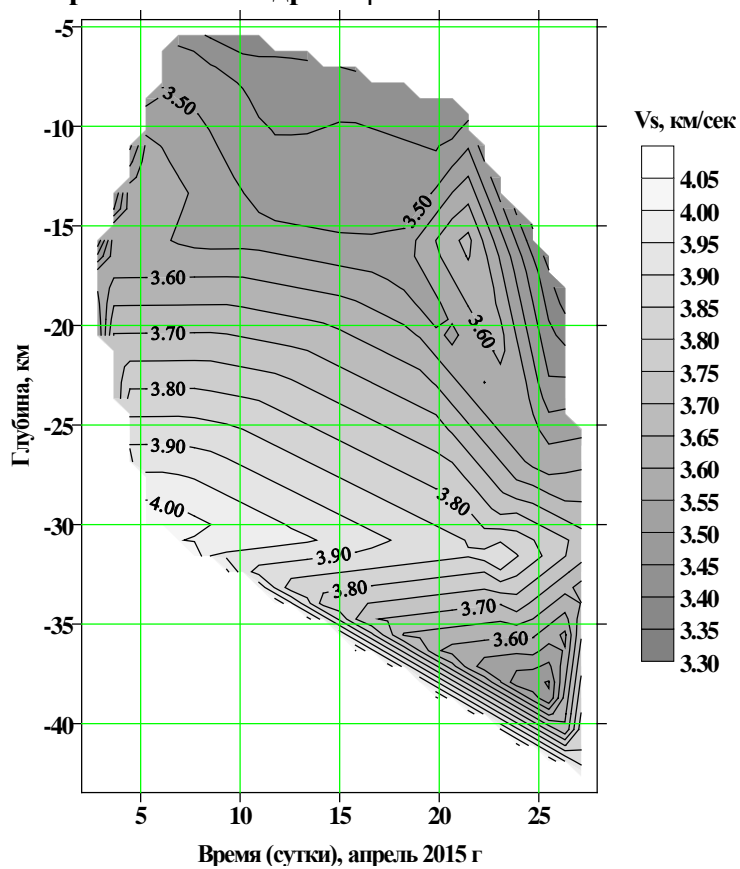


Рис. 2. Изменение скоростной (V_s) неоднородности во времени и с глубиной очагов землетрясений в квадрате $\varphi = 42-42.5^\circ$ $\lambda = 76.5-77^\circ$ Тянь-Шаня

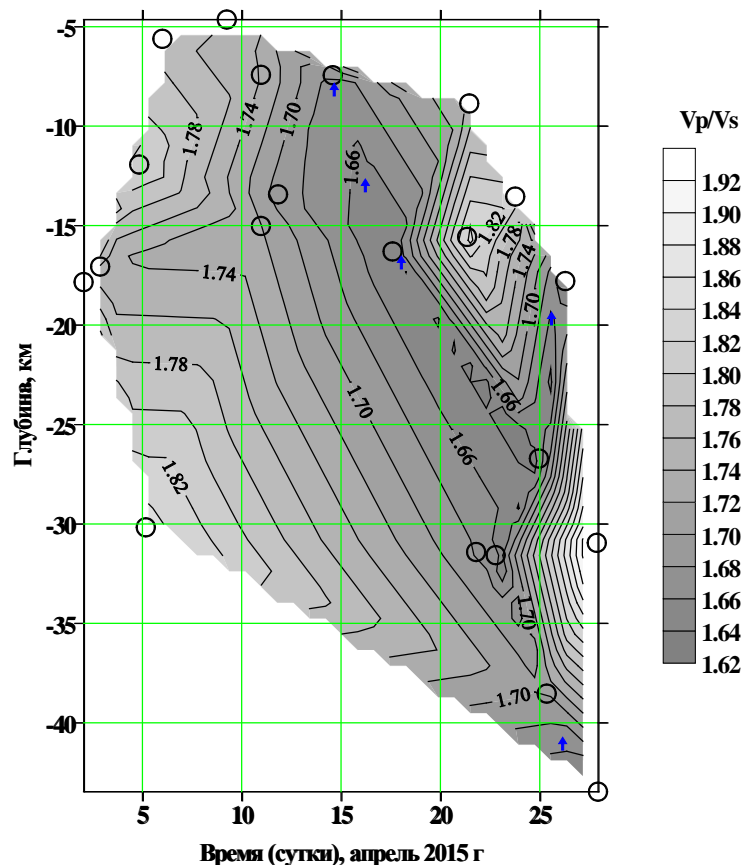


Рис. 3. Изменение скоростной (V_p/V_s) неоднородности во времени и с глубиной очагов землетрясений в квадрате $\varphi = 42-42.5^\circ$ $\lambda = 76.5-77^\circ$ Тянь-Шаня. Стрелками обозначены места возможного проявления флюидов.

Построенная пространственная модель распределения скоростей сейсмических волн на эпицентральных расстояниях 100-220 км характеризует, очевидно, нижнюю часть земной коры. В пределах долгот: 73° , 75° , 76.5° , 77.5° , 78.5° . наблюдаются относительно высокоскоростные ($V_p \geq 6.35$ км/сек) неоднородности, а между ними - относительно низкоскоростные неоднородности. При этом на северо-западной части территории преобладают высокоскоростные неоднородности.

Аналогично, в распределении скоростей поперечных волн V_s в пределах долгот: 73° , 75° , 76.5° , 77.5° , 78.5° наблюдаются относительно высокоскоростные ($V_s \geq 3.65$ км/сек) неоднородности, а между ними - относительно низкоскоростные неоднородности, а на северо-западной части территории преобладают высокоскоростные неоднородности

В распределении значений V_p/V_s выделяются области со значениями $V_p/V_s \leq 1.70$ на южной части территории в пределах долгот: 73.5° , 74.5° , 75.5° и на северо-восточной части территории в пределе долготы 78° .

На основе соотношения между V_p , V_s , V_p/V_s в нижней части земной коры отмечается возможность проявления флюидов в восточной части Чилийского поднятия, на сочленении Западно-Кунгейского поднятия и Иссык-Кульской впадины, а также вероятность частичного плавления - южнее Восточно-Кыргызского поднятия, на сочленении Центрально-Кунгейского поднятия и Иссык-Кульской впадины [5, 6, 7].

Выводы. На основе данных сетей цифровых сейсмических станций KNET, KRNET и методики Розовой Е.А. изучения сейсмических волн очагов землетрясений Тянь-Шаня (в квадрате $\varphi=41.5-43.5^\circ$, $\lambda=72,5-80^\circ$) за апрель 2015 г. получены нижеследующие результаты:

1. Построены модели детальных скоростных неоднородностей V_p , V_s , V_p/V_s по сейсмическим волнам очагов близких землетрясений за апрель 2015 г. в координатах: долгота – широта – скорость сейсмических волн; широта - глубина - скорость сейсмических волн; время – глубина - скорость сейсмических волн. Отмечено, что высокоскоростные и низкоскоростные неоднородности чередуются вдоль активных структур в широтном направлении. Установлено изменение скоростных неоднородностей с глубиной и во времени. В пределах ряда очагов выделены места возможного проявления флюидов и частичного плавления.
2. Построены модели распределения скоростей V_p , V_s , V_p/V_s сейсмических волн на эпицентральных расстояниях 100 - 220 км, соответственно, нижней части земной коры. Наблюдается чередование высокоскоростных и низкоскоростных неоднородностей в нижней части земной коры в широтном направлении. Установлено, что высокоскоростная неоднородность южнее Восточно-Кыргызского поднятия характеризуется высокими скоростями сейсмических волн $V_p=9-10$ км/сек и $V_s=4.7-5.0$ км/сек. В отдельных низкоскоростных неоднородностях выделены участки возможного проявления флюидов и частичного плавления.

Литература

1. Гамбурцев Г.А. Избранные труды. Т. 2. Основы сейсморазведки. М.: Наука. 2003. 442 с.
2. Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. № 12. С. 16-25.
3. Розова Е.А. Сейсмичность Средней Азии // Известия АН СССР, серия географическая и геофизическая. 1948. Т. 7. № 5. С. 453-462.
4. Aki K. Lee W. H. K. Determination of Three-Dimensional Velocity Anomalies under a Seismic Array using first P Arrival Times from Local Earthquakes, 1 A Homogeneous initial model // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. P. 4381-4399.
5. Омуралиев М., Омуралиева А. Способ определения глубин землетрясений вблизи цифровых сейсмических станций и тонких скоростных 3D неоднородностей участка литосферы в области очагов. Патент KG 661 C1. 2004.
6. Omuraliev M., Omuralieva A. Late Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Central Asia. 2004. 166 p.
7. Омуралиева А., Омуралиев М., Джумабаева А. Локальная скоростная неоднородность зоны Южно-Кочкорского разлома, ее сейсмичность и Кочкорское землетрясение Тянь-Шаня 2006 г. // Известия НАН КР . 2009. № 2. С. 32-46.

ГЛУБИНА ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА ЗА АПРЕЛЬ 2015 Г.

М. Омуралиев, А. Омуралиева, Г. Мамбетова
Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. *Приводятся результаты определения глубины очагов близких землетрясений Тянь-Шаня за апрель месяц 2015 г. на основе данных цифровых сейсмических станций сетей KNET, KRNET. Отмечены малоизвестные относительно глубокие ($h=40-90$ км) землетрясения.*

Ключевые слова: *землетрясение, годограф, очаг, глубина, эпицентрального расстояние, цифровая станция.*

Abstract. *The results of the depth determination of the close earthquakes' foci occurred in the Tien Shan in April, 2015 based on the data from digital seismic stations of KNET, KRNET are presented in the paper. Insufficiently known relatively deep ($h = 40-90$ km) earthquakes were noted.*

Keywords: *Earthquake, seismic waves travel time hodograph, foci, depth, epicentral distance, digital station.*

Введение. Глубина очага землетрясения – фундаментальный, приоритетный параметр сейсмологии. Глубина очага характеризуется скоростями сейсмических волн. Сейсмические волны сначала излучаются в области очага. После они распространяются в земной коре, мантии и ядре Земли. Следовательно, скорость сейсмических волн предопределяется свойствами среды в очаге землетрясения и путей их распространения. В сейсмологии отмечено, что скорости продольных V_p и поперечных V_s волн в общем возрастают с глубиной. Вместе с тем наблюдаются скоростные неоднородности по латерали.

Землетрясения Тянь-Шаня считаются коровыми, глубокие гипоцентры еще малоизвестны. Сейсмические волны на близких эпицентральных расстояниях в основном характеризуют естественные свойства среды очаговой области - реальную скоростную неоднородность, а свойства среды путей распространения сейсмических волн проявляются на относительно больших эпицентральных расстояниях. Для изучения сейсмических волн на больших эпицентральных расстояниях существует необходимость построения осредненного скоростного разреза и составления годографа.

В Институте сейсмологии НАН КР основные параметры землетрясения, в том числе глубина гипоцентров определяются с помощью компьютерной программы Huroellipse [1]. При этом используется осредненная (стартовая одномерная) скоростная модель [2]. Разброс в определении глубины составляет не более 10 км. Для повышения точности определения глубины разработан и предложен способ [3, 4] на основе данных цифровых станций и построения индивидуальных годографов сейсмических волн очагов близких землетрясений по методу Розовой Е.А.

Результаты определения глубины очагов близких землетрясений. В качестве примера рассмотрим землетрясения за апрель 2015 г., расположенные в диапазоне до 100 км эпицентрального расстояния, записанные на трех и более цифровых станциях

(сейсмических сетей KNET - Kyrgyzstan Telemetered Network и KRNET - Kyrgyz Republic Digital Network) Тянь-Шаня на территории Кыргызстана (рис. 1).

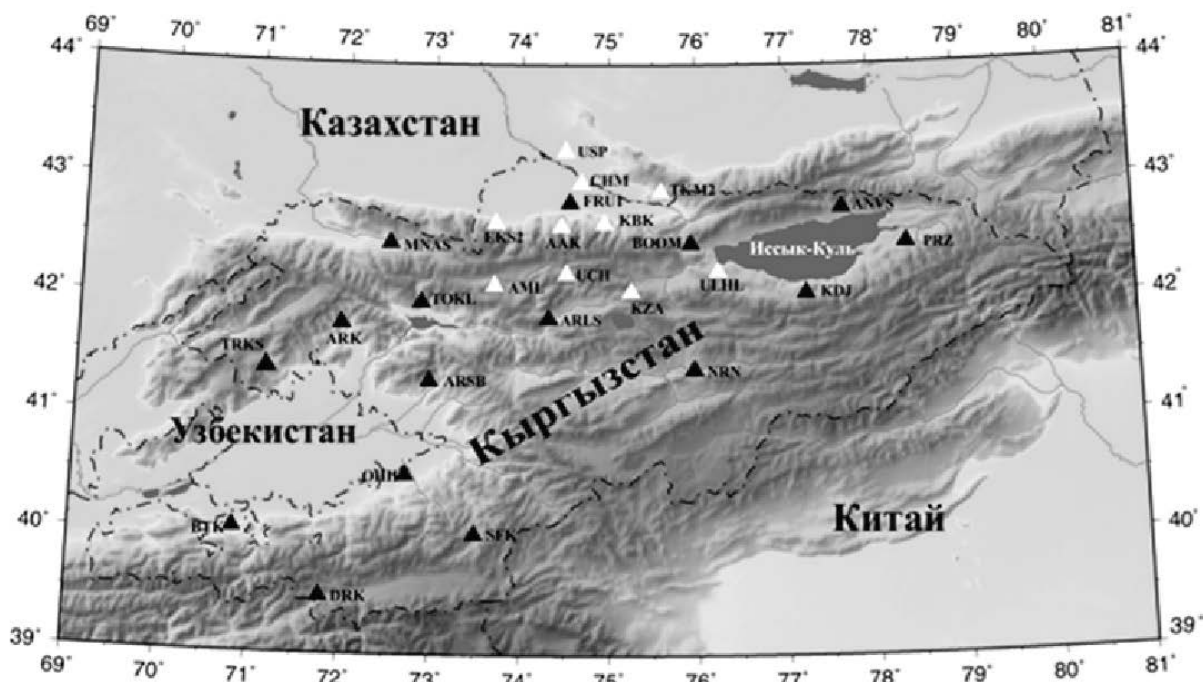


Рис. 1. Карта-схема расположения цифровых сейсмостанций сети сейсмического мониторинга территории Кыргызстана. Черными треугольниками обозначены станции сети KRNET (ИС НАН КР), белыми треугольниками – станции сети KNET (ИС РАН).

Количество близких землетрясений за апрель - 256. В соответствии с методикой [3, 4] составлены индивидуальные годографы (отрезки до 100 км) каждого близкого землетрясения, определены скорости сейсмических волн V_p , V_s , отношение V_p/V_s , фиктивная скорость сейсмических волн V_f , глубина очага h_m с высокой достоверностью аппроксимации R^2 . При этом, была исключена погрешность подбора стартовой одномерной или трехмерной скоростной модели, используемой в программах типа Нутоellipse.

Гипоцентры землетрясений приурочены, в основном, к глубинам 10-20 км и 20-30 км, в меньшей мере – к глубинам 0-10 км, 30-40 км (рис. 2). Соответственно, землетрясения на глубинах 10-30 км представляют собой основную часть сейсмогенного слоя. Вместе с тем отмечено проявление землетрясений на глубинах 40-90 км. Однако следует отметить, что предшественниками редко рассматривались землетрясения Тянь-Шаня на глубинах 40-90 км [5, 6]. Эти землетрясения требуют дальнейшего изучения.

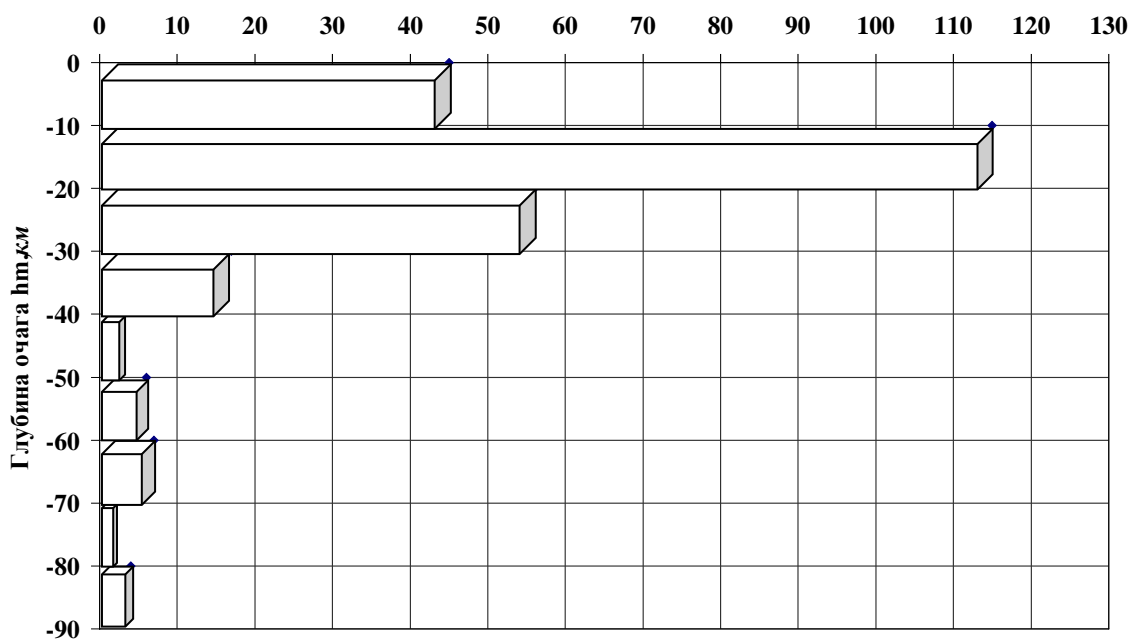


Рис. 2. Распределение гипоцентров близких землетрясений по глубинам (hm) в Тянь-Шане (Кыргызстан) за апрель 2015 г.

Для сравнения приведена гистограмма распределения землетрясений по глубинам (hk), определенным по существующей методике (рис. 3).

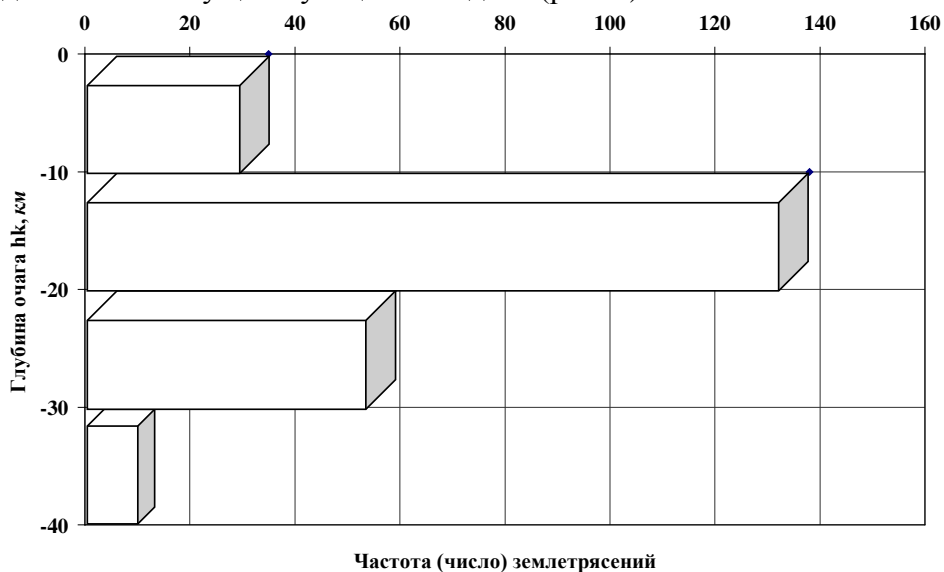


Рис. 3. Распределение гипоцентров близких землетрясений по глубинам (hk) в Тянь-Шане (Кыргызстан) за апрель 2015 г.

Распределение землетрясений по глубинам (hm, hk) и по времени приведено на (рис. 4). В распределении глубины очагов во времени установлена периодичность интервалов проявления относительно глубоких гипоцентров землетрясений.

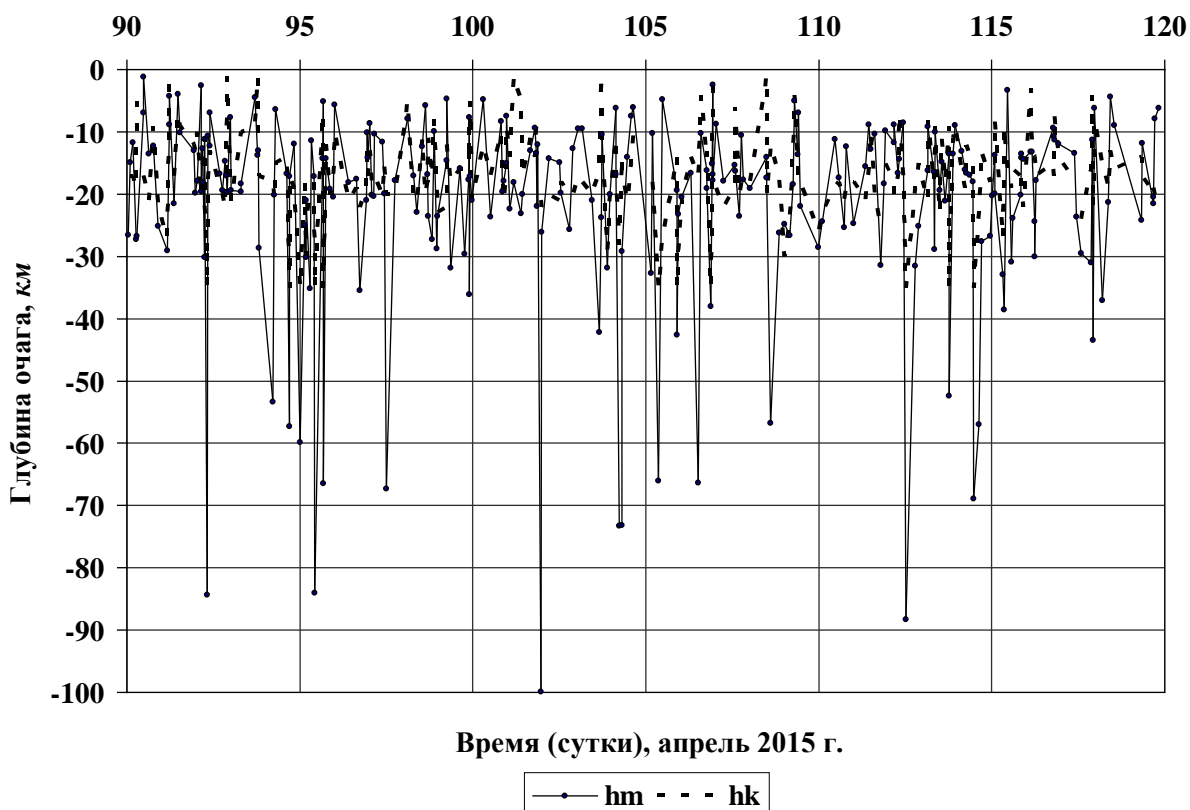


Рис. 4. Распределение глубины *hk* и *hm* гипоцентров близких землетрясений Тянь-Шаня в течение апреля 2015 г. (значение суток с начала года). *hm* - глубина очагов землетрясений, определенная по предложенной методике; *hk* - глубина очагов землетрясений, определенная по существующей традиционной методике.

В связи с тем, что преобладающая часть сейсмических станций находится в северной части территории Кыргызстана, полные данные по определению глубины очагов близких землетрясений получены для Северного Тянь-Шаня в квадрате $\varphi=41.5-43.5^\circ$, $\lambda=72.5-80^\circ$

В распределении глубины очагов землетрясений (за апрель 2015 г.) в пространстве выделяются области (протяженностью до 80 км), где проявились относительно глубокие ($h > 30$ км) гипоцентры (рис. 5).

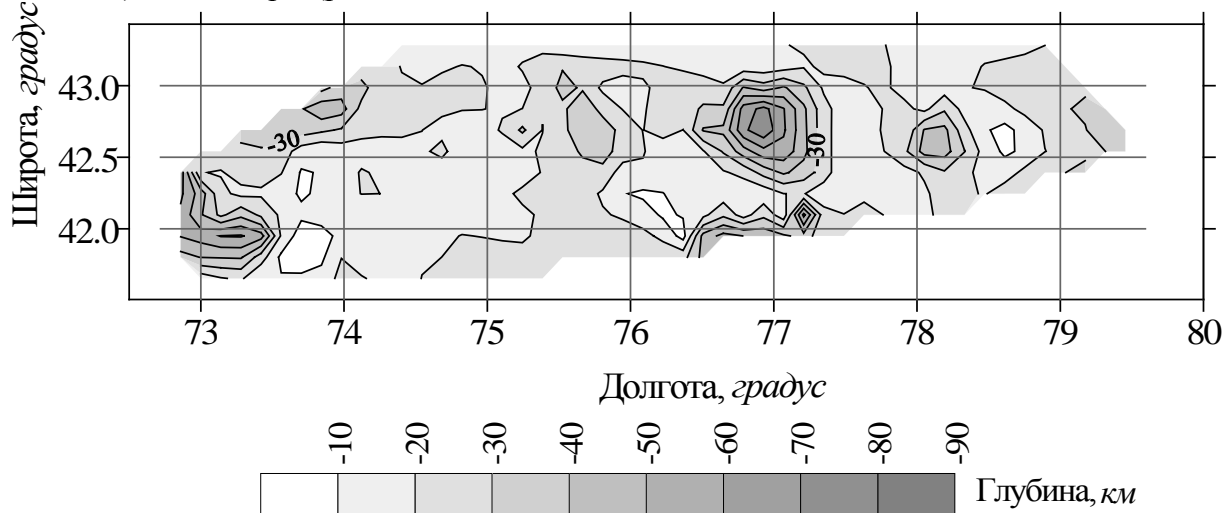


Рис. 5. Распределение глубины очагов землетрясений в пространстве в квадрате $\varphi=41.5-43.5^\circ$, $\lambda=72.5-80^\circ$ в Северном Тянь-Шане за апрель 2015 г.

Так, в пределах Кыргызского, Кунгейского, Заилийского поднятий (на севере) такие области выделяются в западной части Восточно-Кыргызского поднятия (в пределах долготы $\lambda=74^\circ$), западной части Кунгейского поднятия (в пределах долготы $\lambda=75.5^\circ$), центральных частях Кунгейского и Заилийского поднятий (в пределах долготы $\lambda=77^\circ$), центральной части Восточно-Кунгейского поднятия (в пределах долготы $\lambda=78^\circ$). Аналогичные области в пределах Суусамыртооского, Терскейского поднятий (на юге) выделяются в западной части поднятия Суусамыртоо (в пределах долготы $\lambda=73^\circ$), восточной части Западно-Терскейского поднятия (в пределах долготы $\lambda=77^\circ$). Между вышеотмеченными областями наблюдаются области, где проявляются неглубокие очаги $h \leq 20$ км.

Выводы. На основе данных сетей цифровых сейсмических станций KNET, KRNET и предложенной методики изучения сейсмических волн близких землетрясений северной части Тянь-Шаня (в квадрате $\varphi=41.5-43.5^\circ$, $\lambda=72.5-80^\circ$) за апрель 2015 г. получены нижеследующие результаты:

1. Составлен новый каталог скоростей сейсмических волн V_p , V_s , отношения V_p/V_s , фиктивной скорости V_f , глубины очагов h_m близких землетрясений за апрель 2015 г.
2. Отмечены малоизвестные относительно глубокие ($h=40-90$ км) землетрясения.
3. В распределении глубины очагов во времени установлена периодичность интервалов проявления относительно глубоких гипоцентров землетрясений.
4. В распределении глубины очагов в пространстве вдоль поднятий: Кыргызского, Кунгейского, Заилийского (на севере) и Суусамыртооского, Терскейского (на юге) выделены чередующиеся аномальные области (протяженностью до 80 км), где проявлены относительно глубокие $h > 30$ км и неглубокие $h \leq 20$ км очаги землетрясений.

Полученные результаты могут быть основой в решении важных научных и практических проблем в области сейсмологии, геофизики и геологии.

Литература

1. Lahr J.C. HYPOELLIPSE. A computer program for determining local earthquakes hypocentral parameters, magnitude, and first motion pattern. USGS Open-File Report 99-23. 1999 (Revised 2012).
2. Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al. Tree-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien Shan // J. Geophys. Res. 1993. V.98. № B9. P. 10,547-15,795.
3. Омуралиев М., Омуралиева А. Способ определения глубин землетрясений вблизи цифровых сейсмических станций и тонких скоростных 3D неоднородностей участка литосферы в области очагов. Патент KG 661 C1. 2004.
4. Omuraliev M., Omuralieva A. Late Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Central Asia. Bishkek: Ilim. 2004. 166 p.
5. Розова Е.А. Сейсмичность Средней Азии // Изв. АН СССР. Серия географическая и геофизическая. 1948. Т. 7. № 5. С. 453-462.
6. Lei J., Zhao D. Teleseismic P-wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt // Phys. Earth Planet. Inter. 2007. 162. P. 165-185.

**КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
НАУЧНОЙ СТАНЦИИ РАН В Г.БИШКЕКЕ.
О ВОЗМОЖНОЙ РАЗГРУЗКЕ НАКОПЛЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В
ЗЕМНОЙ КОРЕ ПОСРЕДСТВОМ ИСКУССТВЕННО ВЫЗВАННЫХ
МОЩНЫМИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМИ ВОЗДЕЙСТВИЯМИ
МИКРОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ.**

Рыбин А.К., Брагин В.Д., Щелочков Г.Г.
Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. В работе рассматриваются вопросы, связанные с возможной разгрузкой накопленных напряжений в земной коре посредством искусственно вызванных мощными электромагнитными воздействиями микроземлетрясений.

Ключевые слова: геодинамика, землетрясение, электромагнитные зондирования, электроимпульсная система, механические напряжения, GPS.

Abstract. This work considers the questions connected with possible unloading of accumulated tensions in the Earth's crust by means of microearthquakes, which are artificially caused by powerful electromagnetic influences.

Keywords: geodynamics, earthquake, electromagnetic sounding, electroimpulse system, mechanical stresses, GPS.

В 1978 году Президиумом Академии наук СССР было принято решение об организации Научной станции в г. Фрунзе как подразделения Института высоких температур АН СССР для проведения опытно-методических работ с целью разработки методик прогноза землетрясений с использованием МГД-генераторов. С этого момента начался отсчет деятельности Научной станции. В 2004 г. в лице Научной станции произошло создание самостоятельной структурной единицы – института Отделения наук о Земле Российской академии наук.

К настоящему времени создан реальный геодинамический полигон на территории Тянь-Шаня, охватывающий территории Кыргызстан, Казахстан, Узбекистан, Таджикистан и ряд сопредельных территорий, являющийся единственным в мире по комплексу методов, применяемых для изучения геодинамики земных недр. Соответственно, можно рассматривать Научную станцию РАН в г. Бишкеке как научно-экспериментальную базу Российской академии наук по изучению современных геодинамических процессов в Центрально-Азиатском регионе.

За эти годы создана уникальная научная инфраструктура - комплексный геодинамический полигон, в рамках которой Научная станция проводит исследования по сети пунктов геофизических режимных наблюдений на территории Бишкекского геодинамического полигона, расположенного в сейсмоактивной зоне Северного Тянь-Шаня. По длительности непрерывных рядов наблюдений, комплексности используемых

методов и плотности наблюдательной сети Научная станция, как исследовательский стационарный полигон, не имеет аналогов в мире.

В Уставе Научной станции определены основные направления ее исследовательской деятельности:

- изучение физических полей Земли, их природы и взаимодействия;
- изучение глубинного строения и геодинамики Земли, взаимодействия внутренних и внешних (гидросфера, атмосфера, ионосфера) геосфер;
- создание баз и банков геолого-геофизических данных;
- исследование современных движений и мониторинг состояния природной среды, исследование сейсмичности, оценка риска природных и техногенных катастроф.

Сеть геодинамических наблюдений НС РАН включает в себя следующие компоненты:

- Система электромагнитного мониторинга методом зондирования становлением поля (Time-Domain Electromagnetic – TDEM). Регистрация сигналов зондирования проводится на 6 стационарных пунктах с частотой измерений 5 раз в день и 17 посещаемых пунктов с частотой измерений не реже 2-3 дней (рис.1). В качестве генераторной установки для проведения глубинных зондирований используется электроимпульсная система ЭРГУ-600-2. Данная система питается от промышленных линий электропередачи (400 V) и обеспечивает переменный ток заданной формы в генераторном контуре, в зависимости от решаемой задачи, от 50 до 1200 А. При штатных зондированиях используется последовательность разнополярных прямоугольных импульсов амплитудой 600 А и периодом 10 сек, которая в условиях полигона позволяет получать информацию о динамических процессах в земной коре до глубин 30 км. В качестве приемных станций используются электрометрические станции типа ИС-2.
- Система геомагнитных наблюдений состоит из 7 стационарных пунктов, оснащенных модульными магнитовариационными протонными станциями типа МВ-07. Чувствительность данных станций составляет 0.01 нТл при среднеквадратической погрешности 0.02нТл. Наблюдения производятся с дискретностью 20 сек.

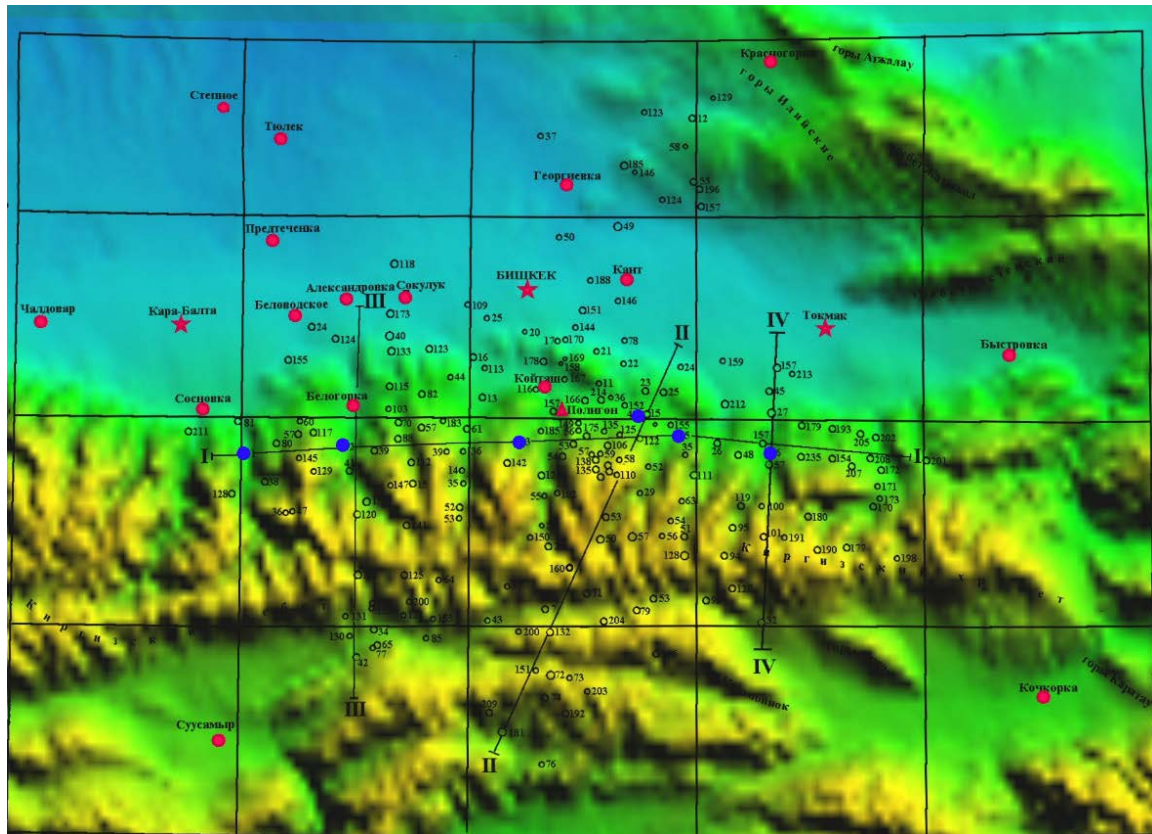


Рис. 1. Карта-схема расположения пунктов системы электромагнитного мониторинга методом зондирования становлением поля. Синие кружки – стационарные пункты, черные окружности – рядовые пункты измерений. Красным треугольником показано расположение НС РАН (генераторная установка – излучающий диполь).

- Система профильных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований: всего выполнено около 900 зондирований в широком частотном диапазоне - вдоль семи региональных профилей субмеридионально секущих Тяньшаньский ороген и серии коротких детализационных профилей (рис. 2). В разные годы полевые измерения компонент собственного электромагнитного поля Земли в этих исследованиях проводились с помощью различной аппаратуры: ЦЭС-2, ИЗМИРАН-5, МТ-ПИК, LIMS, ЕМІ МТ-24, Феникс МТУ-5.

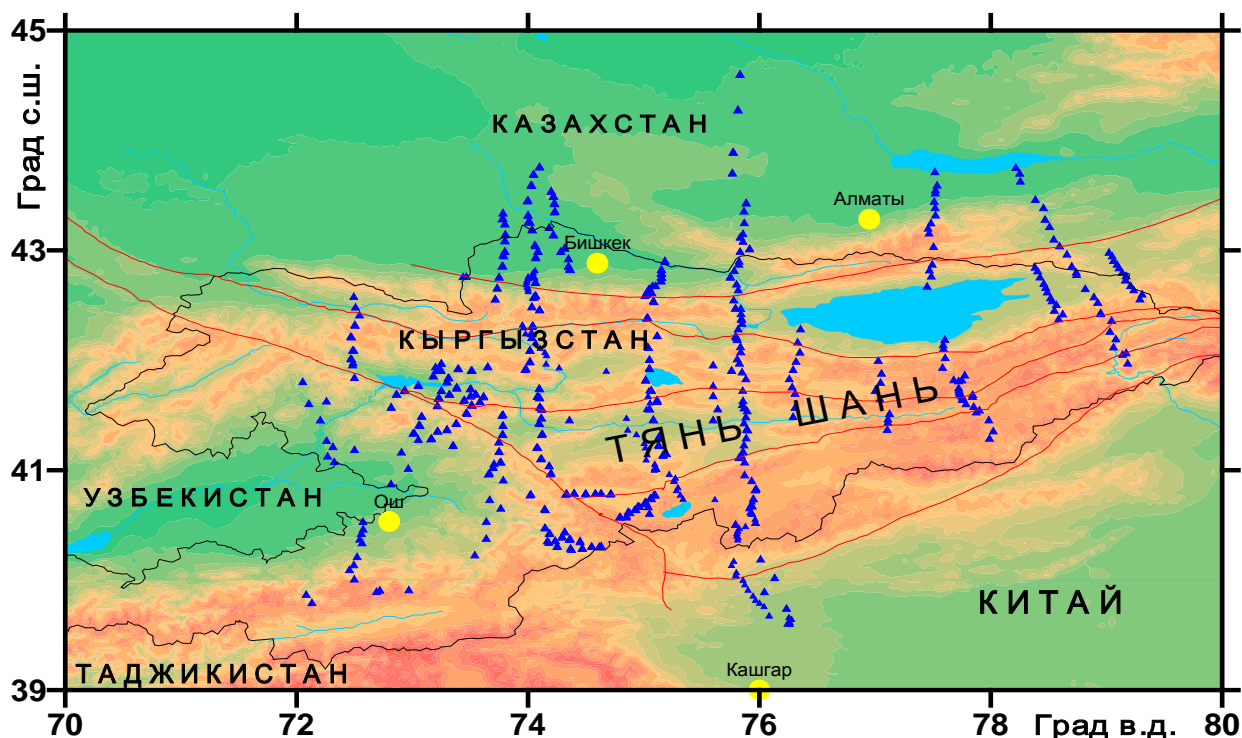


Рис. 2. Карта-схема расположения пунктов магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований, выполненных ИС РАН.

- Сеть космогеодезических наблюдений - Центрально-Азиатская GPS сеть (рис.3). Первые пункты этой сети были заложены в 1992 г, и за время ее функционирования в базе данных ИС РАН содержится информация о 640 пунктах измерений. Данная сеть является одной из крупнейших в мире в классе систем GPS наблюдений регионального масштаба. Пункты GPS наблюдений распределены по площади ~ 1.8 млн. кв. км на территории 5-и государств: Кыргызстана (354), Казахстана (174), Узбекистана (35), Таджикистана (43) и Китая (74). Из них, на 13 стационарных пунктах измерения проводятся круглосуточно с частотой записи информации со спутников 30 сек. К северу от г. Бишкек, в предгорьях Киргизского хребта с 1997 года функционирует локальная сеть, в настоящее время состоящая из 45 пунктов, каждый из которых измеряется по 36 часов 4 раза в год. Все остальные пункты относятся к разряду региональных и до сих пор подлежат измерению (за исключением территорий Казахстана и Узбекистана) не чаще одного раза (36 часов) в течение 1-3 лет.

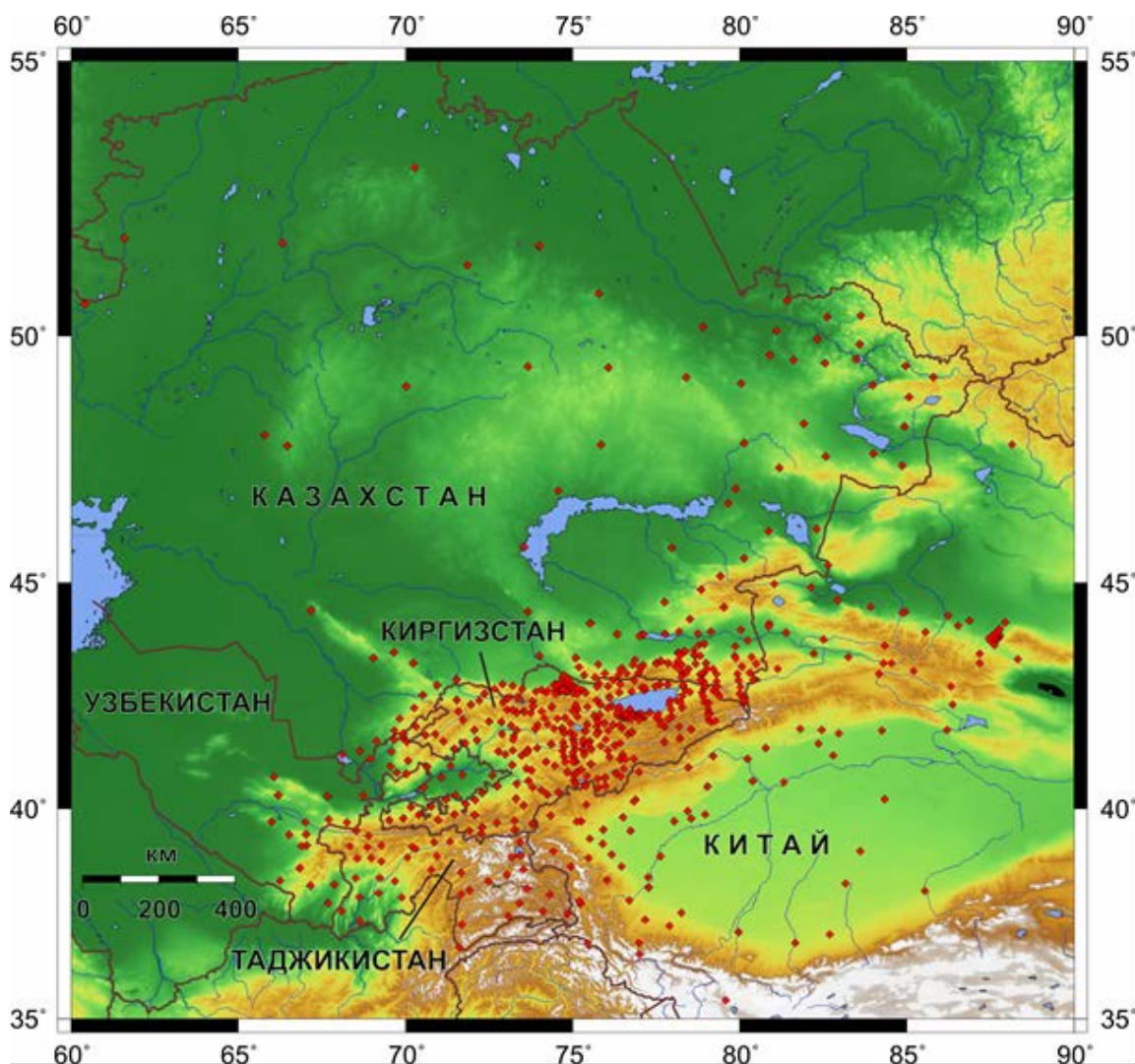


Рис. 3. Центрально-Азиатская GPS сеть, объединяющая 680 пунктов на территории Киргизии (354), Казахстана (174), Таджикистана (43), Узбекистана (35) и Китая (74).

- Сеть цифровых широкополосных телеметрических сейсмологических станций (KNET), состоящая из 10 станций типа PASCAL и 3-х ретрансляторов (рис.4). Для измерений применяются датчики STRECKEISEN STS-2 с регистраторами REFTEK72-6, обеспечивающие регистрацию сейсмического сигнала в большом динамическом диапазоне (140 дБ) и в широкой полосе частот (0.008 – 50 Гц). Современное телеметрическое оборудование и процедуры обработки данных позволяют обеспечить получение данных с сети и результатов их экспресс обработки фактически в реальном времени. В настоящее время цифровые данные сети KNET оперативно передаются организациям-партнерам по каналам Интернета (Институт сейсмологии Кыргызстана, Институт геофизических исследований Республики Казахстан, Геофизическая служба Российской академии наук).

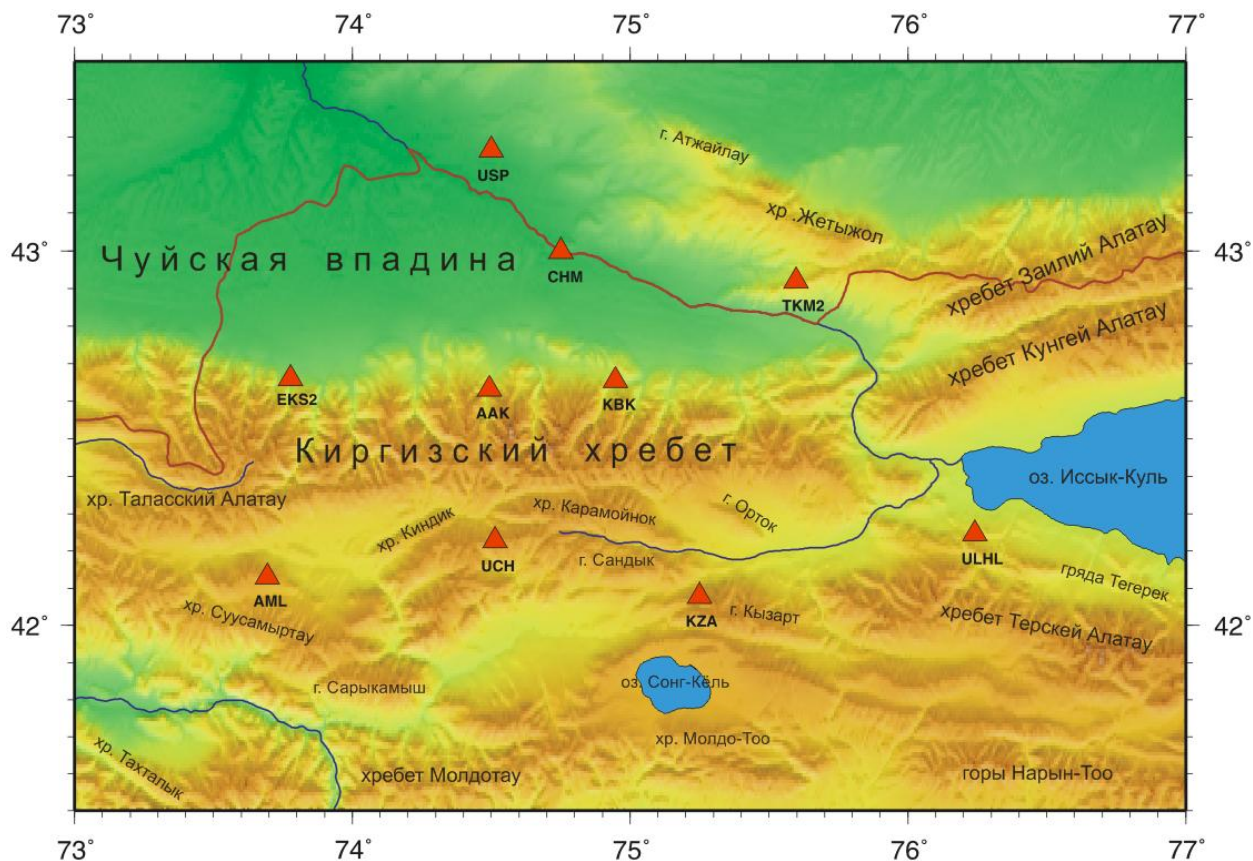


Рис. 4. Карта-схема расположения пунктов сейсмологической сети КНЕТ.

Основные научные результаты исследований ИС РАН, полученные в последние годы. Создана современная система электромагнитного мониторинга развития напряженно-деформационных процессов в земной коре сейсмоактивных зон в диапазоне глубин от 1 до 30 км. Система включает в себя мощную электроимпульсную установку ЭРГУ-600-2 и набор приемных электромагнитных станций ИС-2, обладает уникальными техническими характеристиками и является единственной системой такого типа в мире. Аппаратно-программное обеспечение системы разработано сотрудниками Научной станции. Система предназначена для проведения работ по прогнозной тематике в сейсмоактивных регионах с целью снижения сейсмического риска, поиска глубокозалегающих полезных ископаемых на континенте и в шельфовых зонах, а также для динамического воздействия на среду в целях разрядки накопленных тектонических напряжений в местах расположения АЭС, крупных горнорудных и опасных производств.

Выполнены мультидисциплинарные геофизические трансекты «MANAS» (267 км) и «TIPAGE» (340 км), с помощью которых получены новые знания о глубинном строении Тянь-Шаня, зон сочленения Памира и Тянь-Шаня, Тарима и Южного Тянь-Шаня, основных структурообразующих элементов Центрального Тянь-Шаня, о взаимосвязи структур в нижней и верхней коре и ее влиянии на развитие геодинамических процессов региона [1, 2, 3]. Так, например, построена глубинная геоэлектрическая модель литосферы зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня по субмеридиональному региональному профилю «TIPAGE-ALAI», показанная на рис. 5. В

разреze выявлена область пониженного сопротивления под Заалайским хребтом, пространственно приуроченная к зоне Главного Памирского надвига. Высокую проводимость этой зоны определяет присутствие и высокая концентрация графитовых пленок.

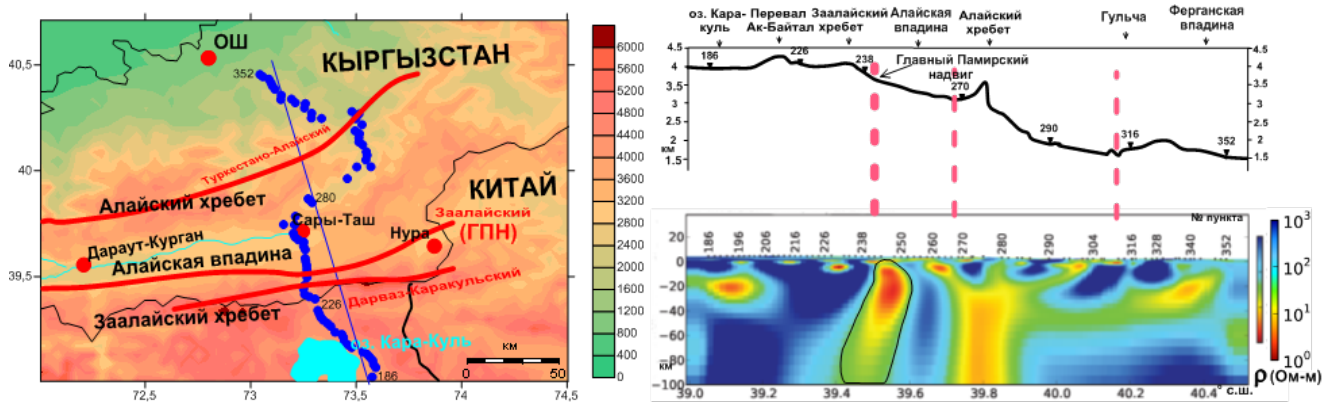


Рис. 5. Карта-схема расположения пунктов магнитотеллурических наблюдений (слева) и геоэлектрический разрез по региональному профилю «TPAGE-ALAI» (справа). Синими кружками показаны пункты зондирования профиля, звездочки – ближайшие населенные пункты, красные линии – основные разломы (ГПН – Главный Памирский надвиг (Заалайский разлом)), темным контуром выделена проводящая структура, соответствующая ГПН.

Проведен совместный анализ деформационных характеристик земной коры для территории Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе результатов GPS наблюдений и сейсмологических данных сети KNET [4]. При общей согласованности в распределении скорости суммарной горизонтальной деформации по GPS данным и сейсмологическим данным (рис. 6) выделен блок земной коры с повышенными и потенциально опасными градиентами скорости деформации. Для значительной части исследуемой территории отмечается высокая степень положительной корреляции в распределении

Скорости суммарной горизонтальной деформации (дилатансии) для приповерхностной части земной коры (глубины до 5 км, космогеодезические данные) и сейсмоактивного слоя земной коры (глубины 5-20 км, сейсмологические данные) за период наблюдений 1998-2014гг. Исключение составляет центральная область исследуемой территории (горы Джумгал-Тоо), где фиксируются пониженные значения скорости приповерхностной дилатансии и повышенные скорости деформации в сейсмоактивном слое земной коры.

Выявленная дисгармония в распределении приповерхностной и глубинной деформации указывает на энергонасыщенный и потенциально опасный объем земной коры, с точки зрения проявления сейсмических событий и активности разрывных нарушений.

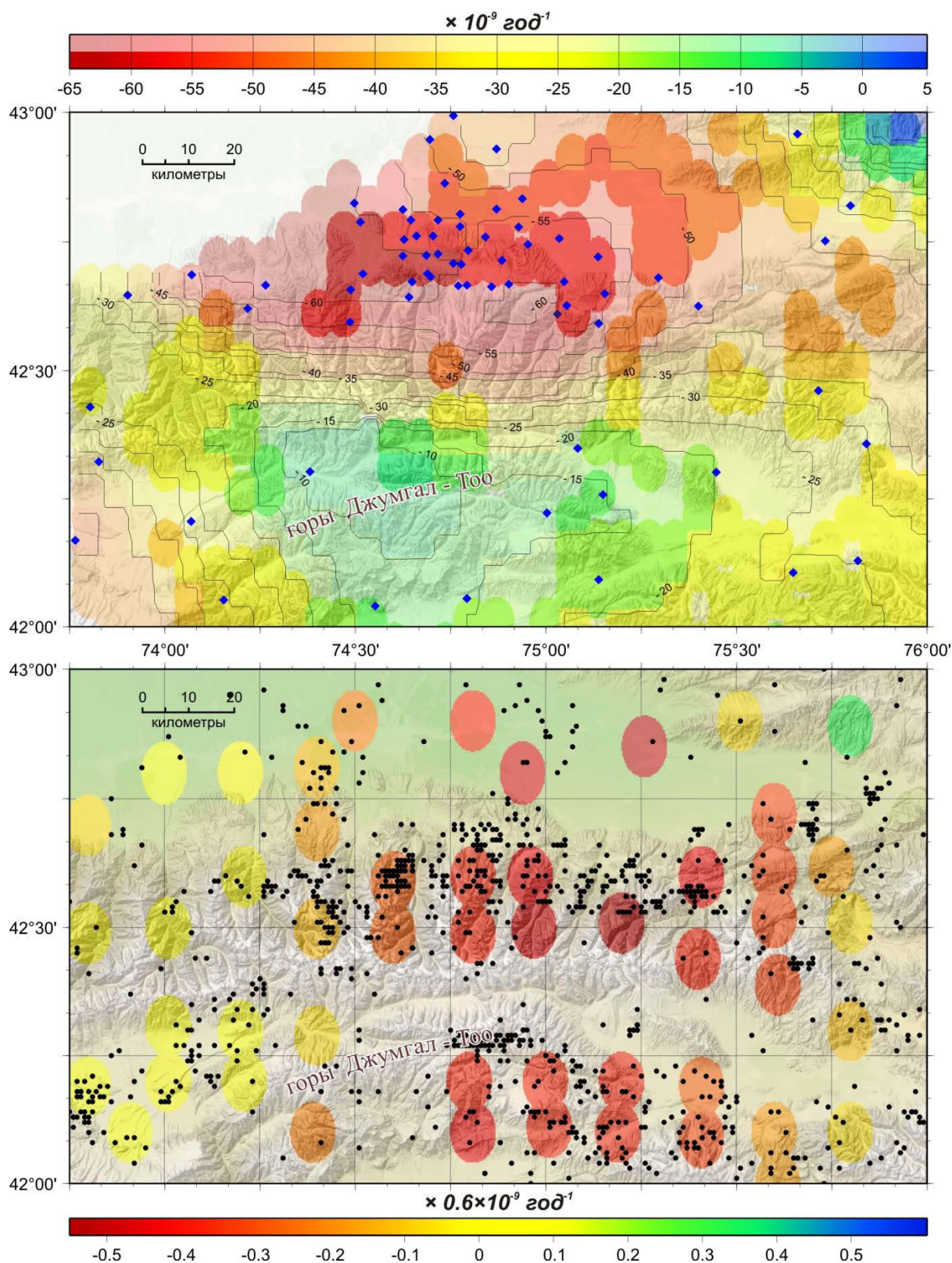


Рис. 6. Распределение скорости суммарной горизонтальной деформации (цветные овалы) за 1998- 2014 гг. наблюдений на территории Центрального Тянь-Шаня: верхний – по данным приповерхностных GPS наблюдений, синие ромбики – GPS пункты; нижний – по сейсмологическим данным, черные точки – землетрясения с решениями механизмов (5-20 км глубины).

Важнейший научный результат получен в ходе осуществления многолетнего эксперимента, связанного с мощным электромагнитным воздействием на земную кору с использованием электроимпульсной системы ЭРГУ-600-2 на территории Бишкекского геодинамического полигона [5]. Подробнее остановимся на различных аспектах этого эксперимента и рассмотрим возможность разгрузки накопленных напряжений в земной коре посредством искусственно вызванными мощными электромагнитными воздействиями микроземлетрясениями.

В качестве источника электромагнитного поля были использованы штатные сеансы электромагнитных зондирований на базе мощной электроимпульсной системы ЭРГУ-600-2. В электрический диполь длиной 4300 м посылается серия прямоугольных разнополярных импульсов тока амплитудой 600 А. Период последовательности составляет $T=10$ сек, длительность каждого сеанса зондирований составляет 12 мин. В течение рабочего дня осуществляется 5 таких сеансов. Для контроля эффектов от энергвоздействий использовались широкополосные сейсмические станции сейсмологической сети KNET. Сейсмические станции, электроимпульсная система и приемные электромагнитные станции синхронизировались с помощью GPS приемников с точностью не хуже 1 мкс.

В результате регулярного электромагнитного воздействия на земную кору с использованием мощной электроимпульсной системы ЭРГУ 600-2 выявлен эффект разгрузки тектонических напряжений в земной коре, о чем свидетельствует значительный дефицит сильных землетрясений (энергетический класс $K>6$) на территории Бишкекского геодинамического полигона (БГП) после начала активного использования электромагнитной импульсной системы (1991 год). Такой дефицит сейсмических событий можно выявить при сопоставлении характеристик двух взаимосвязанных между собой процессов - глобальной и локальной сейсмической активности [6]. На рис. 7 отчетливо виден дефицит землетрясений на территории БГП, в том числе и слабых, на фоне постоянно нарастающей глобальной сейсмической активности Земли.

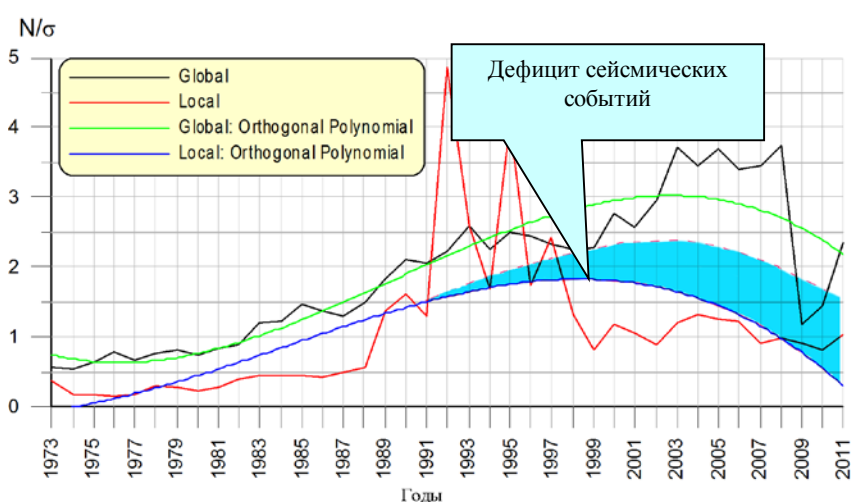


Рис. 7. Графики сравнения характеристик глобальной и локальной сейсмической активности (временное распределение плотности сейсмических событий): N – число сейсмических событий в окне 1 месяц, σ – дисперсия последовательности $N=f(t)$

Такая разгрузка реализуется за счет генерации множества микроземлетрясений при проведении сеансов электроразведки на значительной площади вокруг излучающего диполя. Микроземлетрясения сопровождают каждый сеанс пусков электроимпульсной системы ЭРГУ 600-2 (рис. 8). В результате энерговоздействия происходит перераспределение землетрясений по классам. В большинстве случаев удается оценить удаленность источника микросейсм от сейсмической станции – величину R . Оценка выполнялась по следующей формуле:

$$R = \Delta t * \frac{V_p * V_s}{V_p - V_s},$$

где

V_p - скорость продольной волны P

V_s - скорость поперечной волны S

Δt - разность времен прихода P и S волн

$$\frac{V_p * V_s}{V_p - V_s} = 8,497 \text{ (для Северного и Центрального Тянь-Шаня)}$$

В целом микросейсм регистрируются в радиусе до 10-12 км от сейсмической станции. На рисунке (рис. 9) приведен пример распределения сейсмических событий по энергетическим классам для территории Бишкекского геодинамического полигона. Как видно из рисунка количество землетрясений с $K > 8$ значительно уменьшилось, а количество землетрясений с классами $K < 6$ увеличилось.

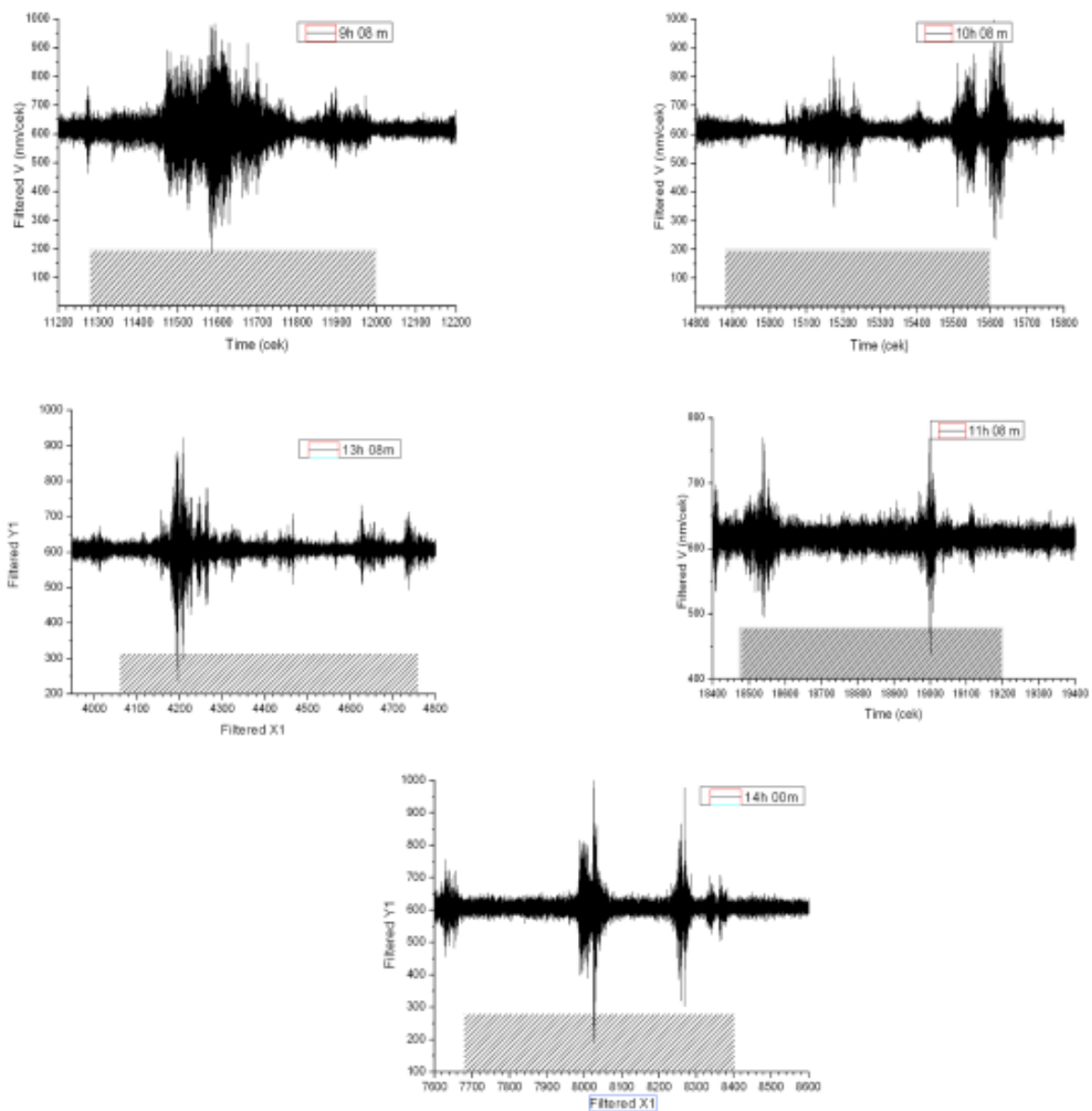


Рис. 8. Примеры реакции среды в сейсмическом поле на мощное электромагнитное воздействие на геосреду. В нижней части каждого из графиков штриховкой отмечены сеансы зондирования ЭРГУ 600-2 (5 сеансов зондирования в течение рабочего дня).

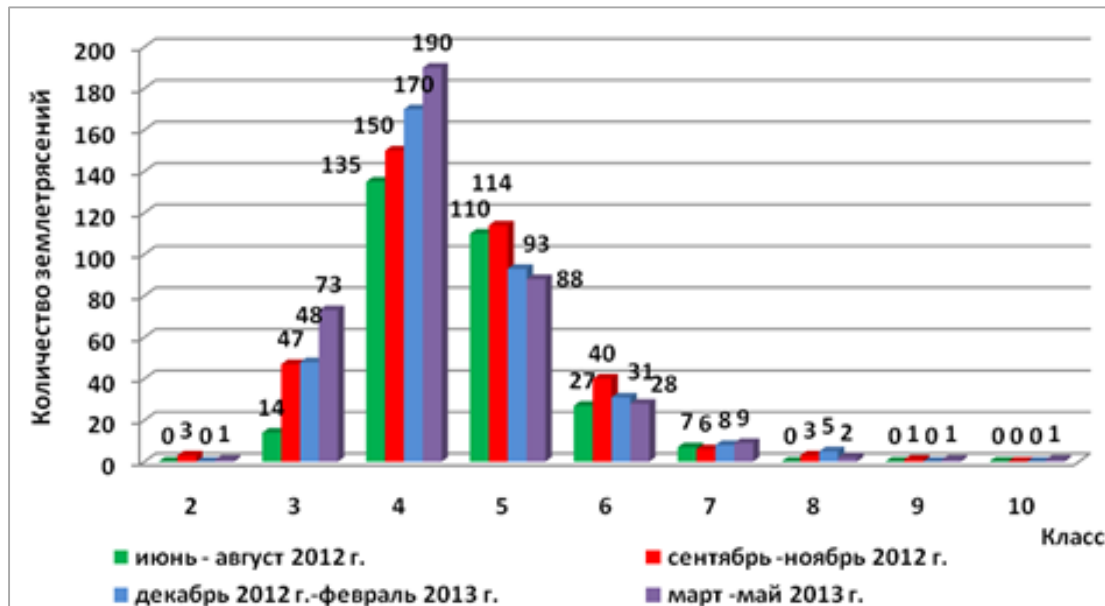


Рис. 9. Пример распределения сейсмических событий по энергетическим классам на территории Бишкекского геодинамического полигона в периоды энерговоздействий.

Обращает на себя внимание (рис. 8) то, что микроземлетрясения происходят с задержкой относительно моментов пусков электроимпульсной системы ЭРГУ600-2. В связи с этим можно предположить, что они, по-видимому, являются следствием еще одного процесса, который на сейсмограммах простыми процедурами не выделяется.

Для обнаружения этого процесса был использован аппарат оптимальной согласованной фильтрации [7, 8].

Установлено, что согласованный с полезным сигналом фильтр должен иметь следующую амплитудно-частотную характеристику (АЧХ):

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

где

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

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

t_0 - время достижения максимума выходным сигналом фильтра (иначе — время наблюдения сигнала).

При АЧХ $K(\omega)$, отвечающей вышеприведенному условию, согласованный фильтр пропускает спектральные составляющие шума неравномерно, при этом чем меньше модуль $S(j\omega)$, тем больше ослабление. Это приводит к существенному уменьшению мощности шума на выходе фильтра. Ослабление сигнала из-за неравномерности характеристики $K(j\omega)$ выражено в меньшей степени, чем ослабление шума, поскольку уменьшение $K(j\omega)$ 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.

В нашем случае полезным сигналом является ток в электрическом диполе $I(t)$, форма которого, и соответственно его спектр известны с точностью не хуже 0.01%. Тогда, учитывая АЧХ фильтра, сигнал на выходе согласованного с током фильтра определится следующим образом:

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

На рис. 10 приведена АЧХ согласованного с током фильтра.

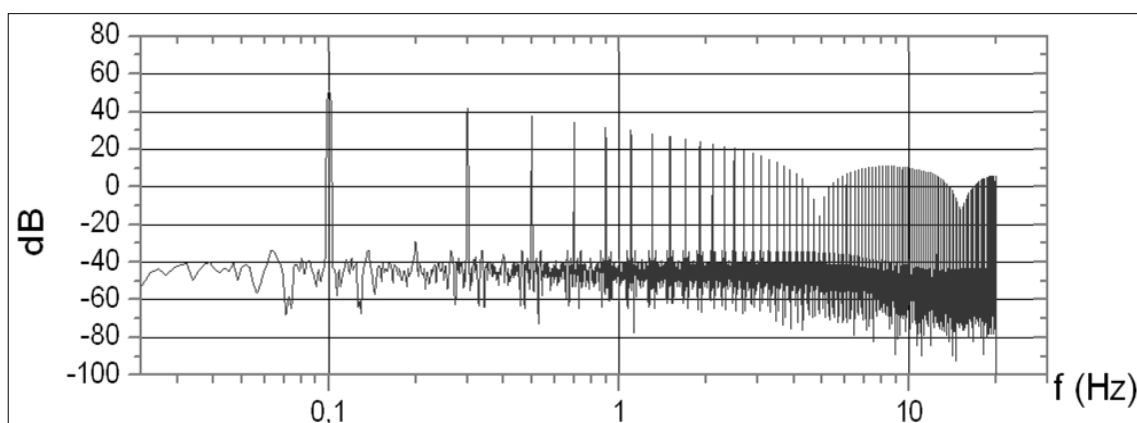


Рис. 10. Амплитудно-частотная характеристика согласованного с током в электрическом диполе фильтра.

На рис. 11 приведен алгоритм оптимальной согласованной фильтрации отклика от импульсной последовательности ЭРГУ600-2 в сейсмическом поле.

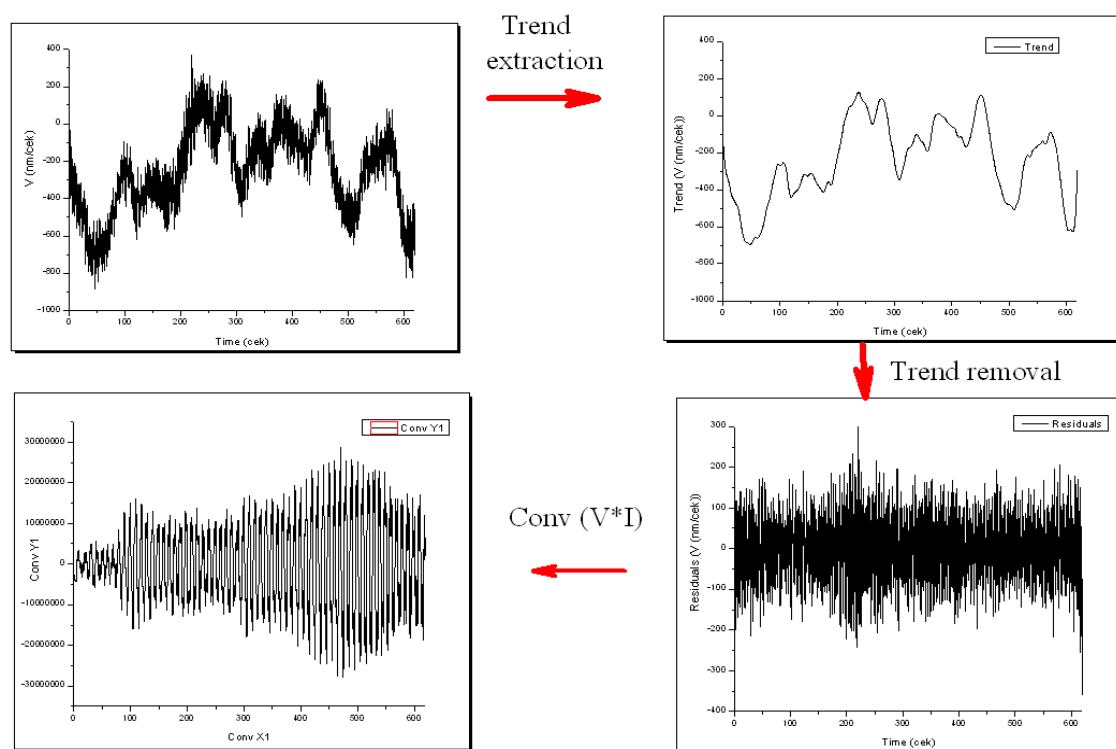


Рис. 11. Технология оптимальной согласованной фильтрации отклика от импульсной последовательности ЭРГУ600-2 в сейсмическом поле.

Процесс согласованной фильтрации состоит из четырех последовательных шагов:

1. Выбор необходимой части сейсмограммы;
2. Выделение низкочастотного тренда;
3. Удаление тренда из записи сейсмического поля;
4. Выполнение обратного преобразования Фурье от произведения спектров либо выполнение процедуры конволюции во временной области.

Приведенная процедура позволяет обнаружить полезный сигнал в смеси сигнала и шума.

Учитывая точную синхронизацию сейсмических и электромагнитных приемников, а также электроимпульсной системы ЭРГУ600-2 можно сопоставить результаты оптимальной согласованной фильтрации с результатами регистрации электромагнитного поля.

На рис. 12 показано сопоставление откликов в пункте Шавай на токовую последовательность, генерируемую системой ЭРГУ600-2 в сейсмическом и электромагнитном поле.

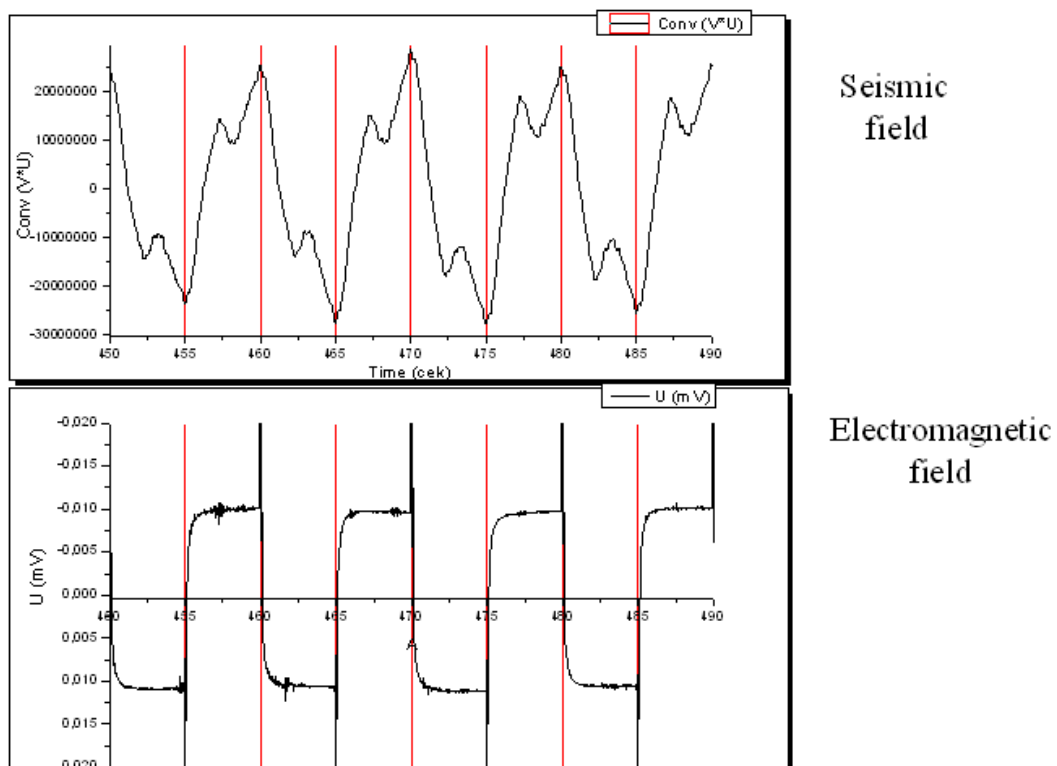


Рис. 12. Сопоставление откликов на токовую последовательность, генерируемую системой ЭРГУ-600-2 в сейсмическом и электромагнитном поле.

Шкалы времени на графиках рис. 12 - одинаковые. Обращает на себя внимание синхронизация сигналов откликов в сейсмическом и электромагнитном поле. Это означает, что сейсмический сигнал рождается в пункте приема в момент прихода электромагнитной волны. Возникают вопросы об источнике сейсмического сигнала и механизмах его возбуждения электромагнитным полем.

Для возбуждения упругой волны необходим осциллятор. Таким образом, весь объем вокруг электрического диполя АВ можно рассматривать как множество

элементарных осцилляторов, работающих синхронно. Но это своего рода объемный вибратор. Таким образом, электромагнитное поле, генерируемое электроимпульсной системой ЭРГУ-600-2 и электрическим диполем, приводит к возникновению одновременных вибраций в больших объемах земной коры.

Более сложный вопрос о преобразовании электромагнитной энергии в упругую энергию. В настоящее время известны две модели механизма такого преобразования. Первой моделью является пьезоэлектрическая, второй моделью - электрокинетическая. В реальной среде возможны такие преобразования одновременно в рамках обеих моделей, учитывая, что реальная среда является трещиноватой, насыщенной флюидом и в то же время в ней имеется достаточное количество минералов, содержащих кварц, который является пьезоэлектриком.

Учитывая вышеизложенное можно предположить, что возникающие в среде вибрации приводят к микросрывам (микросейсам), которые в свою очередь вызывают разгрузку накопленных в среде напряжений. Возможно по этой причине с 1991 г. по настоящее время на территории Бишкекского геодинамического полигона наблюдается своеобразный дефицит землетрясений, в том числе и слабых по сравнению с постоянно нарастающей глобальной сейсмической активностью Земли.

Литература

1. Матюков В.Е. Глубинное строение зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня по данным магнитотеллурических зондирований / Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Бишкек. 2013. 139 с.
2. Рыбин А.К., Матюков В.Е., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Глубинная геоэлектрическая структура и сейсмичность Памиро-Алайской зоны // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов Шестого международного симпозиума (Бишкек, 23-29 июня 2014 г.). Москва-Бишкек. 2015. С. 208-217.
3. Sass P., Ritter O., Ratschbacher L., Tympel J., Matiukov V. E., Rybin A. K., Batalev V. Yu. Resistivity structure underneath the Pamir and Southern Tian Shan // *Geophysical Journal International*. 2014. V. 198. P. 564-579. doi: 10.1093/gji/ggu146
4. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS данных // *Вестник КРСУ*. 2016. Т. 16. № 1. С. 178-182.
5. Bragin V.D. Study of Effects Caused by Powerful Seismic and Electromagnetic Influence on the Earths Crust // *The Eighth International Symposium on Tianshan Earthquakes, 23-26 September 2013, Urumchi, China*. Abstract. P. 207.
6. Фридман А.М., Брагин В.Д. О связи глобальной и локальной сейсмической активности // *Физика Земли*. 2005. № 9. С. 54-57.
7. Гольденберг Л. М. и др. Цифровая обработка сигналов. Справочник. М.: Радио и связь. 1985. 312 с.
8. Брагин В.Д., Воронцова Е.В. Комплексный анализ вариаций естественных электромагнитных полей и записей сейсмических колебаний // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов Шестого международного симпозиума (Бишкек, 23-29 июня 2014 г.). Москва-Бишкек. 2015. С. 183-188.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ПАДЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Сычева Н.А.

Научная станция РАН, г. Бишкек, Кыргызстан

Аннотация. На основе данных о фокальных механизмах очагов 1287 землетрясений, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET, с 1994 по 2014 гг. выполнен расчет сейсмостектонических деформаций (СТД). Построено распределение коэффициента Лодэ-Надаи $\mu\beta$, угла вида напряженно-деформированного состояния ω , поля деформации изменения площади и интенсивности СТД. Проведено сравнение этих полей с уровнем сброшенных напряжений землетрясений с $K > 9$, произошедших на территории исследования с 1998 по 2014 гг. Установлена связь между кинематическими (СТД) и динамическими параметрами (уровень сброшенных напряжений $\Delta\sigma$). Выделена зона активной сейсмичности, в которой отсутствуют события с уровнем сброшенных напряжений более 1 МПа.

Ключевые слова: землетрясение, очаг, спектр, скалярный сейсмический момент, радиус очага, падение напряжений, фокальный механизм, сейсмостектонические деформации.

Abstract. Based on the focal mechanisms data for 1287 earthquakes, which have happened in the territory limited by coordinates of KNET regional stations during the period from 1994 to 2014, the analyses of seismotectonic deformations (STD) is performed. The distributions of Lode-Nadai $\mu\beta$ coefficient, stress-deformed mode angle state ω and deformation field of area and intensity STD variations are established. The comparison of these fields with level of released stresses of earthquakes with $K > 9$, happened in the territory under study from 1998 to 2014, is carried out. The relationship between kinematic (STD) and dynamic parameters (level of released stresses) is established. The zone of active seismicity in which there are no events with level of released stresses more than 1 MPa is allotted.

Keywords: earthquake, seismic center, spectrum, scalar seismic moment, center radius, stress drop, focal mechanism, seismotectonic deformations.

Введение. Разработка новых подходов к прогнозированию разрушительных сейсмических событий и уменьшению их последствий включает, по необходимости, расширение объема данных о спектральных характеристиках очагов землетрясений. На их основе определяются такие динамические параметры (ДП) как: радиус очага r , скалярный сейсмический момент M_0 , подвижка по площадке разрыва D , снятие напряжений $\Delta\sigma$ и др. Массовое определение падения напряжений в очагах землетрясений умеренной силы (наряду с единичными случаями сильных землетрясений), произошедших на территории Северного Тянь-Шаня может характеризовать современное напряженное состояние земной коры и особенности

процесса деструкции среды. К настоящему моменту получены динамические параметры для 152 землетрясений с $K > 9$, которые произошли на исследуемой территории с 1998 по 2014 гг. [1- 2].

Фокальные механизмы очагов несут информацию о напряженно-деформированном состоянии земных недр на глубинах недоступных для непосредственного изучения, а метод сеймотектонических деформаций [3], основанный на анализе фокальных механизмов очагов позволяет оценить напряженно-деформированное состояние земной коры. Для того чтобы получить представление о деформации земной коры в целом, используется коэффициент Лоде-Надаи μ_6 , который не зависит от координатного представления тензора деформации и может рассматриваться как инвариант. Этот коэффициент введен и в сейсмологическую практику в работах [4-5], определяет вид деформации (сжатие, сдвиг, растяжение), выражается через главные значения тензора деформации и характеризует распределения механизмов совокупности по отношению к среднему, а так же может выступать в качестве статистической характеристики. Схема классификации режимов СТД [6] основана на параметризации угловых параметров, одним из которых является угол вида напряженного состояния ω [7]. Обе эти характеристики μ_6 и ω относятся к кинематическим параметрам.

Целью данной работы является установления связи между динамическими и кинематическими параметрами землетрясений Северного Тянь-Шаня.

Исследуемые данные. В работе рассматриваются динамические параметры 152 землетрясений, которые произошли на территории расположения станций сети *KNET* за 1998–2014 гг. с $K=9.0–14.7$. Геологические разломы, географические названия некоторых хребтов исследуемой территории и эпицентральное расположение рассматриваемых событий представлены на рисунке 1. Основная часть исследуемых событий расположена на северных склонах Киргизского хребта, хребте Карамойнок, горе Сандык, Кызарт и в районе Суусамырской, Кочкорской и Чуйской впадин.

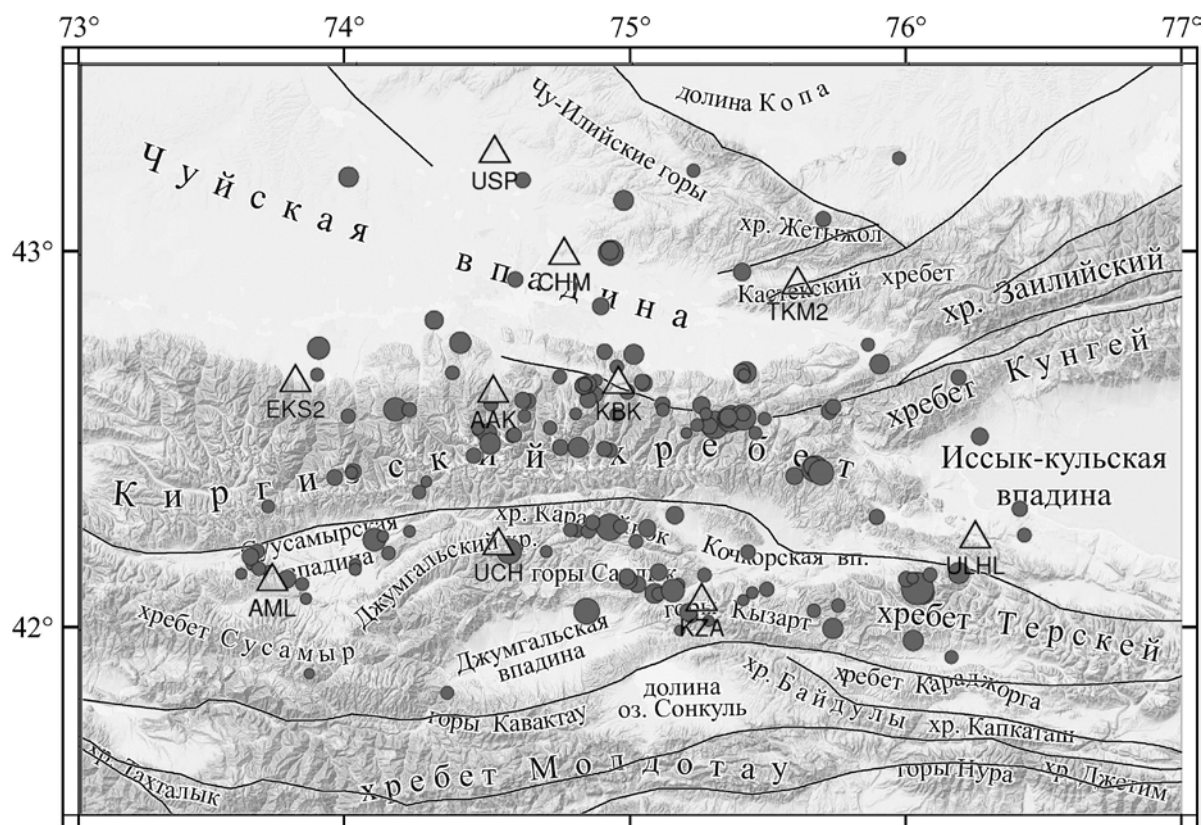


Рис. 1. Эпицентральное положение исследуемых событий (152 землетрясения). Треугольниками обозначены станции сети КНЕТ.

Статистические характеристики исследуемых событий представлены на рисунке 2: основная часть событий имеет магнитуду 2,5–3,5, события по годам представлены неравномерно, максимальным числом событий представлены 2006 и 2009 годы, основная часть событий произошла на глубине 5-15 км (согласно [8] сейсмогенерирующий слой для землетрясений Северного Тянь-Шаня не превышает 30 км). Диапазон изменения динамических параметров исследуемых землетрясений – угловая частота f_0 , скалярный сейсмический момент M_0 , радиус очага r и уровень сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ представлены в таблице 1, а зависимости этих параметров от магнитуды события представлены на рисунке 3.

Таблица 1. Статистические характеристики динамических параметров исследуемых землетрясений.

Кол-во событий	Период	Класс		$f_0, \text{сек}^{-1}$		$M_0, \text{Дж}\cdot\text{м}$		$r, \text{м}$		$\Delta\sigma, \text{МПа}$	
		Мин.	Макс.	Мин.	Макс.	Мин.	Макс.	Мин.	Макс.	Мин.	Макс.
152	1998 - 2014	9,0	14,7	1,6	6,5	2,82E+12	3,07E+16	200	800	0,16	49

Для расчета СТД использовался каталог фокальных механизмов очагов землетрясений, которые произошли на исследуемой территории в период с 1994 по 2014 гг. Некоторые статистические характеристики каталога фокальных механизмов землетрясений представлены на рисунке 4, а карта фокальных механизмов очагов на рисунке 5.

Расчет интенсивности деформации осуществлен на основе представительной части каталога землетрясений (линейная часть графика повторяемости – $7 < K < 11,5$) по данным сети KNET за 1994–20014 гг.

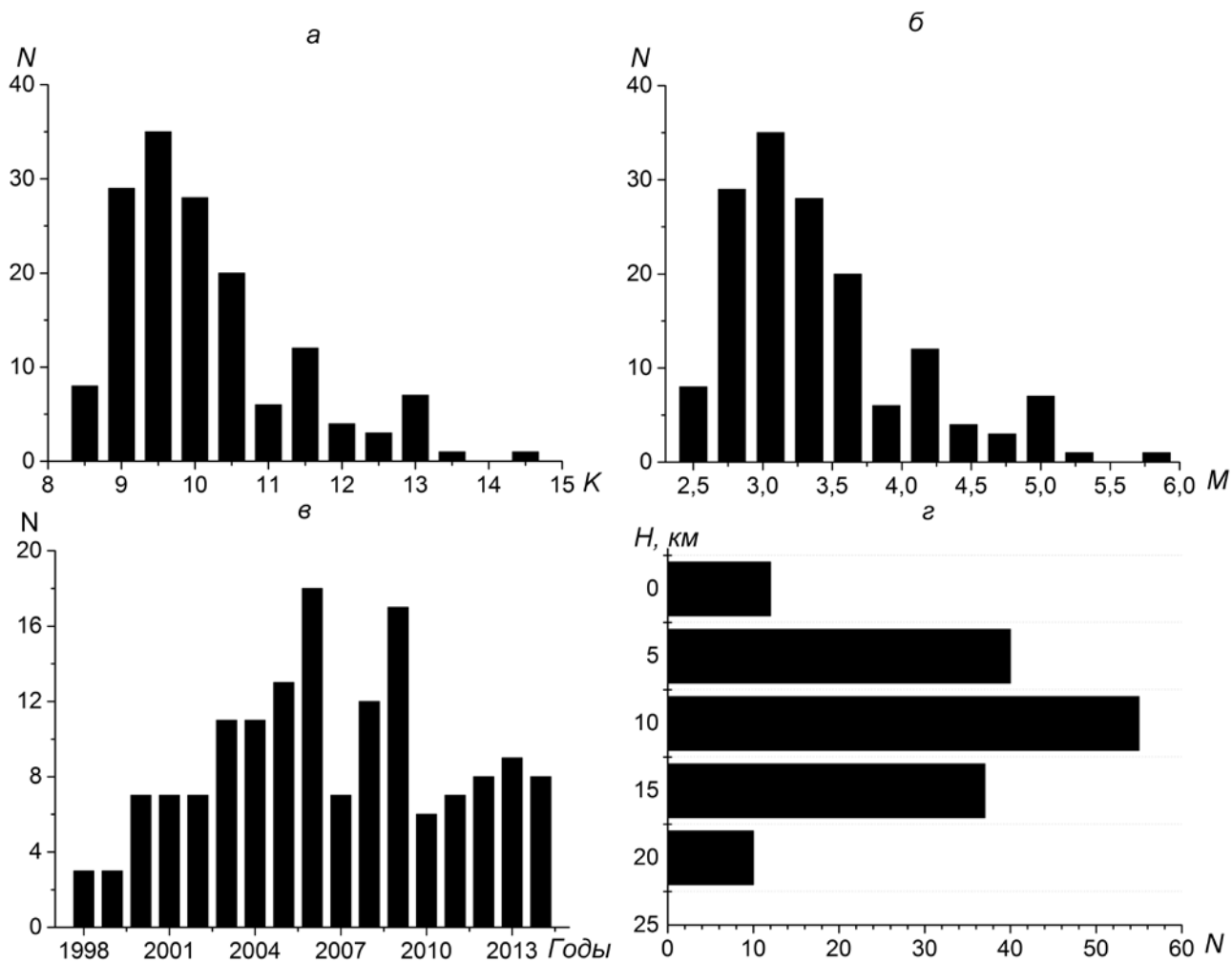


Рис. 2. Зависимость некоторых статистических характеристик каталога ДП: а – по классам; б – по магнитудам; в – по годам; г – по глубине

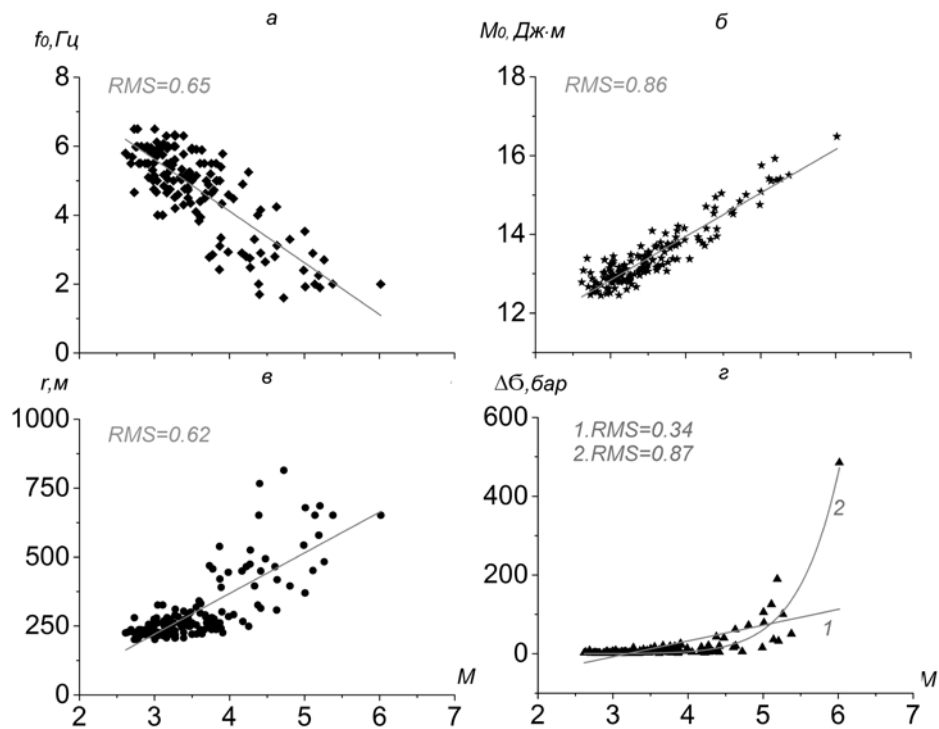


Рис. 3. Зависимости динамических параметров от магнитуды события: а – угловая частота; б – скалярный сейсмический момент; в – радиус очага (Брюна); г – падение напряжений.

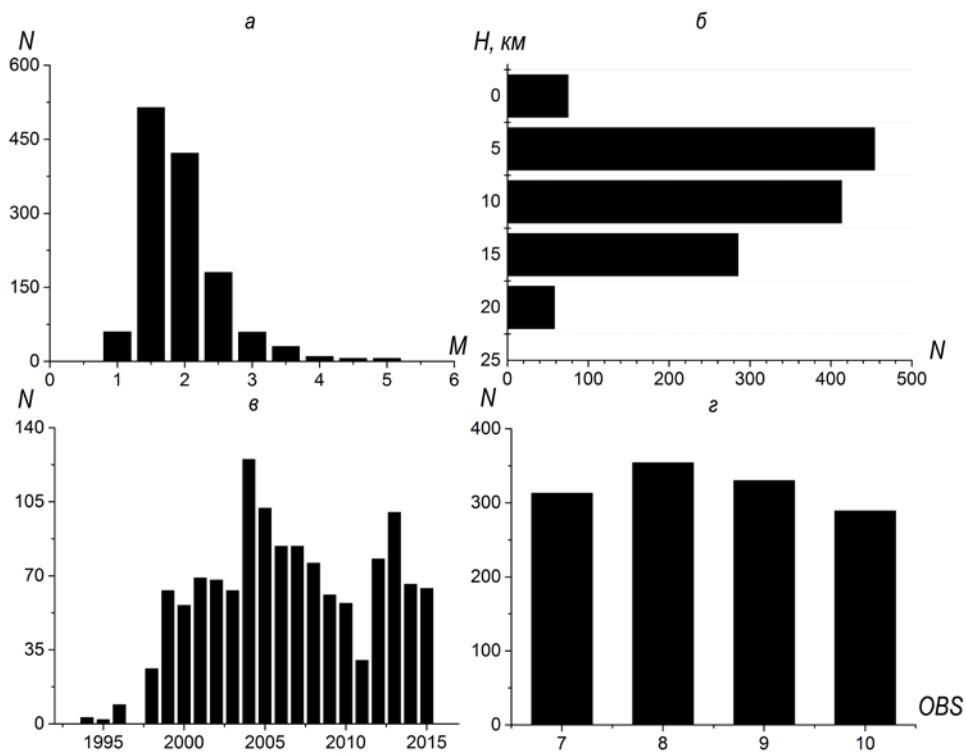


Рис. 4. Зависимость некоторых статистических характеристик каталога фокальных механизмов: а – по магнитудам событий; б – по глубине; в – по годам; г – по количеству знаков, участвующих в определении типа механизма.

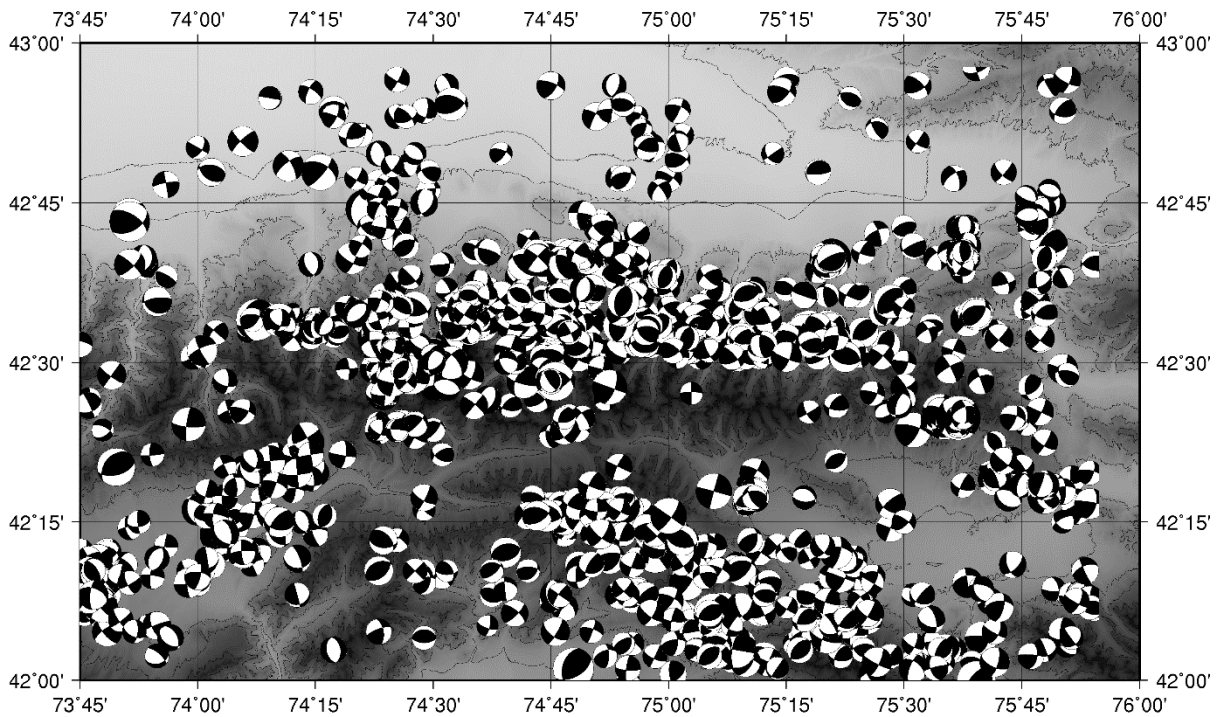


Рис. 5. Фокальные механизмы очагов землетрясений (1287 событий).

Методика расчета стационарного спектра по S-волне и получение на его основе очагового спектра с учетом функции затухания $A(f,R)$ и стационарной поправки $Z(f)$ и определения его основных параметров – спектральной плотности Ω_0 и угловой частоты f_0 подробно представлена в работах [9,1]. Расчет динамических параметров радиуса очага r , скалярного сейсмического момента M_0 и падения напряжения $\Delta\sigma$ проводился с использованием выражений, вытекающих из известной модели “мгновенного” смещения вдоль поверхности разрыва [10]. Сам очаг моделируется сферой, которую перерезает эта поверхность. В такой модели величины радиуса r и момента M_0 определяются по спектральным характеристикам сейсмограмм независимо друг от друга, а $\Delta\sigma$ оказывается пропорциональным отношению M_0/r^3 [11-12].

Методика расчета СТД и интенсивности СТД. Согласно [3] скорость сеймотектонических деформаций в некотором элементарном объеме описывается выражением:

$$\langle e_{ij} \rangle^{STD} = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (1)$$

где N , до которой ведется суммирование, – число землетрясений, происходящих в исследуемом объеме V за время T ; G – модуль сдвига; $M_0^{(\alpha)}$ – сейсмический момент землетрясения (α); $m_{ij}^{(\alpha)}$ – направляющий тензор механизма землетрясения (α), индексы $i, j = 1, 2, 3$ (или x, y, z в географической системе координат). Далее с учетом гипотезы о самоподобии СТД на разных масштабных уровнях выражение (2) согласно [13] преобразуется к виду:

$$\langle e_{ij} \rangle^{STD} = \langle m_{ij}^{(\alpha)} \rangle \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)}, \quad (2)$$

где $\langle m_{ij} \rangle$ – усредненный механизм (тензор деформации), а скалярный множитель выражения (2) принимается за интенсивность деформации:

$$I_{\Sigma} = \frac{1}{GVT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \quad (3)$$

С физических позиций M_0 в выражениях (1)–(3) представляет собой произведение площади подвижки от поверхности Земли до фокальной области S на величину дислокации D и модуля сдвига G , т.е.:

$$M_0 = G \cdot S \cdot D \quad (4)$$

Модуль сдвига (G) – физическая величина, характеризующая способность материала сопротивляться сдвиговой деформации, согласно [14] значение этого модуля для земной коры может быть прямо $G = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см². Важно отметить, что сейсмический момент рассматривается как мера потенциальной энергии, необходимой для осуществления разрыва и перемещения масс по его поверхности [15]. На основе обработки экспериментальных данных показано, что сейсмический момент корреляционно связан с магнитудой очага следующей зависимостью [12]:

$$\lg(M_0) = 15.4 + 1.6M \quad (5)$$

где M_0 выражено в дин·см. Согласно (5), зная значение M , можно вычислить значение скалярного сейсмического момента.

При расчете усредненных механизмов и интенсивности геоструктурная область подразделяется на элементарные подобласти с радиусом $R=0,2^\circ$ (~20 км), центры которых размещаются в узлах специально выбранной сетки (узловые точки) с шагом $0,1^\circ$ (~10 км). Толщина исследуемого слоя принимается равной 30 км. При расчёте STD суммируются матрицы индивидуальных механизмов, а при расчете интенсивности значения скалярного сейсмического момента согласно выражению (3) в пределах каждой ячейки. Более подробно методика расчета STD представлена в работах [16-17]. Коэффициент Лоде-Надаи и угол вида напряженно-деформированного состояния для каждой узловой точки рассчитывается на основе усредненных тензоров деформации.

Результаты. Для оценки связи между динамическими и кинематическими параметрами рассматриваются данные о сброшенных напряжениях землетрясений и параметры STD. Рассмотрим взаимосвязь распределения каждого из полученных параметров STD и положение землетрясений с уровнем падения напряжений более 1 МПа (33 события, составляют ~22% от общего числа событий).

Интенсивность сейсмотектонических деформаций. На рисунке 6 представлено распределение сейсмичности (по данным сети KNET) на фоне интенсивности STD и

расположение событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа на исследуемой территории, а в таблице 2 представлены статистические характеристики интенсивности деформации.

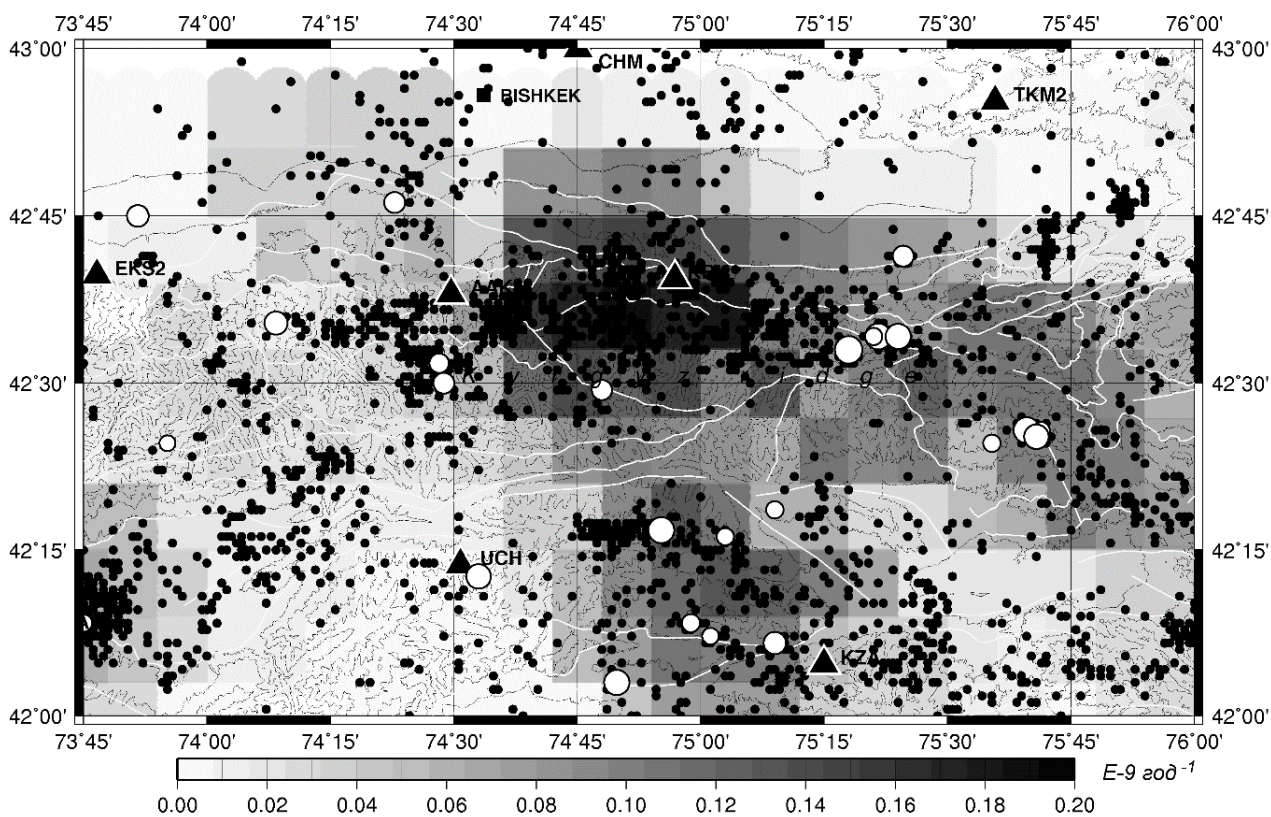


Рис. 6. Распределение сейсмичности, интенсивности СТД и расположение событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа.

Таблица 2. Статистические характеристики интенсивности деформации

Класс землетрясений	Интенсивность деформации		
	Среднее значение год ⁻¹	Минимальное год ⁻¹	Максимальное год ⁻¹
7<K<11,5	0,05e-9	0,0001e-9	0,2e-9

Повышенным значением интенсивности деформации ($0.2E-9$ год⁻¹) по отношению к среднему характеризуется центральная часть Киргизского хребта. Чуть ниже значения ($0.12E-9$ год⁻¹) в восточной его части и в районе расположения горных массивов Карамойнок, Сындык и Джумгал-Тоо (восточная часть).

Распределение землетрясений с $\Delta\sigma > 1$ МПа неравномерно по территории исследования: западная часть представлена одиночными событиями, а в центральной и восточной части они представлены группами событий. Основная часть этих событий расположена на территории с уровнем интенсивности близкой к $0.12E-9$ год⁻¹. Можно также отметить их отсутствие в центральной части Киргизского хребта с уровнем интенсивности $0.2E-9$ год⁻¹.

Коэффициент Лодде-Надаи. Распределение коэффициента Лодде-Надаи и расположение событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа представлено на рисунке 7.

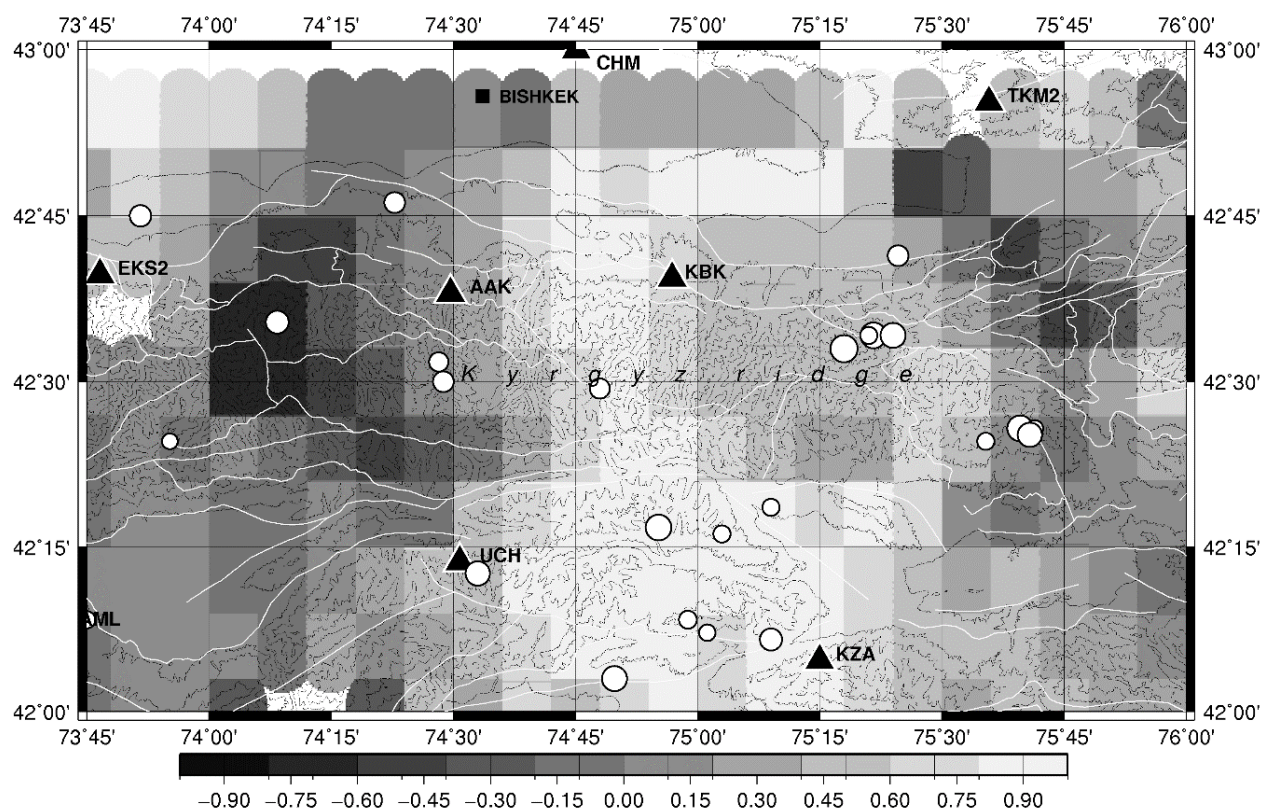


Рис. 7. Распределение коэффициента Лодде-Надаи и расположение событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа.

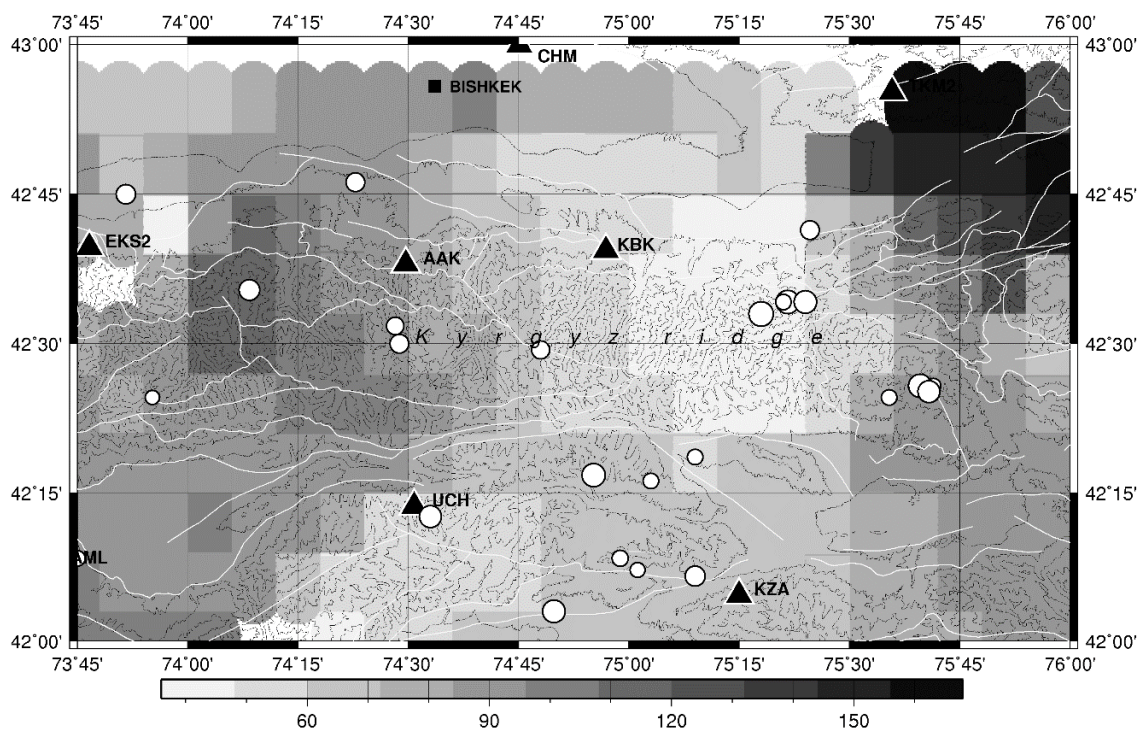


Рис. 8. Распределение поля деформации изменения площади и расположение событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа.

Максимальным значением коэффициента Лоде-Надаи, близким к единице (режим сжатия), характеризуется территория расположения таких горных хребтов как Карамойнок, Сындык, Кызарт и восточная часть Джумгал-Тоо. На этой же территории происходят землетрясения с $\Delta\sigma > 1$ МПа.

Угол вида напряженного состояния ω . На рисунке 9 представлено распределение угла вида напряженно деформированного состояния и расположение событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа. Минимальным значением этого угла характеризуется восточная часть Киргизского хребта, что может говорить о повышенных усилиях в горизонтальном направлении на этой территории. Там же расположена группа событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа, т.е. в зоне повышенных усилий в горизонтальном направлении происходят землетрясения с указанным уровнем сброшенных напряжений.

Коэффициент Лоде-Надаи и угол вида напряженного состояния относятся к кинематическим характеристикам, а сброшенные напряжения являются динамической характеристикой. Полученные результаты (рисунки 7-8) свидетельствуют о корреляции кинематических и динамических параметров.

Поле деформации изменения площади. На рисунке 9 представлено распределение поля деформации изменения площади, полученное умножением суммы горизонтальных компонент (XX и YY) усредненных тензоров деформации на интенсивность СТД. Максимум изменения площади (укорочение) приходится на центральную часть Киргизского хребта. На этой же территории расположена сейсмическая станция KBK, вблизи которой проходит Тюндюкский разлом. На этом же рисунке представлено расположение землетрясений с уровнем сброшенных напряжений более 1 МПа. Можно

отметить, что эти землетрясения не попадают в выделенную зону, а расположены в ее окрестности, т.е. сброс напряжений заданного уровня происходит в ближайшем окружении. Область максимального укорочения характеризуется повышенной сейсмичностью (рисунок 6), однако отсутствие на ней землетрясений с $\Delta\sigma > 1$ МПа может означать накопление напряжений, что делает ее потенциально опасной и требуется мониторинг и детальное изучение.

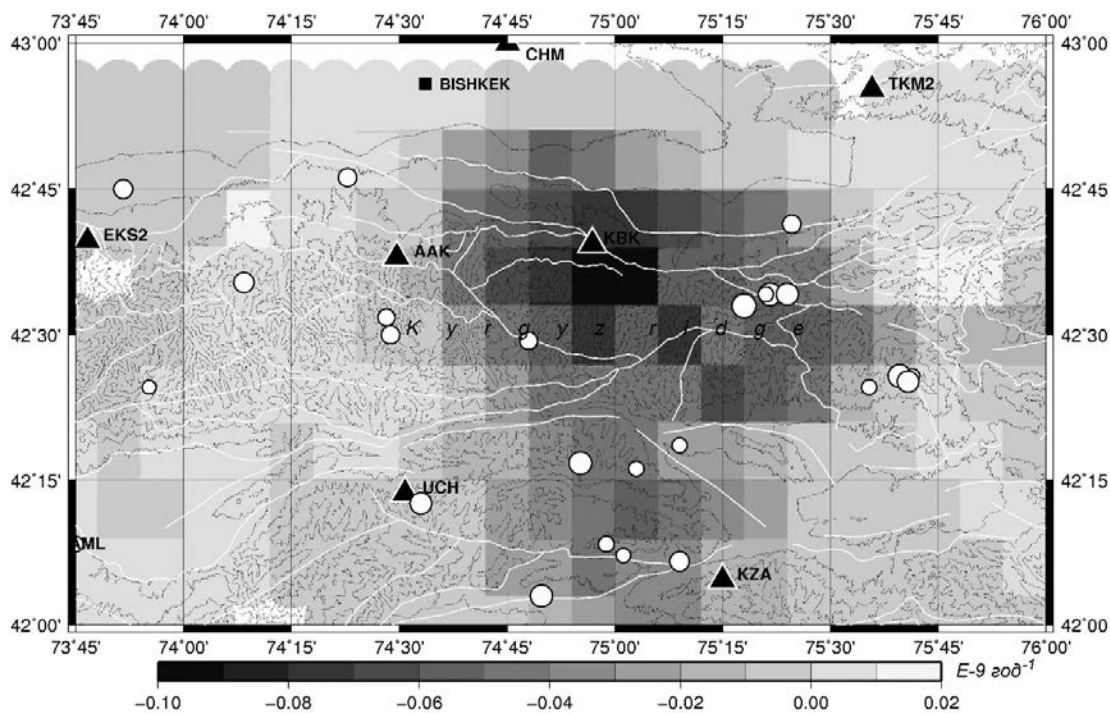


Рис. 9. Распределение поля деформации изменения площади и расположение событий с $\Delta\sigma > 1$ МПа.

Заключение. В работе проведен расчет СТД на основе каталога фокальных механизмов очагов землетрясений, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сейсмологической сети KNET и построено распределение коэффициента Лодэ-Надаи, угла вида напряженно-деформированного состояния, поля деформации изменения площади и интенсивности сеймотектонических деформаций. Установлена связь этих полей (кинематические характеристики) с расположением землетрясений с уровнем сброшенных напряжений $\Delta\sigma > 1$ МПа (динамическая характеристика). Выделена потенциально опасная зона, расположенная в центральной части Киргизского хребта, которая является сейсмически активной, однако в этой области отсутствуют землетрясения с уровнем сброса напряжений выше 1 МПа.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 15-05-06857).

Литература

1. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Падение напряжения в очагах среднемагнитудных землетрясений в Северном Тянь-Шане // Физика Земли. 2014. № 3. С. 142–153.
2. Сычева Н.А., Богомолов Л.М. Падение напряжений при землетрясениях Северного Тянь-Шаня // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI сейсмологической школы, г. Чолпон-Ата, 12-16 сентября 2016 г. С. 330–334.
3. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмоструктурных деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.
4. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.
5. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. С. 14–23.
6. Юнга С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 2. С. 253–255.
7. Соколовский В.В. Теория пластичности. М.: Высш. шк. 1969. 608 с.
8. Юдахин Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1983. 246 с.
9. Сычева Н.А., Кальметьева З.А., Мансуров А.Н., Сычев В.Н. Методические особенности определения динамических параметров землетрясений по данным сейсмологической сети KNET (Северный Тянь-Шань) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов Третьей тектонофизической конференции, 8-12 октября 2012 г. Т. 2. М.: ИФЗ РАН. 2012. С. 185-190.
10. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т. 1–2. М.: Мир. 1983. 880 с.
11. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 175 с.
12. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 408 с.
13. Лукк А.А., Юнга С. Л. Сейсмоструктурная деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 24-43.
14. Ризниченко Ю.В., Соболева О.В., Кучай О.А., Михайлова Р.С., Васильева О.Н. Сейсмоструктурная деформация земной коры юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 10. С. 90-104.
15. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦОИГГМ. 1997. 300 с.
16. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадеева В.А. Сейсмоструктурные деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62–78.
17. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Макаров В.И. Сейсмоструктурные деформации и новейшая тектоника Тянь-Шаня // Физика Земли. 2008. № 5. С. 3–15.

ПРИМЕНЕНИЕ АНАЛОГОВЫХ СЕЙСМОМЕТРОВ В ЦИФРОВОЙ РЕГИСТРАЦИИ

Тихонов В.В.¹, Mackey K.G.², Burk D.R.²

¹Институт сейсмологии НАН КР, г. Бишкек, Кыргызстан

²Michigan State University, EastLansing, Michigan, USA

Аннотация. В статье показаны результаты использования аналоговых сейсмометров в цифровой регистрации.

Ключевые слова: аналоговые сейсмометры, лазерная система.

Abstract. In the article the results of using the analogue seismometers in digital registration are shown.

Keywords: analog seismometers, laser system.

Работа по переводу аналоговой аппаратуры на цифровой вид регистрации проводилась на сейсмостанции “Бишкек” (код FRU0, 42.84N, 74.61E, +830м, подпочва-галечник). Уровень шума в районе расположения станции не превышает верхней границы модели помех Петерсона (рис.1).

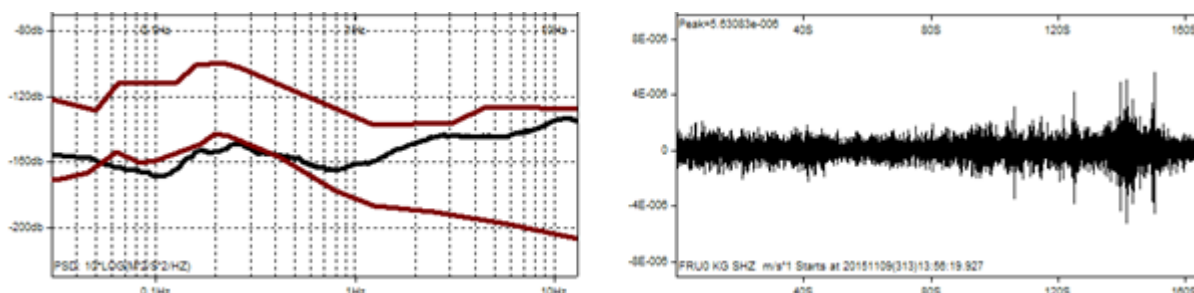


Рис. 1. Спектр мощности смещений микросейсмического шума для сейсмостанции “Бишкек”, вертикальная компонента комплекта СКМ3+USB4СН.

Совместно с сотрудниками Государственного университета штата Мичиган США проведена данного вида работа. Мичиганский университет предоставил комплект аппаратуры для цифровой регистрации: 24-битный четырехканальный АЦП USB4СН и Netbook с установленной программой регистрации Score, позволяющей получать данные в двоичном dat формате. Комплект СКМ3+USB4СН запущен на регистрацию с 03.10.2015г. Синхронизация времени осуществляется с помощью GPS-датчика модели “Garmin”. Для цифровой регистрации применены сейсмометры СКМ-3 с перемотанными рабочими катушками (таблица1).

Таблица 1. Постоянные параметры сейсмометров СКМ-3

Тип сейсм.	Зав.№	Сост.	Ks	Is	Ts	Rsg	Rsd	Ssg	Ssd	asg	asd	Rd
СГКМ-3	350	N-S	0.3278	0.1681	2.0	1335	40.3	472.8	101.4	3067	141.05	164.1
СВКМ-3	276	Z	0.3176	0.1755	2.0	2833	40.9	746.2	101.1	8594.2	157.6	189.2
СГКМ-3	258	E-W	0.3258	0.1664	2.0	2231	40.9	597	108.6	4820.9	158.8	187.5

На сейсмостанции “Бишкек” по методике лазерной калибровки (авторы K.G.Maskey и D.R.Burk) определялись рабочие параметры данного комплекта с построением АЧХ (рис.2).

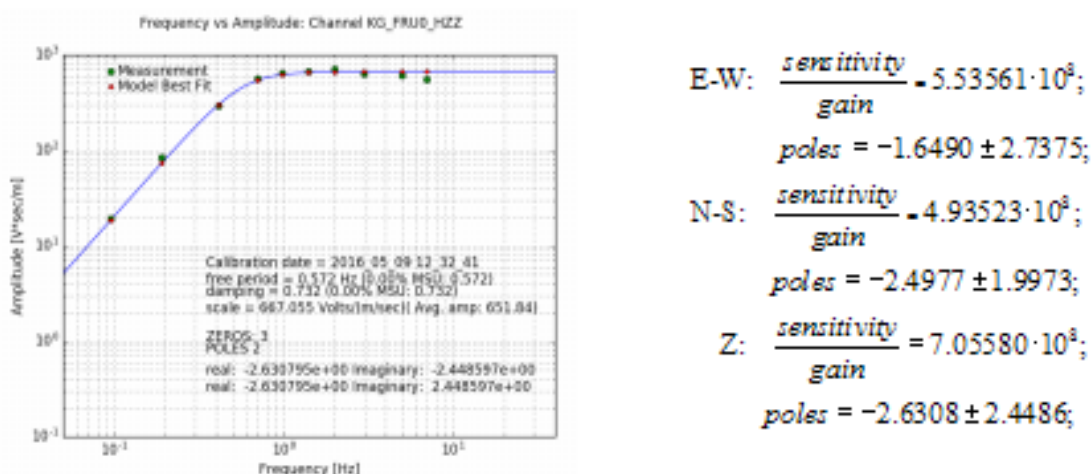


Рис. 2. АЧХ СКМ3+USB4CH (составляющая Z) и результаты калибровки комплекта.

По результатам калибровки был создан файл dataless.KG_FRU0 для обработки полученных данных в SEED формате. С помощью конвертора dat2mseed (автор D.R.Burk) волновые формы преобразуются в формат miniseed. Обработка проводится в программе DIMAS.

Сравнительный спектральный анализ зашумленной записи события и записи только с шумами позволяет определить граничные частоты для применяемого фильтра, что дает возможность сохранить не срезанными истинные амплитудные значения на записи землетрясения. По четким первым вступлениям Р-волны возможно выполнить достаточно точную локацию (рис.3-6).

В августе 2016 года начались работы по получению цифровых данных с аналоговых гальванометрических каналов СКМ3-ГК7М и СКД-ГК7М. В работе применена лазерная система Keyence LK-2001, считывающая продольное перемещение рамки гальванометра. Для увеличения динамического диапазона изменена рабочая поверхность на рамке гальванометра (взамен плоского зеркальца) (рис.7).

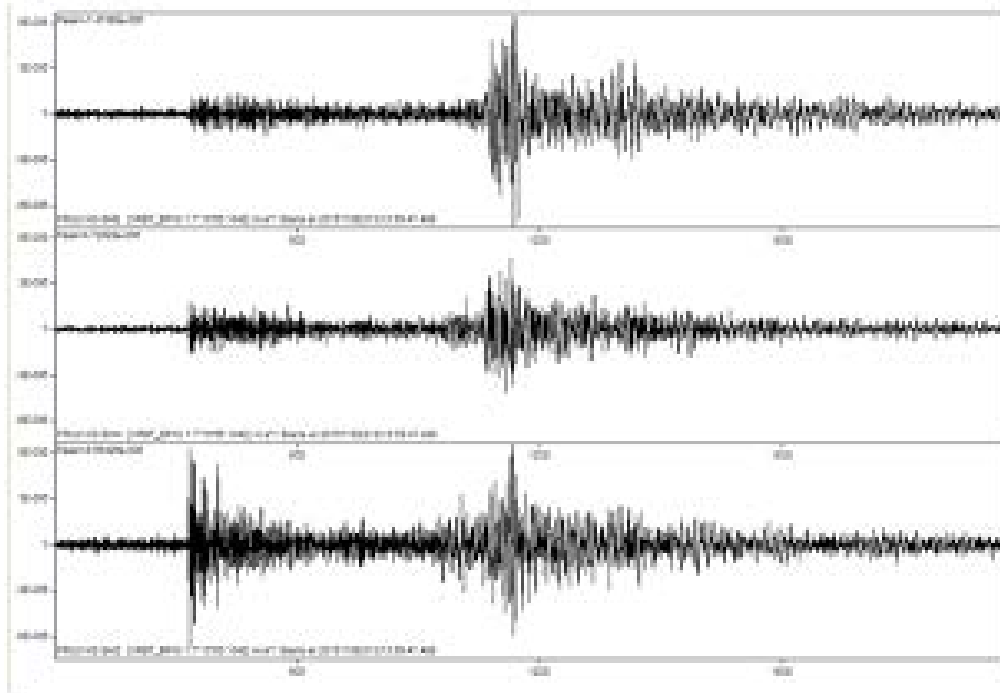


Рис. 3. Запись землетрясения 09.11.2015г.

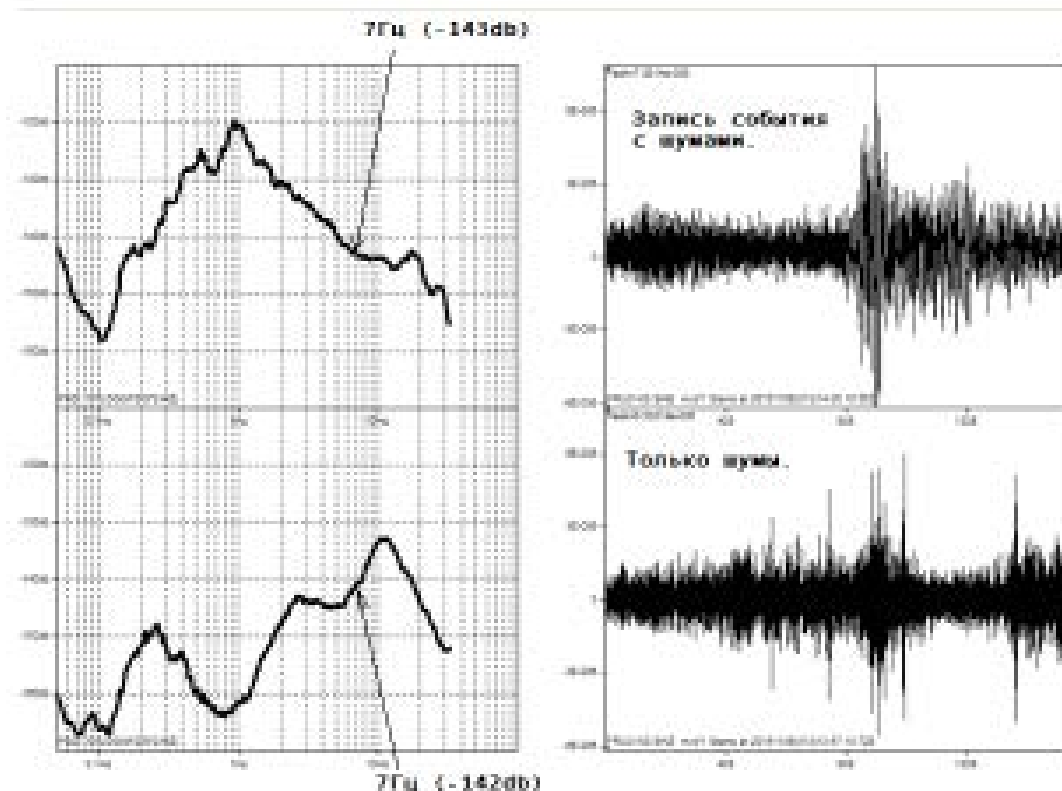


Рис. 4. Спектры мощности смещений ($K=12.2$, $H=200$ км, Гиндукуш) на сейсмо-зашумленной записи события и шумов станции “Бишкек” (после фильтрации). 09.11.2015 г.

Statistic						
CHANNEL	Err./Magnitude	Delta	Phase	Near Phase	Comment	
FRU0 KG SHZ	0.01	6.51(724.1 km)	Pn	Pn	[IIRBT_BP=0.1:7^10^65.1042]	
FRU0 KG SHZ	-0.14	6.51(724.1 km)	sPn	sPn	[IIRBT_BP=0.1:7^10^65.1042]	
FRU0 KG SHE	0.02	6.51(724.1 km)	Sn	Sn	[IIRBT_BP=0.1:7^10^65.1042]	
FRU0 KG SHE	A K _s =12.2(0)	-	S	-	[IIRBT_BP=0.1:7^10^65.1042]	
FRU0 KG SHZ	A K _p =10.7(0)	-	P	-	[IIRBT_BP=0.1:7^10^65.1042]	

Solution Result						
2015.11.09 13:58:46.51[0.00] LAT= 36.494 LON= 72.677[0.0] DEP= 200.0[0.0][0] K _s =12.2 K _p =10.7						

Рис. 5. Результаты обработки записи землетрясения 09.11.2015 г.

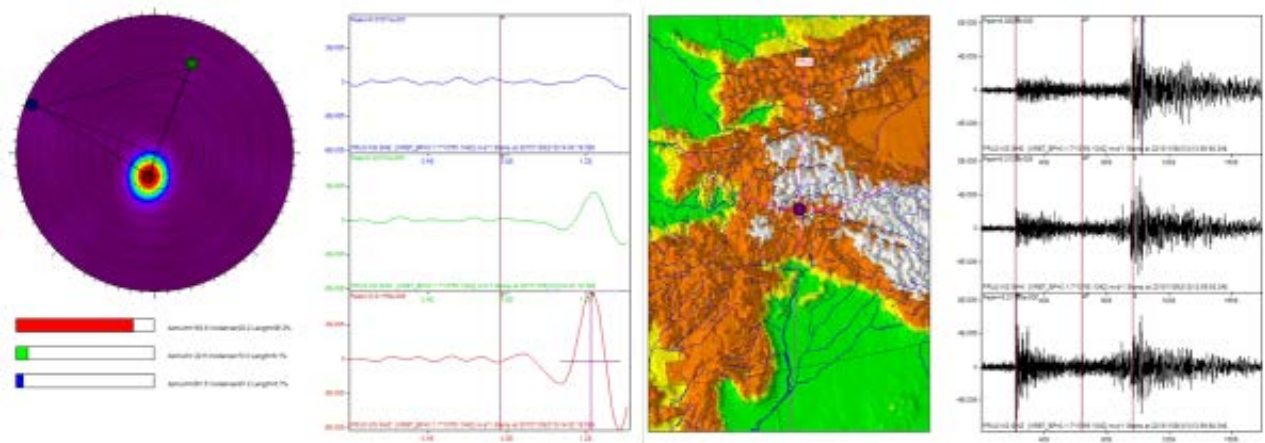


Рис. 6. Результаты локации и определения координат гипоцентра землетрясения 09.11.2015 г. по данным одной станции “Бишкек”.



Рис.7. Виды рабочей поверхности на рамке гальванометра для лазерной системы, считывающей продольное перемещение (а) и поперечное перемещение (б).

Вид рабочей поверхности (рис.7.а) позволил считывать продольные колебания при полном угле отклонения рамки гальванометра до 100 градусов.

Для вида рабочей поверхности (рис.7.б) при применении лазерной системы, считывающей поперечное перемещение (например, компьютерная оптическая мышь), можно получить весь динамический диапазон.

Данные, получаемые с лазерной системы от сейсмографов с гальванометрической регистрацией, оцифрованы через свободный четвертый канал АЦП USB4СН. Записи близких землетрясений, полученные от гальванометрических каналов СКМЗ-ГК7М (N-S) и СКД-ГК7М (E-W), представлены в сравнении с записями с комплекта СКМЗ+USB4СН(E-W, N-S, Z) (рис.8). Комплект СКМЗ+USB4СН выполнен по классической схеме цифрового канала – сенсор + усилитель + АЦП.

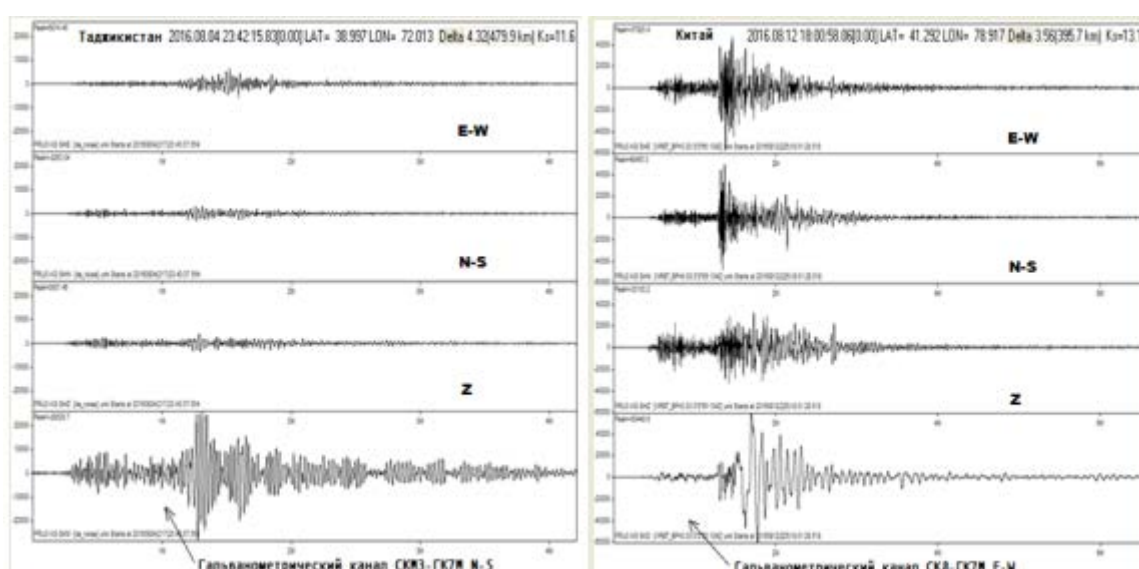


Рис.8. Записи близких землетрясений с комплекта СКМЗ+USB4СН, выполненные в сравнении с гальванометрическими каналами СКМЗ-ГК7М (N-S) и СКД-ГК7М (E-W).

Из рисунка 8 видно, что цифровой гальванометрический канал СКМЗ-ГК7М (параметры в аналоговом варианте $V_m=28500$, $T_m=1.29-1.86$ сек) имеет гораздо выше уровень чувствительности (в 12.5 раз), чем у классического цифрового канала СКМЗ+USB4СН. Этот уровень чувствительности цифрового гальванометрического канала не предельный и регулируется с помощью резисторных шунтов.

С цифрового гальванометрического канала СКД-ГК7М (E-W) получены и записи далеких землетрясений (рис.9).

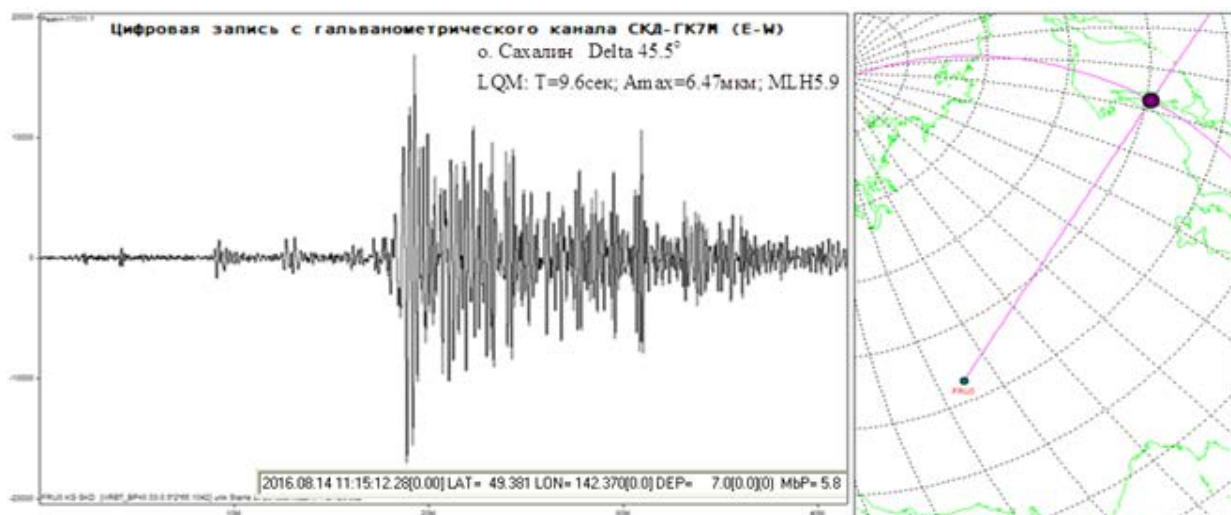


Рис.9. Запись землетрясения 14.08.2016 г. о. Сахалин, O=11:15:12.3, MLH5.9

По результатам данной работы делается вывод, что аналоговые сейсмометры, переведенные на цифровой вид регистрации, могут еще успешно использоваться в системе сейсмологического мониторинга.

Литература

1. Mackey K.G., Burk D.R., Hartse H.E. Full sistem calibration of digitized SKM and SM-3 seismometers // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Девятой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН. 2014. С. 236-239.
2. USB4CH User Manual. Symmetric Research. 2010. 178 p.
3. SEED Reference Manual. Standard for the Exchange of Earthquake Data. IRIS. 2012. 224 p.
4. Casey R. Portabe Data Collection Center (PDCC) v 3.8 User Manual. IRIS DMC. 2012. 54 p.

СОЗДАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ И СЕТЬ СТАНЦИЙ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ACROSS В РЕЖИМЕ РЕАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ

Шаршебаев А.К.¹, Касымбекова Г.Н.¹, Паролай С.², Зубович А.В.¹, Болотов Р.¹, Боксбергер Т.², Молдобеков Б.Д.¹, Лаутерюнг Й.², Пилц М.³

¹Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, г.Бишкек, Кыргызстан

²Центр исследования Земли (GFZ), г. Потсдам, Германия

³Швейцарская сейсмологическая служба, Швейцарский федеральный технологический институт, Швейцария

Аннотация. *В рамках проекта ACROSS, ЦАИИЗ в сотрудничестве с GFZ выполняет работы по установке сейсмических станций сильных движений в Центральной Азии. Данные, записанные датчиками в режиме реального времени, передаются и сохраняются в базе данных, где они автоматически обрабатываются.*

Ключевые слова: *сеть станций сильных движений в режиме реального времени, акселерометрическая сеть, база данных сильных движений, интерактивная карта.*

Abstract. *In the framework of the ACROSS project, the CAIAG in close cooperation with the GFZ installs a real-time network of strong motion seismic stations in Central Asia. The data recorded by the sensors are transmitted in real time and stored in a database where they are also automatically processed.*

Keywords: *real time strong-motion network, accelerometric network, strong motion database, interactive map*

Описание сети. Цель проекта ACROSS заключается в установке постоянной сети станций сильных движений в режиме реального времени в Центральной Азии, которая в случае сильных землетрясений могла бы использоваться в будущем как основа региональной системы раннего оповещения и быстрого реагирования. Компоненты раннего оповещения землетрясений и быстрого реагирования нацелены на получение информации об ожидаемых разрушениях перед или сразу после воздействия сейсмических волн, тем самым, помогая работе спасательных групп. Проект ACROSS финансируется ассоциацией Гельмгольц и координируется GFZ. В настоящее время в рамках этого проекта установлено 12 станций в зданиях пожарных частей МЧС Кыргызской Республики в тестовом режиме.



Рис. 1. Актуальная конфигурация станций сети сильных движений, установленных на территории Кыргызской Республики.

Сейсмическая (акселерометрическая) сеть служит для получения локальных данных о сильных движениях грунта и предоставления данных в реальном времени для систем раннего оповещения и быстрого реагирования. Первоначально конфигурация сети определяется исходя из расчетных данных, наличия общественных зданий, таких как школы, университеты, больницы, правительственные учреждения и т.д. После этого станции сильных движений устанавливаются во временном режиме, в ходе которой определяется, подходит ли данный участок для работы станции в постоянном режиме. Работа станций во временном режиме осуществляется в течение 3-6 месяцев. В этот период проверяются стабильность и эффективность передачи данных, а также качества получаемых данных (наличие поблизости источников непрерывных и сильных шумов и т.д.) и проверку внедренного коммуникационного протокола. За этапом тестирования будет осуществлена постоянная установка станций в соответствующие оборудованных контейнерах.

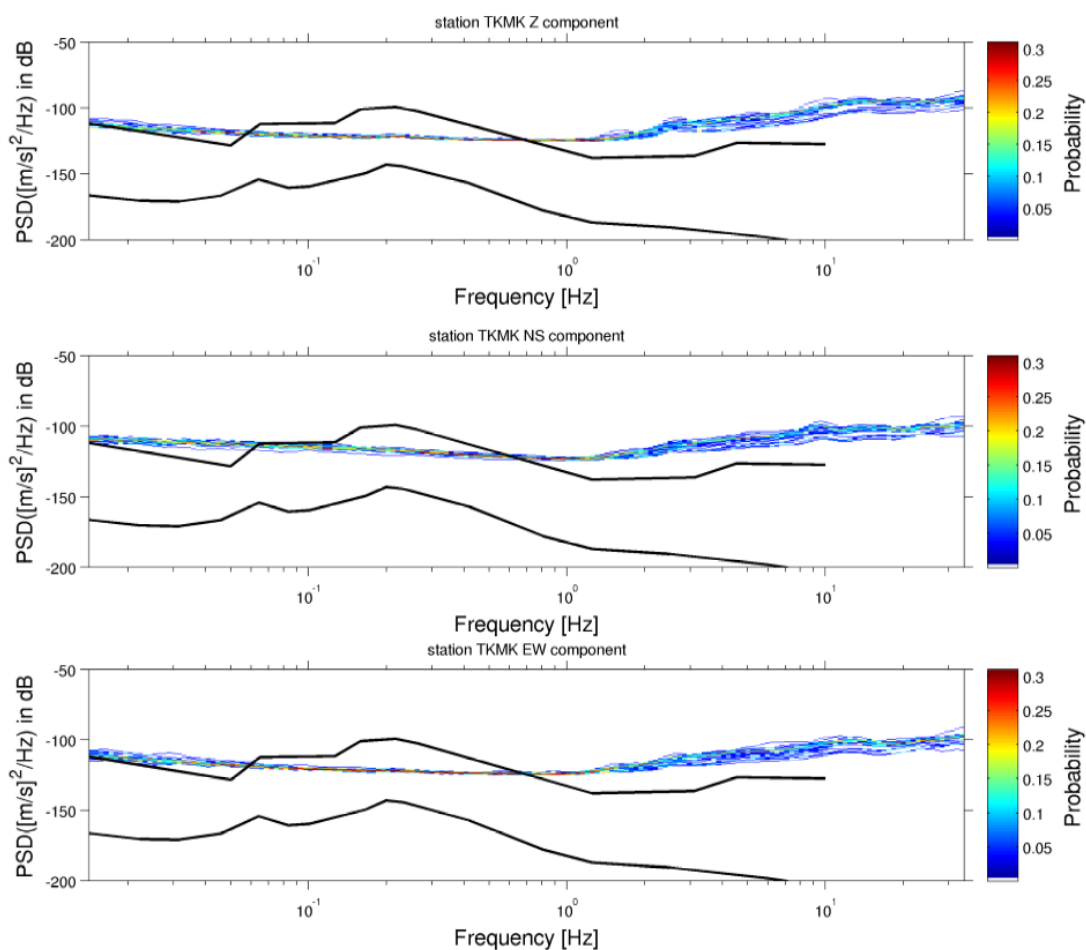


Рис. 2. Уровень шума на станции ТКМК (см. рис. 1)

В течение этого года планируется запуск станций в рабочем режиме и расширение сети за счет установки других станций вокруг города Ош Кыргызской Республики. Также предполагается установка аналогичных станций на территории Казахстана. Сеть будет дополнена уже существующими станциями сильных движений, установленными GFZ на территории г. Бишкека.

Станции сильных движений состоят из акселерометра фирмы Nanometrics Titan4G с полномасштабным диапазоном $\pm 4g$ (но который можно настроить на $\pm 2g$, $\pm 1g$, $\pm 0,5g$ и $\pm 0,25g$), и дигитайзера Centaur фирмы Nanometrics (рис. 3). Данные собираются с частотой отсчетов 100 и 200 Гц, но в настоящее время используется только 100 Гц. Информация отправляется в Центр сбора данных ЦАИИЗ и GFZ в режиме реального времени, а также сохраняется во внутренней памяти дигитайзера. Таким образом, в случае временных проблем с передачей данных, потери данных не будет.

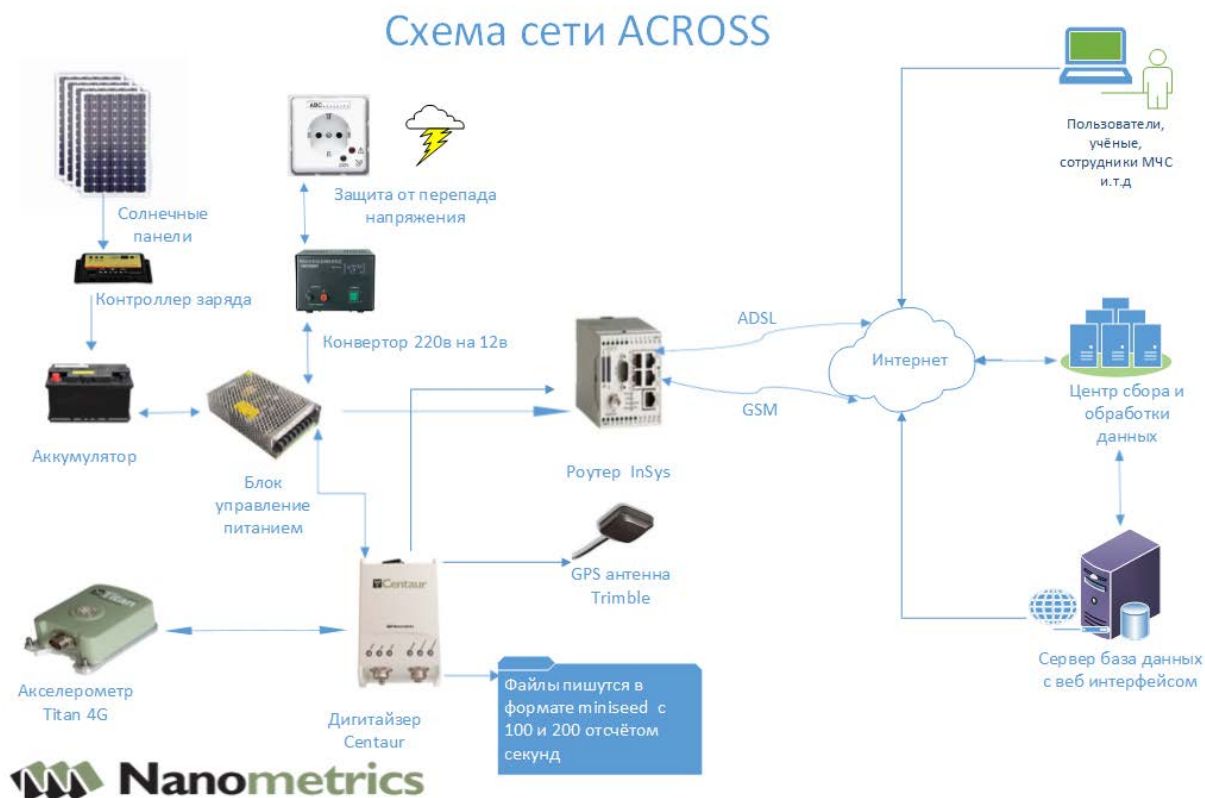


Рис. 3. Схема станций сильных движений

В данный момент передача данных осуществляется через GSM¹ канал. ADSL² связь будет использоваться в качестве альтернативной для обеспечения непрерывной передачи данных и минимизации их потери при обрыве GSM канала. Она будет настроена, как только станции перейдут в постоянный режим.

В тестовом режиме каждый датчик анализирует свои записи в режиме реального времени программой On-site Early Warning, разработанной в GFZ, которая работает в полностью децентрализованном операционном режиме. Результаты отображаются в центре данных ЦАИИЗ и GFZ.

Описание базы данных. Данные, собранные сетью ACROSS (вместе с такими же данными сети SOSEWIN, инсталлированными GFZ и ЦАИИЗ на некоторых зданиях в г. Бишкеке, и вертикального массива сильных движений, установленного на территории ЦАИИЗ) формируют базу данных сильных движений для территории Центральной Азии. Создание базы данных осуществляется в тесном сотрудничестве с INGV³, в настоящий момент она работает в тестовом режиме. База данных состоит из 3 основных блоков: 1) данные о станциях сети ACROSS, 2) данные о событиях и 3) волновые формы этих событий (рис. 4).

¹ GSM (Global System for Mobile Communications) – глобальный стандарт мобильной связи

² ADSL (Asymmetric Digital Subscriber Line) - асимметричная цифровая абонентская линия

³ INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) - Итальянский Национальный Институт геофизики и вулканологии

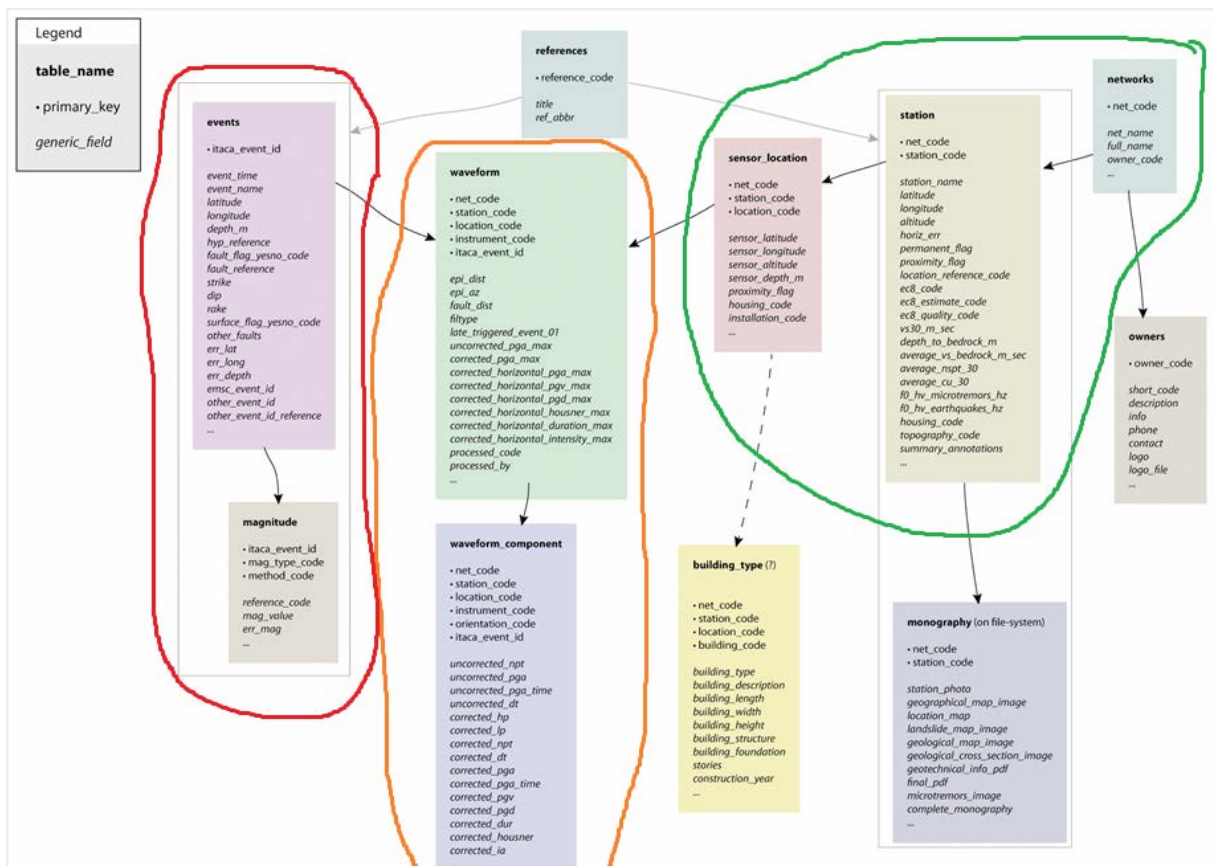


Рис. 4. Архитектура базы данных сильных движений

Информация о событиях запрашивается из источников, поддерживающих службу FDSN⁴ (в настоящее время из каталога USGS⁵, EMSC⁶ и GEOFON⁷). События с $M > 3.5$ в пределах Центральной Азии автоматически выбираются, а их волновые формы запрашиваются от станций сети и подвергаются предварительному анализу для получения основных инженерных параметров, после чего сохраняются в базе данных. Для хранения данных используется известная СУБД MySQL. На рис. 5 показана схема организации базы данных.

⁴ FDSN (International Federation of Digital Seismograph Network) – Международная федерация цифровой сейсмографической сети

⁵ USGS (United States Geological Survey) - Геологическая служба соединенных штатов

⁶ EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre) – Европейский Средиземноморский Сейсмологический Центр

⁷ GEOFON (GEOFOrschungsNetz) – глобальная сейсмологическая сеть, GFZ, Германия

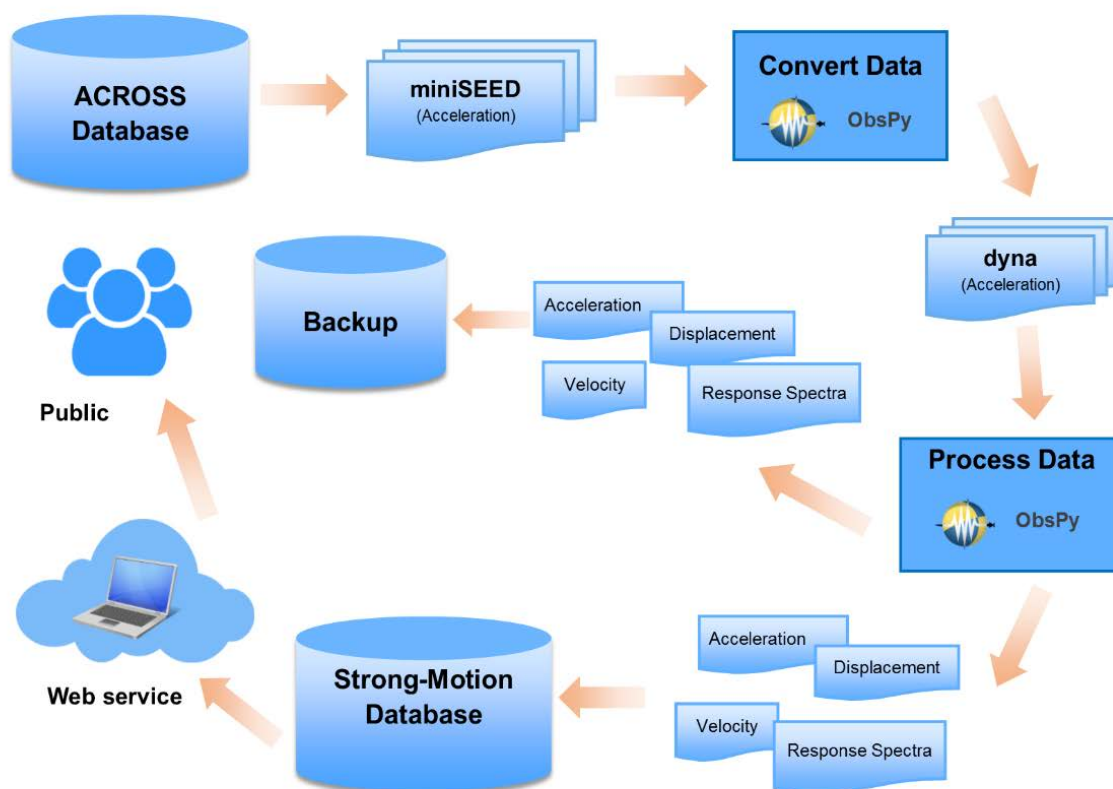


Рис. 5. Схема организации базы данных сильных движений

Кроме автоматической обработки, предусмотрена возможность добавления и удаления данных вручную. Волновые формы, получаемые изначально в формате *miniseed*, преобразовываются затем в *ASC* формат. Этот формат создан в *INGV* на основе стандартного формата *ASCII*. Для преобразования волновых форм из *miniseed* в *ASC* используются инструменты *ObsPy*, поддерживающие также обработку сейсмологических данных. В базе данных сохраняются и сырые, и обработанные данные. Необходимо отметить, что кроме автоматической обработки, заключающейся в выполнении стандартных процедур обработки акселерограмм (*PGA*-пиковое ускорение почвы, *PGD*-пиковое смещение почвы и *PGV*-пиковая скорость смещения почвы), в базу данных сохраняются также спектры реакций (рис. 8). После завершения проекта все данные будут доступны общественности.

Веб-сервис для доступа в базу данных. Для визуализации метаданных и скачивания результатов обработки волновых форм разработан веб-сервис, предоставляющий также возможность просмотра интерактивной карты с местонахождением станций или землетрясений (рис. 6).

Events Search

Event id contains

Date (yyyy-MM-dd) from [2]: to [-]:

Event name contains

Latitude (e.g. 45.27) from [2]: to [-]:

Longitude (e.g. 12.7) from [2]: to [-]:

Epicentral intensity from [2]: to [-]:

Hypocentral depth [km] from [2]: to [-]:

Magnitude (any type) from [2]: to [-]:

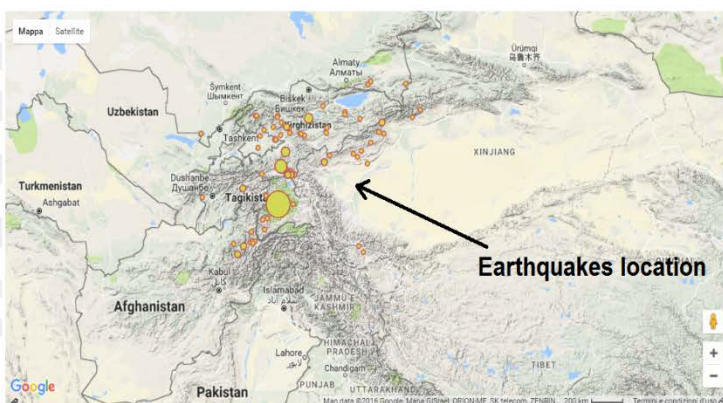
Style of faulting -- Any value --

Nation -- Any value --

Region contains

Province contains

Municipality contains



List of Earthquakes

Results 1 - 20 of 101

Event id	Event date-time	Event name	Nation	Region	Province	Municipality	Latitude	Longitude	Depth [km]	M _b	M _L	M _W	Style of faulting
us20006hdj	2016-07-25 09:04:32	167km_WSW_of_Aksu_China	China	Xinjiang Weiwuerzizhiqu		Kezilesukeerkezi Zizhizhou	40.758	78.337	10.0	4.8			
us20006gze	2016-07-22 23:33:40	27km_SSE_of_Sary-Tash_Kyrgyzstan	Kyrgyzstan	Osh Province	Alay District		39.495	73.358	35.0	4.3			
us20006g0	2016-07-21 05:29:25	34km_SSE_of_Sary-Tash_Kyrgyzstan	Kyrgyzstan	Osh Province	Alay District		39.485	73.502	35.0	4.8			
us20006fr	2016-07-19 12:32:59	112km_SSE_of_Teploklyuchenka_Kyrgyzstan	China	Xinjiang Weiwuerzizhiqu		Akesu Diqu	41.549	79.013	30.0	5.0			
us20006fge	2016-07-18 03:06:50	36km_NE_of_Karakenja_Tajikistan	Kyrgyzstan	Osh Province	Chong-Alay District	Karamyk	39.481	71.807	10.0	4.5			
us20006f7	2016-07-18 02:12:08	86km_WNW_of_Murghob_Tajikistan	Tajikistan	Gorno-Badakhshan Autonomous Province			38.345	73.010	35.0	4.3			

Рис. 6. Веб-сервис

Пример использования данного сервиса для построения спектров Фурье события (M=4.5, 41.130° северной широты, 75.680° восточной долготы, время в очаге 2016-05-05 19:54:51, Атбашы_Нарын_Кыргызстан) показан на рис. 7, а соответствующих спектров реакций - на рис. 8. Красная линия указывает на спектр Фурье исходных данных, в то время как черная линия отображает спектр после использования фильтра Баттерворта с угловыми частотами 0.1 и 30 Гц. На рис. 7 также показаны доступные для веб-сервиса опции анализа данных, позволяющие получить записи скорости и смещения по записям ускорения. Программное обеспечение автоматически оценивает PGA, PGV и PGD, а также вычисляет спектры реакции (рис. 8.) для трех значений периодов (T=0.5сек., T=1сек. и T=2сек).

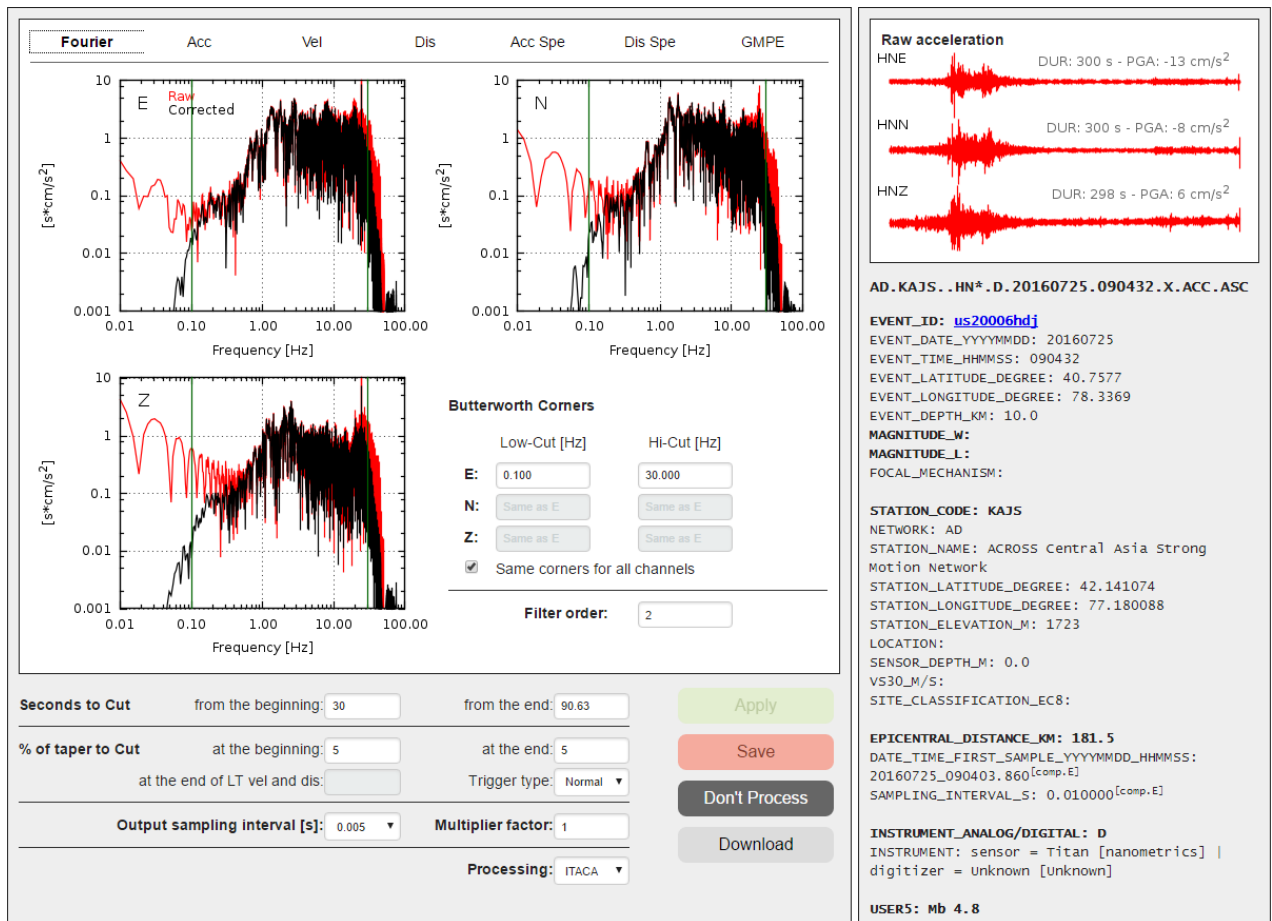


Рис. 7. Построение спектров Фурье

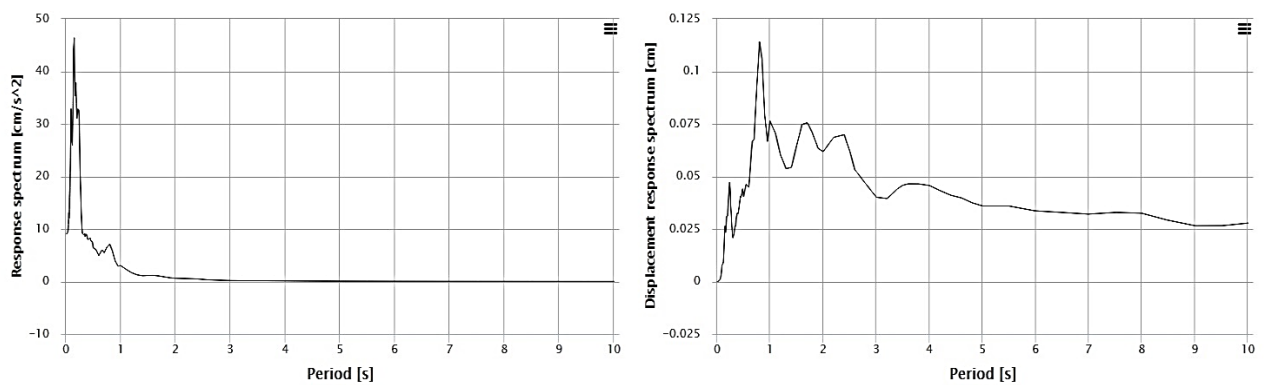


Рис. 8. Спектры реакции

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Абдрахматов Канатбек Ермакович
д-р геол.-мин. наук, профессор, директор
ИС НАН КР,
kanab53@yandex.com

Абдыраева Бактыгуль Сарбагышовна
ст. науч. сотр.
ИС НАН КР,
baktygul1067@mail.ru

Баталев Владислав Юрьевич
д-р геол.-мин. наук, вед. науч. сотр.
НС РАН,
batalev@gdirc.ru

Баталева Елена Анатольевна
канд. геол.-мин. наук, и.о. ст. науч. сотр.
НС РАН,
bataleva@gdirc.ru

Берёзина Анна Викторовна
нач. Центра обработки данных
ИС НАН КР,
annaberezina@rambler.ru

Болотов Руслан Саматович
администратор сети мониторинга
ЦАИИЗ,
r.bolotov@caiag.kg

Брагин Виталий Дмитриевич
канд. физ.-мат. наук, зав. лаб.
НС РАН,
bragin@gdirc.ru

Воронцова Екатерина Валерьевна
мл. науч. сотр.
НС РАН,
vorontsova@gdirc.ru

Гребенникова Валентина Васильевна
ст. науч. сотр.
ИС НАН КР
grvalentina@mail.ru

Довгань Владимир Иванович
канд. физ.-мат. наук, директор
«МНИЦ-Плотина»,
dovgan@mail.ru

Зубович Александр Владимирович
канд. физ.-мат. наук, рук. отд.
ЦАИИЗ,
a.zubovich@caiag.kg

Кальметьева Зоя Арслановна
канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.
ЦАИИЗ,
z.kalmetyeva@caiag.kg

Касымбекова Гуланда Нурлановна
инж.
ЦАИИЗ,
g.kasymbekova@caiag.kg

Малдыбаева Майрамкуль Бектургановна
ст. науч. сотр.
ИС НАН КР,
maldybaeva_m@mail.ru

Малосиева Маргарита Тимуровна
м.н.с., сотрудник
ИС НАН КР,
kis@mail.elcat.kg

Мамбетова Гульнура Айтбековна
инж.
ИС НАН КР,
kis@mail.elcat.kg

Мамыров Эрнест

д-р геол.-мин.наук, зав. лаб.
ИС НАН КР,
vmaha@mail.ru

Маханькова Вера Александровна

ст. науч. сотр.
ИС НАН КР,
vmaha@mail.ru

Молдобеков Болот Дуйшеналиевич

канд.геол.-мин.наук, со-директор
ЦАИИЗ,
b.moldobekov@caiaig.kg

Муралиев Абдирашит Муркамилович

д-р физ.-мат. наук, и.о. проф., зав. лаб.
ИС НАН КР,
abmuraliev@mail.ru

Омуралиева Айымжан

канд.геол.-мин.наук, зав.лаб
ИС НАН КР,
omuraika@mail.ru

Омуралиев Медербек

канд.геол.-мин.наук, зав.лаб
ИС НАН КР,
mederbek@mail.ru

Першина Елена Владимировна

гл. геоф. Центра обработки данных
ИС НАН КР,
pev_71@mail.ru

Погребной Валентин Николаевич

д-р физ.-мат. наук, зав. лаб.
ИС НАН КР,
vpogr@mail.ru

Рыбин Анатолий Кузьмич

д-р физ.-мат. наук, директор
НС РАН,
rybin@gdirc.ru

Сычева Найля Абдулловна

канд.физ.-мат.наук, ст. науч. сотр.
НС РАН,
nelya@gdirc.ru

Тихонов Виктор Владимирович

вед.инж. ЦСМ
ИС НАН КР,
kis_@rambler.ru

Фролова Александра Георгиевна

канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.
ИС НАН КР,
shfrolova@mail.ru

Шаршебаев Азамат Камчыбекович

мл.науч.сотр.
ЦАИИЗ
a.sharshebaev@caiaig.kg

Boxberger Tobias

Geophysicist Deutsches
GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam,
tobias.boxberger@gfz-potsadm.de

Burk Daniel R.

Baccalaureate, Graduate Student Department
of Geological Sciences,
Michigan State University,
burkdani@msu.edu

Lauterjung Jörn

PhD, со-директор ЦАИИЗ, рук.отд.
Geophysicist Deutsches
GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam,
lau@gfz-potsadm.de

Mackey Kevin George

PhD, Associate Professor Department of
Geological Sciences,
Michigan State University,
mackeyke@msu.edu

СОДЕРЖАНИЕ

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ, ПРОВОДИМЫЕ НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА Абдрахматов К.Е., Берёзина А.В., Першина Е.В.	3
ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ Баталев В.Ю., Баталева Е.А.	10
ВАРИАЦИИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ СРЕДЫ И ИХ СВЯЗЬ С СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ Баталева Е.А., Баталев В.Ю.	21
О ПРИЧИНЕ КРАТКОВРЕМЕННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В РАЙОНЕ БАЛАСАГЫНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1475 г. ($M_s=6.7$) Берёзина А.В., Першина Е.В., Малосиева М.Т., Погребной В.Н.	30
ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЭФФЕКТОВ, СВЯЗАННЫХ С РАСПРОСТРАНЕНИЕМ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН Брагин В.Д., Воронцова Е.В.	35
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИЗОСЕЙСТЫ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПРОИЗОШЕДШИХ НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНАХ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ГОСУДАРСТВ Гребенникова В.В.	44
СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС Довгань В.И., Фролова А.Г.	52
АНАЛИЗ АВТОМАТИЧЕСКИ ОБРАБОТАННЫХ ДАННЫХ (ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ) ПРОГРАММНЫМ КОМПЛЕКСОМ SEISCOMP-3 Кальметьева З.А., Джусупова К., Шаршебаев А.	65
КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГНИТУДЫ ПО ОБЪЕМНЫМ ВОЛНАМ С МОМЕНТНОЙ МАГНИТУДОЙ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ Мамыров Э.	75
ОПЫТ ПРОГНОЗА ВЕРОЯТНОГО МЕСТА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА Мамыров Э., Маханькова В.А.	83

РАСЧЕТ САЙТ-ЭФФЕКТА СТАНЦИЙ КЫРГЫЗСКОЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ KNET НА ОСНОВЕ ОТНОШЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНОЙ ПЛОТНОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ И ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТ СЕЙСМИЧЕСКОГО СИГНАЛА ДЛЯ S-ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА Мансуров А.Н., Сычева Н.А.	93
КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ТЕХНОЛОГИИ СОЗДАНИЯ ИНФОРМАЦИОННОЙ БАЗЫ ДАННЫХ О ФОКАЛЬНЫХ МЕХАНИЗМАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КЫРГЫЗСТАНА Муралиев А.М., Малдыбаева М.Б., Абдыраева Б.С.	102
СКОРОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОЧАГА И ДИНАМИКА ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ХОДУ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ Омуралиев М., Омуралиева А.	109
ГЛУБИНА ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ НА ТЕРРИТОРИИ КЫРГЫЗСТАНА ЗА АПРЕЛЬ 2015 Г. Омуралиев М., Омуралиева А., Мамбетова Г.	114
КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НАУЧНОЙ СТАНЦИИ РАН В Г.БИШКЕКЕ. О ВОЗМОЖНОЙ РАЗГРУЗКЕ НАКОПЛЕННЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПОСРЕДСТВОМ ИСКУССТВЕННО ВЫЗВАННЫХ МОЩНЫМИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМИ ВОЗДЕЙСТВИЯМИ МИКРОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. Рыбин А.К., Брагин В.Д., Щелочков Г.Г.	119
СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ И ПАДЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ Сычева Н.А.	134
ПРИМЕНЕНИЕ АНАЛОГОВЫХ СЕЙСМОМЕТРОВ В ЦИФРОВОЙ РЕГИСТРАЦИИ Тихонов В.В., Maskey K.G., Burk D.R.	146
СОЗДАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ И СЕТЬ СТАНЦИЙ СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ACROSS В РЕЖИМЕ РЕАЛЬНОГО ВРЕМЕНИ Шаршебаев А.К., Касымбекова Г.Н., Паролай С., Зубович А.В., Болотов Р., Боксбергер Т., Молдобеков Б.Д., Лаутерюнг Й., Пилц М.	152
СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ	160

Научное издание

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

**XI Международная сейсмологическая школа
Материалы докладов участников из Киргизской Республики**

Киргизская Республика, 12-16 сентября 2016 г.

Формат 60x84 1/8. Печать ризография.
Объем 51,2 п.л. Заказ № 50. Тираж 100 экз.

Отпечатано в типографии «ДЭМИ»
г. Бишкек, ул. Кулатова, д. 1а
тел.: 59 17 97, 59 14 08