2014
ВЫПУСК 2
ISSN 1729-7516

ВЕСТНИК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН



Вестник НЯЦ РК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 2(58), ИЮНЬ 2014

Издается с января 2000 г.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР – д.ф.-м.н. БАТЫРБЕКОВ Э.Г.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: д.ф.-м.н. СКАКОВ М.К. – **заместитель главного редактора,**
д.т.н. БАТЫРБЕКОВ Г.А., д.т.н. ГРАДОБОЕВ А.В. (Россия), доктор инженерии ВИЕЛЕБА В.К. (Польша),
профессор ФУДЖИ-Е (Япония), д.ф.-м.н. БУРТЕБАЕВ Н.Т., д.ф.-м.н. МАКСИМКИН О.П.,
к.ф.-м.н. ВОЛКОВА Т.В., д.ф.-м.н. МИХАЙЛОВА Н.Н., д.ф.-м.н. СОЛОДУХИН В.П.,
к.ф.-м.н. ВУРИМ А.Д., к.ф.-м.н. КОЗТАЕВА У.П., ЛУКАШЕНКО С.Н.,
д.ф.-м.н. ТАЖИБАЕВА И.Л., к.г.-м.н. ПОДГОРНАЯ Л.Е.

ҚР ҰЯО Жаршысы

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ ҰЛТТЫҚ ЯДРОЛЫҚ ОРТАЛЫҒЫНЫҢ
МЕРЗІМДІК ҒЫЛЫМИ-ТЕХНИКАЛЫҚ ЖУРНАЛЫ

2(58) ШЫҒАРЫМ, МАУСЫМ, 2014 ЖЫЛ

NNC RK Bulletin

RESEARCH AND TECHNOLOGY REVIEW
NATIONAL NUCLEAR CENTER OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN

ISSUE 2(58), JUNE 2014

Периодический научно-технический журнал «Вестник НЯЦ РК», решением Комитета по надзору и аттестации в сфере науки и образования включен в перечень изданий, рекомендованных для публикации материалов:

- **по физико-математическим наукам,**
- **по специальности 25.00.00 – науки о Земле.**

В журнале представлены материалы **VIII Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий»** (04–08 августа 2014 г., Курчатов, Казахстан).

СОДЕРЖАНИЕ

ЦЕНТРУ ДАННЫХ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ – 15 ЛЕТ
Михайлова Н.Н. 5

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ И ПРОДУКТОВ ОРГАНИЗАЦИИ ДОГОВОРА О ВСЕОБЪЕМЛЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ РОССИИ
Старовойт О. Е., Коломиец М. В., Рыжикова М. И. 14

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ 12 ФЕВРАЛЯ 2013 ГОДА ПО ДАННЫМ РЕГИСТРАЦИИ РОССИЙСКИМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ
Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В. 20

ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМЫ СИГНАЛОВ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ КНДР НА РЕГИОНАЛЬНЫХ РАССТОЯНИЯХ
Васильев А.П., Глушков А.И., Поплавский А.С. 29

DEPTH ESTIMATION FOR N. KOREA NUCLEAR TESTS FROM TELESEISMIC P-WAVES RECORDED IN ISRAEL, KAZAKHSTAN AND OTHER COUNTRIES
Y. Gitterman 39

A ROBUST P-WAVE-BASED SOURCE MEASURE FOR NUCLEAR EXPLOSIONS IN CENTRAL ASIA AND FAR EAST
R. Jih, P.R. Wagner 47

УТЕЧКА ТРУДНОЛЕТУЧИХ НУКЛИДОВ ИЗ РЕАКТОРА ПРИ АВАРИИ НА АЭС «ФУКУСИМА-1» ПО ДАННЫМ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ВТОРИЧНЫХ ИОНОВ
Вениаминов Н.Н. 54

УЛУЧШЕНИЕ GT КЛАССИФИКАЦИИ СОВЕТСКИХ МИРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ
Макей К.Г., Фуджита К. 62

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АКУСТО-ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН ПРИ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВАХ ДЛЯ МОДЕЛИ «ЗЕМЛЯ–АТМОСФЕРА» ПРИ НАЛИЧИИ ВЕТРА В АТМОСФЕРЕ
Михайленко Б.Г., Михайлов А.А. 65

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ В ВЯЗКОУПРУГОЙ И ПОРИСТОЙ СРЕДЕ С ДИССИПАЦИЕЙ ЭНЕРГИИ
Имомназаров Х.Х., Михайлов А.А. 71

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ В ЗОНАХ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ
Хайретдинов М.С., Караваев Д.А., Якименко А.А. 76

ЛИНЕЙНЫЙ ТРЕНД ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ
Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б. 81

ANOTHER VIEW OF THE HISTORY OF THE CEPSTRUM
R.C. Kemerait 95

MELCEPSTRA RESULTS ON BOLIDES AND ATMOSPHERIC NUCLEAR EXPLOSIONS
D. Clauter, R.C. Kemerait 99

ЧЕЛЯБИНСКИЙ МЕТЕОРОИД: СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ
Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Черных Е.Н., Саньков В.А. 105

ШИРОКОПОЛОСНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ АЦСС-3 В ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «МИХНЕВО»
Башилов И.П., Волосов С.Г., Козюкова О.С., Королёв С.А., Усольцева О.А. 110

ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ ПОДЗЕМНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППОЙ
Ковалевский В.В., Белоносов А.С., Авроров С.А., Якименко А.А. 123

ИЗУЧЕНИЕ МЕТЕОЗАВИСИМОЙ ФОКУСИРОВКИ АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН С ПОМОЩЬЮ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВИБРАТОРА И ВЗРЫВОВ
Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С., Воскобойникова Г.М., Павлов А.Ф., Седухина Г.Ф. 129

SEISMO-ACOUSTIC OBSERVATIONS FROM LARGE-SCALE CHEMICAL SURFACE EXPLOSIONS AT SAYARIM MILITARY RANGE, ISRAEL, FOR CALIBRATION OF IMS INFRASOUND STATIONS
Y. Gitterman 137

ИССЛЕДОВАНИЯ И РАЗВИТИЕ МОНИТОРИНГА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ГЕОМАГНИТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «АЛМА-АТА»
Соколова О. И. 149

КОНТРОЛЬ СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТИ ОБЪЕКТОВ АТОМНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ
Кишкина С.Б., Бугаев Е.Г. 153

МОНИТОРИНГ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС
Довгань В.И., Фролова А.Г. 163

МЕДЛЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ
Жантаев Ж.С., Ким А.С., Бибосинов А.Ж., Иванчукова А.В., Садыков К.А., Шапиык Т. 171

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ КАРТИРОВАНИЯ УЧАСТКОВ МИГРАЦИИ И ОСАЖДЕНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ИСПЫТАТЕЛЬНОМ ПОЛИГОНЕ
Романов А.М. 177

РАДИОЭКЛОЛГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР ЧЕЛЯБИНСКОЙ И КУРГАНСКОЙ ОБЛАСТЕЙ
Рыбаков Е.Н., Тягунов Д.С., Липаев С.А., Юрков А.К. 187

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 28 ЯНВАРЯ 2013 Г. НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
Ким А.С., Мукашева С.Н., Соколова О.И., Бурлаков Г.В., Качусова О.Л. 191

СПИСОК АВТОРОВ 196

УДК 621.039.9

ЦЕНТРУ ДАННЫХ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ – 15 ЛЕТ

Михайлова Н.Н.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

2014 г. – год 20-летия Института геофизических исследований (ИГИ), а его Центру данных исполняется 15 лет. В статье характеризуются основные направления и результаты деятельности Центра данных (Центр сбора и обработки специальной сейсмической информации, ЦСОССИ – филиала ИГИ).

Центр сбора и обработки специальной сейсмической информации, исполняющий функции Казахстанского национального Центра данных (KNDC) в системе Международного мониторинга в рамках Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ), организован в 1999 г. в г. Алматы в составе Института геофизических исследований.

За прошедшие 15 лет значительное развитие получила казахстанская система мониторинга землетрясений и взрывов, находящаяся под оперативным управлением ИГИ. Одновременно с ней динамично развивался и Центр данных с начальной целью – обеспечение сбора, передачи данных станций и их обработка. Постепенно задачи Центра данных расширялись, включая исследования в направлениях по совершенствованию обнаружения, локализации, распознавания событий, использованию данных мониторинга в прикладных задачах сейсмологии. В настоящее время основными функциями Центра данных являются:

1) обеспечение сбора и передачи данных для осуществления глобального и регионального мониторинга сейсмических и инфразвуковых событий;

2) обработка поступающих данных в разных режимах оперативности;

3) методические и научные исследования;

4) проведение тренингов и школ-семинаров для специалистов стран Центральной Азии в рамках созданного Международного учебного центра в поддержку ОДВЗЯИ.

1. Обеспечение сбора и передачи данных для осуществления глобального и регионального мониторинга сейсмических и инфразвуковых событий

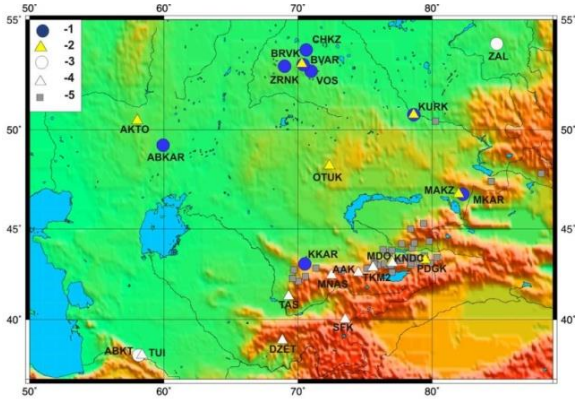
В Казахстане используются две технологии мониторинга – сейсмическая и инфразвуковая. Создана новая современная система наблюдений, осуществляющая непрерывную сейсмическую и инфразвуковую службу, как в рамках глобального мониторинга, так и регионального мониторинга [1].

Сейсмический мониторинг. Наблюдения проводятся с использованием сейсмических групп и станций, расположенных по периметру территории Республики (рисунок 1). В Центр данных в реальном времени поступают данные с пяти сейсмических групп и семи трехкомпонентных станций [2]. На модернизации находится созданная в советское время уникальная большебазовая сейсмическая группа Боровое, включающая в себя три сейсмические малоапертурные группы [3]. Дополнительно к казахстанским станциям в реальном времени ведется сбор данных с двух сейсмических групп и двух трехкомпонентных станций соседних государств – Туркменистана, России и Кыргызстана. В пострреальном времени (спустя сутки) для сейсмических бюллетеней поступают таблицы времен вступлений с 24 станций Сейсмологической опытно-методической экспедиции (СОМЭ) МОН РК, расположенных преимущественно в юго-восточной и южной части Казахстана. Таким образом, Центр данных оперативно располагает сейсмической информацией по обширной территории Центральной Азии для осуществления оперативного контроля за сейсмической ситуацией по всему региону (рисунок 2).



Розовый квадрат – Центр данных в г. Алматы

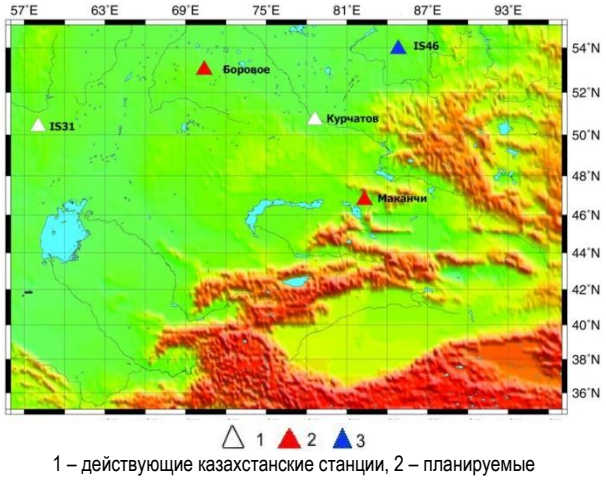
Рисунок 1. Система наблюдений ИГИ



1 – сейсмические группы ИГИ; 2 – трехкомпонентные станции ИГИ; 3 – сейсмические группы других стран, 4 – станции проекта CAREMON, 5 – станции СОМЭ

Рисунок 2. Расположение сейсмических станций, используемых для составления сейсмических бюллетеней Центральной Азии

Инфразвуковой мониторинг (рисунок 3) осуществляется двумя казахстанскими станциями – IS31-Актюбинск и Курчатов. Дополнительно поступают данные с российской инфразвуковой группы Залесово [4,5]. Планируется создание еще двух инфразвуковых станций – Маканчи и Боровое.



1 – действующие казахстанские станции, 2 – планируемые казахстанские инфразвуковые станции, 3 – действующая российская инфразвуковая станция Залесово

Рисунок 3. Карта расположения инфразвуковых станций

Станции ИГИ созданы благодаря сотрудничеству с рядом международных и зарубежных организаций: ОДВЗЯИ (5 станций Международной сети мониторинга, IMS), Центра прикладных технологий воздушных сил США – AFTAC (3 станции), Корпорации исследовательских сейсмологических университетов США – IRIS (3 станции), Германского центра исследования Земли - GFZ (2 станции). В становлении службы мониторинга важную роль сыграли норвежский центр НОРСАР, Ламонт-Дохертская земная обсерватория Колумбийского университета, Национальный центр данных Франции и CEA/DASE Комиссариата по атомной энергии Франции. Исходные данные сети станций Казахстана в реальном времени предоставляются в Международный центр данных (IDC СТВТО) в Вену, в Национальный центр данных – USNDC (Флорида, США), в Калифорнийский университет США в Сан-Диего.

2. Обработка поступающих данных в разных режимах оперативности

Обработка данных всех станций сети ведется в Центре данных в г. Алматы в разных режимах оперативности, результаты предоставляются различным пользователям и организациям в Республике Казахстан и за ее пределы [6].

Срочные донесения. По данным, поступающим в реальном времени, проводится срочная локализация событий. Результаты предоставляются на вебсайте Центра данных www.kndc.kz для всех заинтересованных пользователей, отправляются в МЧС РК, Европейский Средиземноморский центр – EMSC (Париж, Франция), в Центр данных Геофизической службы России в г. Обнинск.

Автоматическая обработка данных. Автоматические сейсмические бюллетени составляются по данным нескольких опорных сейсмических станций, поступающим в реальном времени. Используется программное обеспечение, предоставленное Центром НОРСАР (Норвегия). Автоматические сейсмические бюллетени предоставляются на вебсайте казахстанского Центра, отправляются автоматически в EMSC, являются основой для работы аналитиков на всех последующих этапах обработки.

Интерактивный оперативный сейсмический бюллетень создается аналитиками Центра по данным всех сейсмических станций, поступающим в реальном времени. Используется программное обеспечение DATASCOPE, Seetools (USNDC). Результаты представляются на веб-сайте Центра, в МЧС РК.

Сводный сейсмический бюллетень составляется по совместным данным станций двух сетей наблюдений Казахстана – ИГИ и СОМЭ. Используются как данные, полученные в реальном времени, так и таблицы времен вступлений по станциям СОМЭ. Результатом является региональный сейсмический бюллетень Центральной Азии, который пересылается в СОМЭ, Институт сейсмологии МОН РК и другим специальным пользователям. Кроме того, он направляется в Международный центр данных ISC в Англию.

Все вышеперечисленные сейсмические бюллетени являются оперативными, содержат данные по сейсмическим событиям – землетрясениям и взрывам. Самый «поздний» бюллетень – сводный, создается через сутки после реального времени события.

Ретроспективно проводится распознавание природы сейсмических событий и составление сейсмических бюллетеней с указанием природы событий - землетрясений и взрывов. Эти бюллетени представ-

ляются в ISC (Англия) и используются в различных прикладных целях. На рисунке 4 приведен пример карты эпицентров событий, включенных в сводный бюллетень за год.

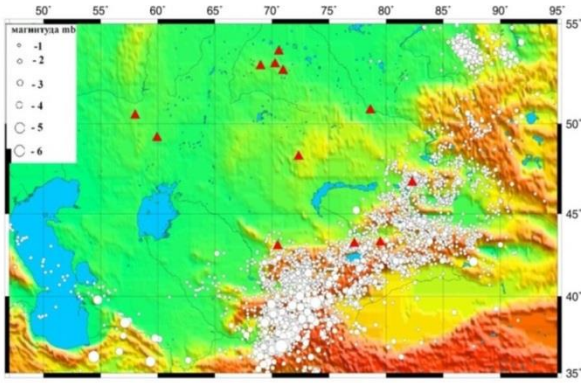


Рисунок 4. Эпицентры землетрясений на территории Центральной Азии за год по данным сводного бюллетеня взрывы на территории России из бюллетеня не удалены)

Годовой бюллетень включает примерно 7000 землетрясений и 4000 взрывов.

Инфразвуковые бюллетени детектирований и событий.

В последние годы по данным каждой из двух инфразвуковых станций: IS31-Актюбинск и Курчатов ведется оперативное составление автоматических бюллетеней детектирований [7]. На рисунке 5 показана азимутальная диаграмма детектирований по станции IS31-Актюбинск. Аналогичная диаграмма построена для станции Курчатов. Преобладающие направления приема сигналов явились предметом специальных исследований.

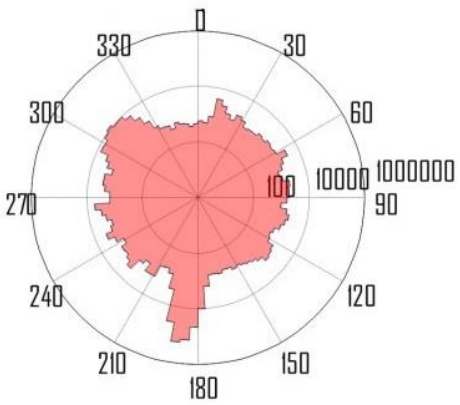
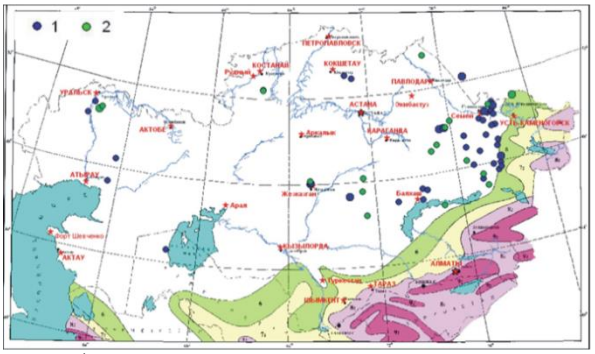


Рисунок 5. Станция IS31 Актюбинск. Азимутальная диаграмма, построенная по 600 500 детектирований за 5 лет (2007 - 2011 гг.)

3. Методические и научные исследования

Мониторинг землетрясений и взрывов. Использование его результатов для оценки сейсмической опасности Казахстана и Центральной Азии. Создание Центра данных пришлось на годы, когда был открыт для подписания ДВЗЯИ [8]. Многие ядерные державы к этому времени уже подписали договор и прекратили ядерные испытания. Поэтому за годы работы Центра на станциях Казахстана зарегистрированы и обработаны данные небольшого количества произведенных ядерных взрывов – на полигонах Индии и Пакистана в 1998 г. [9], Северной Кореи в 2006, 2009, 2013 гг. [10,11]. Для всех ядерных испытаний определены параметры, изучены систематические поправки для станций относительно этих полигонов.

Основную массу регистрируемых событий составляют землетрясения. Зарегистрированы несколько десятков тысяч землетрясений на территории Центральной Азии и Казахстана, составлены сейсмические бюллетени и каталоги. Важный результат получен по оценке сейсмической опасности территории Казахстана – открыты и изучены ряд новых сейсмоактивных областей Казахстана, ранее считавшихся асейсмичными. В Центральном Казахстане наиболее сильными были Шалгинское землетрясение 2001 г., M=5,2, интенсивность в эпицентре 6 баллов [12], вблизи Караганды в 2014 г., M=5,2, интенсивность в эпицентре 6 баллов[12]; землетрясения вблизи Семипалатинского полигона [13], естественные и техногенные землетрясения в Западном Казахстане (Шалкарское 2008 г., магнитуда 5,1, интенсивнось в эпицентре 7 баллов) [14], Тенгизские землетрясения 2011 и 2014 гг., землетрясения в Северном Казахстане вблизи г. Рудный и курорта Боровое [15]. На рисунке 6 показаны эпицентры землетрясений в слабоактивных областях Казахстана.



1 – землетрясения, найденные по архивным данным, зеленые 2 – зарегистрированы в Центре данных

Рисунок 6. Эпицентры зарегистрированных землетрясений на фоне карты общего сейсмического районирования Казахстана 1998 г.

В каждой из вновь открытых сейсмических зон проведено изучение исторической сейсмичности по архивным данным. Полученные данные учитываются в настоящее время при составлении новой карты общего сейсмического зонирования территории Казахстана. Институт геофизических исследований участник этого большого проекта.

Результаты мониторинга в рамках региона Центральной Азии нашли применение в двух региональных проектах: CASRI (проект МНТЦ по управлению сейсмическим риском в Центральной Азии) и EMCA (проект GFZ и стран Центральной Азии по созданию модели землетрясений Центральной Азии). Центр данных составил каталог землетрясений в Центральной Азии с исторических времен до 2009 г. (рисунок 7) Каталог явился основой для расчета сейсмической опасности территории региона.

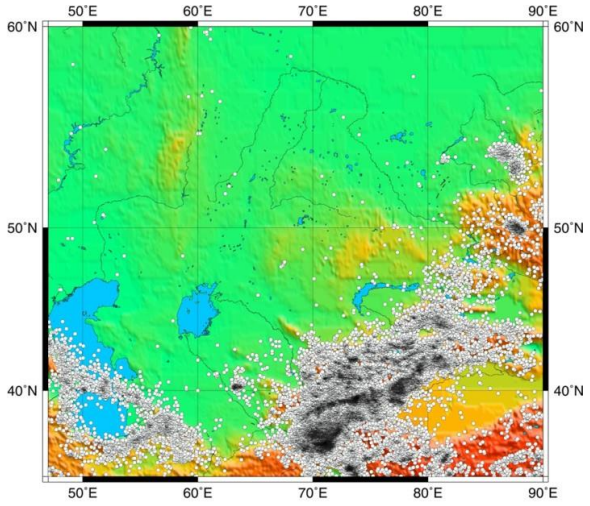


Рисунок 7. Карта эпицентров землетрясений Центральной Азии с древнейших времен до 2009 г.

Для всех землетрясений с магнитудой более 3 ведется определение механизмов очагов, сопоставление их с решениями CMT (тензора момента центроида), что позволяет исследовать региональное поле сейсмотектонической деформации и вариации его параметров во времени.

Изучение калибровочных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП). В 1997 – 2000 г. была проведена серия сильных химических взрывов на территории СИП в скважинах и штольнях. Взрывы использованы для калибровки сейсмических станций системы международного мониторинга. Для их регистрации были организованы специальные сети сейсмических наблюдений. В Центре данных проведено детальное изучение записей взрывов. Построен региональный годограф сейсмических волн для территории Центрального Казахстана, который впоследствии успешно использовался для локализации событий при проведении серии учений по Инспекции на месте на СИП, организованных ОДВЗЯИ. Для всех взрывов получены значения магнитуд и энергетических классов, исследованы зависимости этих характеристик от мощности и глубины взрывов [16]. Изучено также влияние геологических и ряда других факторов на сейсмический эффект взрывов.

Цикл исследований по изучению сейсмических шумов. Эти исследования проведены для решения различных задач, таких как: выбор площадок под строительство сейсмических групп, изучение влияния глубины установки регистрирующей аппаратуры на уровень сейсмического шума, создание моделей шума на станциях для оперативного контроля работы их систем (рисунок 8), изучение длиннопериодных и короткопериодных вариаций сейсмического шума [17–19]. Отдельно изучены специфические источники сейсмического шума, такие, как например, штормы на озере Иссык-Куль [20]. Разработанная методика контроля состояния станций по характеристикам сейсмического шума используется в практике работы Центра.

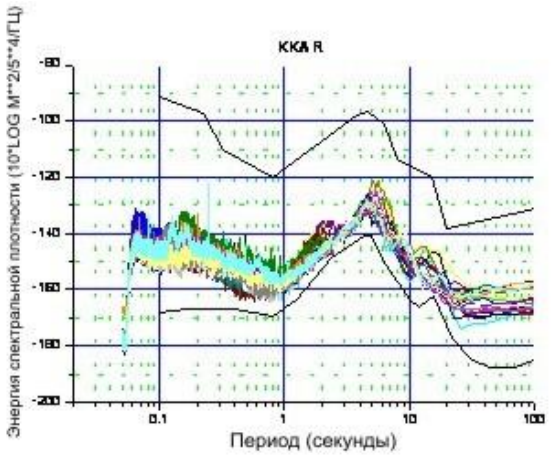


Рисунок 8. Модель сейсмического шума станции Каратау

Исследования по идентификации природы и изучению источников сейсмических и инфразвуковых событий.

– В поддержку распознавания природы сейсмических событий проведены масштабные полевые работы по оценке взрывной деятельности на различных карьерах Казахстана с посещением каждого карьера [21, 22]. Установлены активно действующие карьеры с химическими промышленными взрывами. Создана база данных по всем карьерам (координаты, количество взрывов в год, мощность и др.), а также база эталонных взрывов на этих карьерах (рисунок 9). Разрабатываются методики распознавания землетрясений и карьерных взрывов с применением спектральных и корреляционных методов. Составлены каталоги карьерных взрывов и карты их эпицентров.

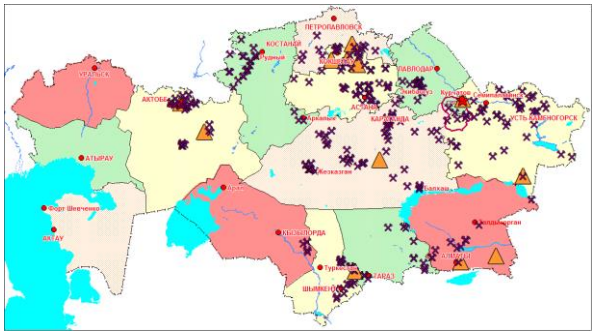


Рисунок 9. Обследованные карьеры и шахты, взрывы на которых регистрируются станциями Казахстана

– Изучены источники генерации микросейсм и микробаром, регистрируемых казахстанскими станциями, по комплексу данных – инфразвуковых, сейсмических, метеорологических [23]. Установлено, что такими источниками, являются преимущественно штормы в океанах на северо-западе от Центрально-Азиатского региона и в Тихом океане. Изучены спектральные характеристики сигналов от этих источников и особенности их проявления. На рисунке 10 приведены примеры девиации баказимутов сигналов для сейсмической группы Акбулак и инфразвуковой станции IS31-Актюбинск, где четко выделятся направления на источники. С использованием данных по всем сейсмическим группам проведена локализация источников микросейсм и микробаром (рисунок 11).

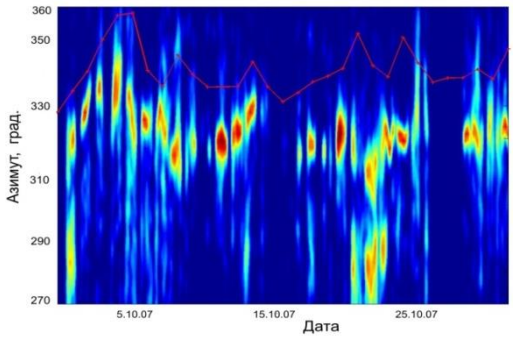


Рисунок 10. Сейсмическая группа Акбулак и инфразвуковая группа IS31 Актюбинск. Девиация баказимутов сигналов



Рисунок 11. Локализованное по сети станций место генерации микросейсм и микробаром (красный крестик)

– Впервые выявлены и изучены новые для Казахстана необычные источники сейсмических колебаний - ледовые и ледниковые землетрясения в высотном Тянь-Шане [24]. На рисунке 12 приведен пример записей таких событий станцией, расположенной на расстоянии 100 км. Изучены суточные и сезонные вариации количества событий (их количество в отдельные сутки достигает 70 – 100), характерные признаки на записях сейсмических станций ИГИ, СОМЭ, а также на некоторых станциях Кыргызстана. Благодаря этому, события исключаются из каталога землетрясений, что улучшает расчеты сейсмической опасности.

– Выявлены и идентифицированы для разных станций записи таких природных источников, как грозовые явления, сели, оползни, лавины, вскрытие льда на озерах (рисунок 13), [25]. Ранее такие исследования в Казахстане не проводились.

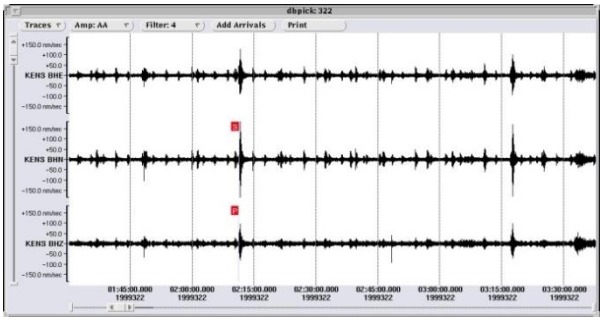


Рисунок 12. Записи ледовых событий станцией Кенсу

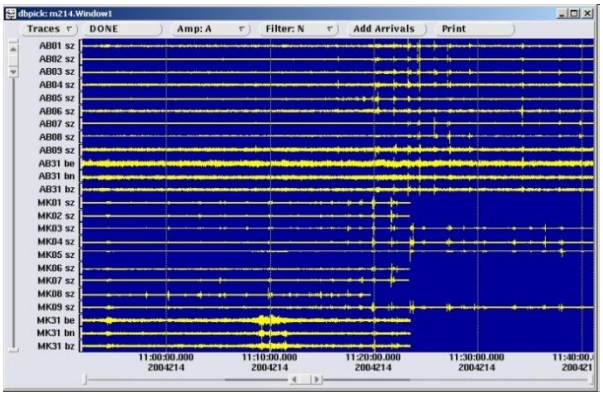


Рисунок 13. Записи гроз на станциях Маканчи и Акбулак

– Детально по инфразвуковым данным изучен постоянно действующий источник в Западном Казахстане - факелы сжигания попутного газа на месторождении Жанажол [26]. С участием специалистов CEA/DASE проведен полевой эксперимент с установкой временных микробарографов для локализации этого источника и более детального изучения.

– Сейсмическими и инфразвуковыми станциями зарегистрированы и изучены сигналы от аварийных запусков ракет-носителей, пролет и взрыв Челябинского метеорита. Инфразвуковая запись стан-

ции IS31-Актюбинск взрыва Челябинского метеорита была самой интенсивной за все время существования инфразвуковой сети мониторинга ОДВЗЯИ (рисунок 14). Оценены сейсмические параметры источника сейсмических колебаний – удара взрывной волны от метеорита о поверхность Земли (эпицентр и высота взрыва, магнитуда, энергетический класс и др.).

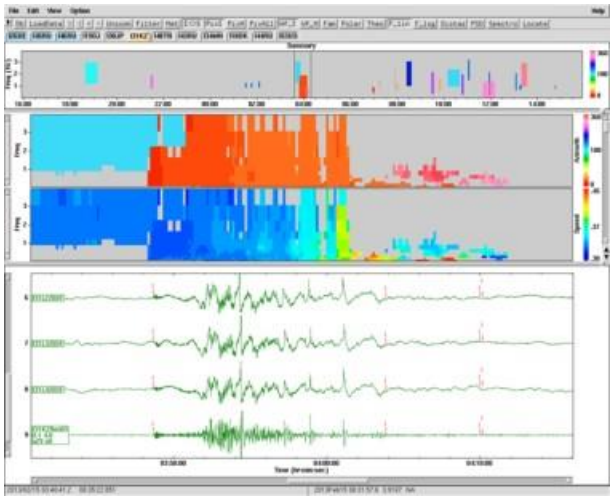


Рисунок 14. Инфразвуковая станция IS31- Актюбинск. Запись и PMCC - диаграмма инфразвуковых колебаний от Челябинского метеорита 15 февраля 2013 г.

Благодаря вышеописанным исследованиям по идентификации природы сейсмических и инфразвуковых источников повышена эффективность мониторинга, улучшены составляемые каталоги землетрясений, снижены ошибки в трактовке природы событий в каталогах.

Цикл работ по оцифровке и изучению исторических сейсмограмм. Интерес к историческим аналоговым сейсмограммам ядерных взрывов, накопленным в различных сейсмологических архивах мира, возрос в связи с необходимостью использования представительного объема данных по ядерным взрывам для тестирования методик распознавания природы событий (после подписания ДВЗЯИ произведено 7 ядерных испытаний). Работы по оцифровке стартовали в 1998 г. в рамках проекта МНТЦ К-063 и продолжены в Институте геофизических исследований. Важную роль в организации этих работ сыграла Ламонт-Дохертская обсерватория Колумбийского университета США. В 2005 – 2011 гг. в Институте геофизических исследований были оцифрованы более 6000 аналоговых сейсмограмм ядерных взрывов, зарегистрированных на фотобумагу из архивов СОМЭ МОН РК, ИГИ, КСЭ ИФЗ РАН и Кыргызского Института сейсмологии НАН КР. В 2012 г. стартовал совместный с LDEO проект по оцифровке исторических сейсмограмм из архивов Казахстана, благодаря которому ведется оцифровка сейсмограмм, в том числе дугообразных, и создается общая база данных сейсмограмм ядерных взрывов, оцифрованных в рамках различных проектов. Созданная база данных с успехом используется для различных задач [1]: уточнения параметров слабых ядерных взрывов, для сейсмического распознавания ядерных взрывов и землетрясений; изучения пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн; изучения длиннопериодных вариаций скоростей сейсмических волн; построения региональных годографов сейсмических волн; изучения последствий влияния мощных взрывов на среду и др.

Цикл исследований по геодинамике Центральной Азии и других областей мира. Данные станций ИГИ сейсмического мониторинга широко используются для решения таких прикладных задач сейсмологии, как среднесрочный прогноз сильных землетрясений в районе Центральной и Южной Азии – выявление мест подготовки будущих сильных землетрясений, – изучение геодинамических процессов в районах крупных ядерных полигонов мира (совместно со специалистами ИФЗ РАН). Предложена качественная модель подготовки сильного корового землетрясения, которая связана с образованием в нижней коре и верхах мантии слоя большой вертикальной протяженности, насыщенного флюидами, и концентрацией напряжений на его кровле. Присутствие жидкой фазы ускоряет процесс подготовки сильного землетрясения; с другой стороны, крупное сейсмическое событие облегчает подъем глубинных флюидов, что, в конечном счете, приводит к уменьшению потенциальной энергии Земли. Созданная модель ретроспективно опробована на ряде сильных землетрясений в разных районах земного шара. На ее основе проведен анализ геодинамических процессов в обширном районе Центральной и Южной Азии, где выделены зоны, характеризующиеся высоким поглощением короткопериодных поперечных волн в нижней коре и верхах мантии, свидетельствующих об относительно высоком содержании флюидов.

Совместно с методом анализа поглощения используется новый сейсмологический метод, основанный на выделении колец сейсмичности, формирующихся перед сильными коровыми землетрясениями [28–30]. Выделение таких структур позволяет уточнить положение очаговых зон будущих землетрясений, а также определить магнитуды ожидаемых событий [28]. Кроме того, приблизительно оценивается время реализации сильных землетрясений [28]. Дополнительно в зонах с аномально высоким поглощением рассматриваются сейсмотектонические деформации, особенности которых свидетельствуют об ускорении процессов подготовки сильных землетрясений. В соответствие с разработанной методикой выделены места подготовки сильных землетрясений (с магнитудой больше 7) в районе Центрального Тянь-Шаня, оценены магнитуды возможных сильных землетрясений:

Mw~7.1±0.6; 7.1±0.4; 7.2±0.1 и 7.8±0.6 соответственно в областях Киргизского хр., Ферганского хр. (поблизости от Токтогульского водохранилища), Нарынской впадины и Заалайского хребта. По данным о пространственно-временных вариациях структуры поля поглощения S-волн, получены данные, свидетельствующие о том, что длительное интенсивное техногенное воздействие в районах крупных ядерных полигонов привело к существенному изменению структуры флюидного поля в земной коре и верхах мантии. Изучены геодинамические процессы в районах ядерных полигонов Лобнор, Новая Земля СИП и Невада.

Совместные работы с IRIS/DMC. На протяжении 15 лет Центр данных осуществляет тесное сотрудничество с IRIS/DMC, объединяющим усилия многих стран мира в глобальных сейсмических наблюдениях и обмене данными между Национальными и Международными центрами данных. С 1999 г. Центр данных ведет работы по генерацию SEED-архивов сейсмограмм по станциям ИГИ. Сгенерированы SEED-архивы для трехкомпонентых станций за 1999 – 2013 гг. (в IRISDMC хранятся данные по сети KZNET с 1994 г.), для элементов сейсмических групп за 1995 – 2013 гг., для полевых экспериментов на территории СИП за 2005 – 2008 гг. Общий объем этих данных составляет более 2 Тб. Данные широко используются исследователями мира. На рисунке 15 показано распределение запросов данных по казахстанской сети станций KZNET [31].

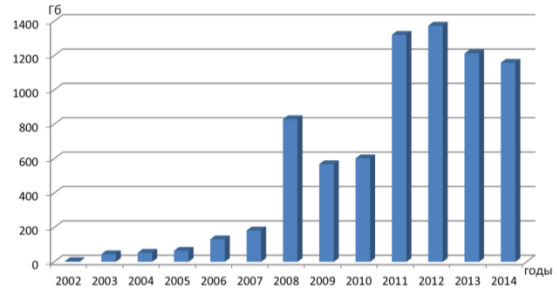


Рисунок 15. Распределение запросов данных по казахстанской сети станций (за 2014 год приведены прогнозные данные)

4. Проведение тренингов и школ-семинаров для специалистов стран Центральной Азии в рамках созданного учебного центра в поддержку ОДВЗЯИ

Решение о необходимости создания учебных курсов для специалистов Центральной Азии было принято в 2006 г. на совещании сейсмологов стран Центральной Азии, инициированном и проведенном на базе Центра данных с участием менеджера программ IRIS/DMC Тима Ахерна. В 2009 г. норвежский центр НОРСАР поддержал идею о создании «Учебного центра в поддержку ДВЗЯИ», а правительство Норвегии оказало финансовую поддержку. За время существования учебного центра с 2010 г. по 2014 г. проведено 12 месячных курсов обучения «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». Обучение прошли 58 специалистов из 5 стран Центральной Азии: Кыргызстана, Узбекистана, Туркменистана, Таджикистана, Казахстана. С 2013 г. проводятся одно-двухнедельные тематические школы-семинары. Проведены две такие школы: «Сканирование и оцифровка исторических аналоговых сейсмограмм» (обучились 10 человек из двух стран - Казахстана и Кыргызстана).

Все эти годы практически неизменным оставался основной состав специалистов Центра данных. Это, безусловно, - Злата Синева, безвременно ушедшая в октябре 2012 г., роль которой в становлении Центра трудно переоценить. Это - И.И. Комаров, И.Н.Соколова, В.Г.Кунаков, А.А.Смирнов, И.Л.Аристова, А.Е.Великанов, создавшие как техническую базу, так и отдельные направления исследований. Благодаря участию в работах Центра Копничева Ю.Ф., Полешко Н.Н., развиваются важные для Казахстана направления исследований. Активно включились в работу и молодые специалисты, на которых возлагаются большие надежды в развитии Центра в будущем.

Литература

1. Mikhailova, N.N. Kazakhstan National Data Center in Global and Regional Monitoring / N.N. Mikhailova, I.I. Komarov, Z.I. Sinyova, I.N. Sokolova, A.A. Smirnov / Book of Abstracts ESC 33rd General Assembly // M : 19-24 August 2012 – c. 249.
2. Беляшова, Н.Н. Система мониторинга ядерных испытаний НЯЦ РК: развитие и возможности / Н.Н Беляшова., Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2007. – Вып. 2. – С.5 – 8.
3. Синева, З.И. Обоснование апертуры новой сейсмической группы «Боровое» на основе корреляционного анализа сейсмических данных / З.И. Синева, Ю.О. Старовойт, Н.Н. Михайлова //Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК. - Курчатов: НЯЦ РК, 2001. – Вып.2. – С. 55 - 59.
4. Смирнов, А.А. Новая инфразвуковая группа «Курчатов» в Казахстане. / А.А. Смирнов, А.В. Беляшов., В.И. Донцов, В.И. Дубровин, В.Г. Кунаков //Вестник НЯЦ РК. - Курчатов: Тезисы докладов VII международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий», 06-10 августа 2012, Курчатов, 2012.
5. Смирнов, А.А. Новая инфразвуковая станция международной системы мониторинга ДВЗЯИ Казахстан, Актюбинск. / А.А. Смиров, В.Н. Демин, В.Г. Кунаков // Тезисы докладов международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий», Боровое, Казахстан, 12-16 августа 2002 г.

6. Михайлова, Н.Н. Казахстанский центр сбора и обработки специальной сейсмической информации: функции, задачи, система телекоммуникаций, базы данных / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров, З.И. Синева И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2001. – Вып. 2, - С. 21 – 26.
7. Mikhailova,N.N.Variety of infrasound sources producing signals registerd by IS31 Aktyubinsk infrasound array./ N.N.Mikhailova, A.A. Smirnov, V.I. Dubrovin // Book of Abstracts ESC 33rd General Assembly, Moscow, 19-24 August 2012.
8. Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ: текст об учреждении Подготовительной комиссии Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. – 1998. – Вена: Подготовительная комиссия ДВЗЯИ. – 165 с.
9. Михайлова, Н.Н. Анализ сейсмограмм Индийского и Пакистанского подземных ядерных взрывов 1998 г. по данным Казахстанской сейсмической сети наблюдений. /Н.Н. Михайлова, И.И.Комаров, З.И. Синёва // Технология ядерной энергетики: Тез.докл. Междунар. семинара, 14-17 мая 2000 г. Астана, 2000.
10. Михайлова, Н.Н. Северокорейское ядерное испытание 9 октября 2006 г. по данным Казахстанской и глобальной систем мониторинга. / Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. Выпуск 1. 2008 г.С.17-26.
11. Михайлова, Н.Н. Северокорейское ядерное испытание 25 мая 2009 г. по данным казахстанской системы мониторинга/ Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2009. - Вып. 3. – С. 17-21.
12. Михайлова, Н.Н. Шалгинское землетрясение в Центральном Казахстане 22.08.2001 г. / Н.Н. Михайлова, А.И. Неделков, И.Н. Соколова, Е.Н. Казаков // Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып. 2.
13. Михайлова, Н.Н. Исследование сейсмичности территории бывшего Семипалатинского испытательного полигона и его окрестностей. / Н.Н. Михайлова, А.И. Неделков, И.Н. Соколова. // Геофизика XXI столетия: 2006 год. Сб. трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В.Федынского (2-4 марта 2006 г., Москва). Тверь: ООО «Изд. ГЕРС», 2007. – С.179 191.
14. Михайлова, Н.Н. О природе Шалкарского землетрясения (Западный Казахстан, 26 апреля 2008 года). / Н.Н. Михайлова, А.Е. Великанов. // Промышленность Казахстана, 12.2008-02.2009. – № 6(51) - 1(52). – С 52-55.
15. Михайлова, Н.Н. К вопросу сейсмической опасности Западного Казахстана. / Н.Н. Михайлова, А. И. Неделков, И.Н. Соколова, Г.С. Султанова // Мониторинг ядерных испытаний и их последствий: тез.докл. / Четвертая Международная конференция, Боровое, 14-18 августа 2006 г. – Курчатов, 2006. – С. 92 – 93.
16. Михайлова, Н.Н. Определения энергетических и магнитудных характеристик по сейсмическим записям химических взрывов 1997-2000 гг. на Семипалатинском испытательном полигоне. / Н.Н. Михайлова, Т.И. Германова, И.Л., Аристова // Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2001. – Вып. 2.– С. 90-96.
17. Михайлова, Н.Н. Модель сейсмического шума по наблюдениям геофизической обсерватории «Маканчи» / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров, З.И. Синева, Г.С. Абдрахманова // Геофизика и проблемы нераспространения: Вест. НЯЦ РК.,2000. – Вып. 2.
18. Михайлова, Н.Н. Изучение динамических характеристик сейсмического шума по данным цифровых станций Казахстанской сети / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров, З.И. Синева // Геофизика и проблемы нераспространения: Вест. НЯЦ РК, 2000. – Вып. 2.
19. Михайлова, Н.Н. Изучение шумов в районе новой сейсмической группы Боровое (ASO57) / Н.Н. Михайлова, З.И. Синева, Ю.О. Старовойт // Мониторинг ядерных испытаний и их последствий: Тез. докл. междунар. конф., Боровое, Казахстан, 12 – 16 августа 2002 г. Курчатов, 2002.
20. Михайлова, Н.Н. Детальное изучение сейсмического шума, вызванного озером Иссык-Куль. /Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Тезисы докладов Четвертого международного симпозиума. Бишкек, 2008. – С 472 – 476.
21. Михайлова, Н.Н. Проблемы идентификации карьерных взрывов при оценке сейсмической опасности слабосейсмичных районов Казахстана / Н.Н. Михайлова, А.Е. Великанов, И.Н. Соколова, Г.С. Султанова, А. Мукамбаев, И.Л. Аристова // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии: Сб. докл. 7-го Казахстанско-Китайского Международного Симпозиума 2-4 июня 2010 г. Алматы: «Эверо», 2010. – С. 448 – 451.
22. Михайлова, Н.Н. Изучение источников промышленных взрывов на территории Казахстана./Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова, А.Е. Великанов, И.Л. Аристова, А.С. Мукамбаев // Вестник НЯЦ РК. – 2013. – Вып. 2. С. 77-86.
23. Смирнов, А.А. Определение природы и районов генерации микросейсм и микробаром по комплексу сейсмологических, инфразвуковых и метеорологических данных / А.А. Смирнов // Прогноз землетрясений, оценка сейсмической опасности и сейсмического риска Центральной Азии: Сб. докл. 7-го Казахстанско-Китайского Международного Симпозиума 2-4 июня 2010 г. Алматы; «Эверо», 2010. – С. 183-186.
24. Михайлова, Н.Н. Ледниковые землетрясения Центрального Тянь-Шаня / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров // Вестник НЯЦ РК, 2009. – Вып. 3. – С. 120-126.
25. Михайлова, Н.Н. Сейсмическая регистрация природных явлений (не землетрясений) станциями Центральной Азии / Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Материалы. докл. ПятогоМеждун. Симп. – Москва-Бишкек, 2012. – Т.1.– С. 78-84.
26. Смирнов, А.А. Сезонные вариации инфразвуковых сигналов от газовых факелов: наблюдения и моделирование / А.А. Смирнов, В.Г. Кунаков, А. Ле Пишон, Ж. Гильберт, Д. Понсо// Мониторинг ядерных испытаний и их последствий: тезисы докладов. VIМеждунар. конф., Курчатов, 09-13 авг.2010.- Курчатов: НЯЦ РК, 2010. – С. 50.
27. Sokolova, I. Database of digitized historical seismograms for nuclear tests monitoring tasks / I. Sokolova, I. Aleschenko, A. Uzbekov // Book of Abstracts Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Science and Technology 2011, 8-10 June Vienna, Austria.
28. Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2010а. – № 6. – С. 34-51.

29. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся в континентальных районах перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов. // Геофизические исследования, 2013, том 14, №1, с.5-15.
30. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в районе центрального Тянь-Шаня: возможная подготовка сильных землетрясений / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. - 2012. - Вып. 2. – С. 157-160.
31. [Электронный ресурс] –Режим доступа; www.iris.edu.

ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ЗЕРТТЕУЛЕР ИНСТИТУТЫНЫҢ ДЕРЕКТЕР ОРТАЛЫҒЫНА – 15 ЖЫЛ

Михайлова Н.Н.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстиан

2014 ж. – Геофизикалық зерттеулер институтының 20-жылдық жылы, ал оның Деректер орталығына 15 жыл толады. Мақалада Деректер орталығы (Арнаулы сейсмикалық ақпаратын жинау және өңдеу орталығы, АСАЖӨО – ГЗИ филиалы) қызметінің негізгі бағыттары мен нәтижелері сипатталады.

DATA CENTER OF THE INSTITUTE OF GEOPHYSICAL RESEARCH IS 15 YEARS OLD

N.N. Mikhaylova

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The year of 2014 is the 20th anniversary of the Institute of Geophysical Research (IGR) and its Data center is 15 years old. The paper incorporates main directions and results of the activity of the Data Center (Center for Acquisition and Processing of Special and Seismic Information, CAPSSI – IGR's branch).

УДК 550.334:621.039.9

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ И ПРОДУКТОВ ОРГАНИЗАЦИИ ДОГОВОРА О ВСЕОБЪЕМЛЮЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ РОССИИ

Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Рыжикова М.И.

Геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия

Представлен опыт использования Геофизической службой РАН данных и информационных продуктов ОДВЗЯИ и Казахстанского национального центра в сейсмическом мониторинге России и сопредельных территорий в режиме оперативной обработки информации за последние два года. Оцениваются новые возможности в связи с заключением Соглашения между ГС РАН и Подготовительной Комиссией ОДВЗЯИ об использовании данных сейсмических станций в проблеме цунами.

Методика работы ССД

Работа Службы срочных донесений (ССД) Геофизической службы РАН базируется на первичных данных, которые поступают в Информационно-обрабатывающий центр (ИОЦ) в Обнинске в режиме близком к реальному времени в виде волновых форм и времен вступления первых фаз [1]. По состоянию на конец 2013 г. сеть сейсмических станций, участвующих в работе ССД в режиме, близком к реальному времени, состоит из 138-ми станций (рисунок 1). Данные 55-ти станций обрабатываются непосредственно в ИОЦ (красные и желтые треугольники), от 44-х станций поступают в ИОЦ в виде автоматически выделенных вступлений (arrival) (зеленые треугольники) и от 39-ти станций поступают с ноября 2013 года в виде волновых форм (синие треугольники).

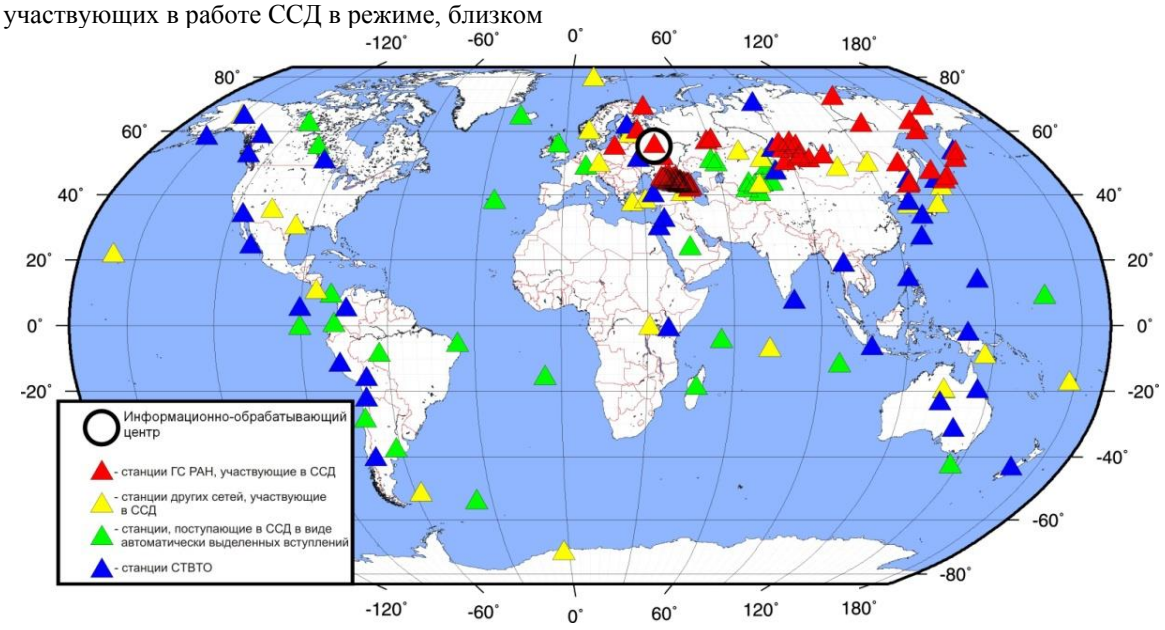


Рисунок 1. Сейсмические станции, данные которых используются в Службе срочных донесений ГС РАН

Автоматически выделенные первые вступления поступают в ССД от трех различных международных сейсмологических центров: по 10 станциям – из международного центра данных IDC CTBTO (SLSD ARRIVAL – Standard List of Signal Detections), по 12 станциям – из Казахстанского национального центра данных KNDC и по 22 станциям - из Корпорации сейсмологических университетов США IRIS-IDA (ассоциированные вступления).

С 2009 г. ведется автоматическая отправка срочного донесения ССД с результатом предварительного автоматического определения параметров эпицентра программой AssocW [2, 3]. Заданные параметры для автоматической отправки ССД введены также в 2009 г. и остались прежними: для землетрясений Мира – $M \geq 6$, для землетрясений Северной Евразии – с $M \geq 5$ при условии, что число станций, участвующих в расчете ≥10. На рисунке 2 приведен график, показывающий уменьшение времени передачи донесений ССД с одновременным увеличением числа станций по годам. При этом на рисунке 2 не учтена работа еще 39-ти станций, поскольку они включены в работу ССД только в последние два месяца 2013 г.

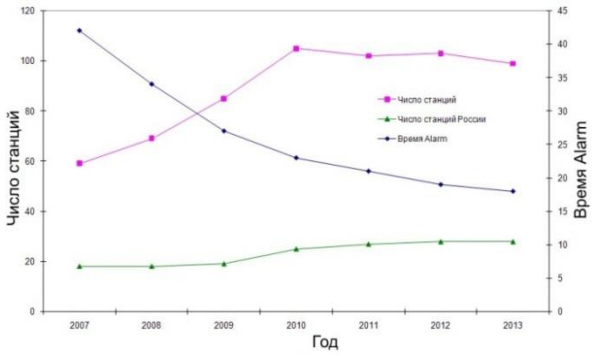


Рисунок 2. Число станций, участвующих в работе ССД, и время подачи донесений в период 2007 - 2013 гг.

К 2013 г. число станций, данные которых поступают в режиме, близком к реальному времени, составило 99, из них 27 – российские станции. Среднее время передачи первого предварительного донесения (Alarm) уменьшилось до 19 мин.

Для сокращения времени передачи автоматического донесения (Alarm) необходимо перевести программу AssocW на использование данных только от региональных станций. В 2011 г. в экспериментальном режиме на сервере kivhub работала программа автоматического расчета гипоцентров событий для региона Кавказа. Использовались данные 28 станций России и 12 зарубежных станций (в том числе, казахстанских – Акбулак – ABKAR, Боровое – BRVK, Каратау – KKAR) с эпицентральными расстояниями до 20 [3].

Для решения задач цунами-службы в октябре 2013 г. было подписано Соглашение между ГС РАН и Подготовительной Комиссией ОДВЗЯИ об использовании данных сейсмических станций для решения проблемы цунами. С ноября 2013 г. волновые формы 39-ти станций принимаются в ИОЦ в формате Continuous Data CD1.1, преобразуются в формат CSS3.0 (Center for Seismic Studies v.3.0) и SeedLink (Standart for the Exchange of Earthquake Data), а дополнительно для ССД – в формат NRTS (Near-Real Time System). Согласно временному регламенту взаимодействия подразделений ГС РАН в рамках сейсмической подсистемы Службы предупреждения о цунами (СПЦ) в Тихоокеанском регионе ССД осуществляет отправку результатов автоматического определения гипоцентров событий из региона своей ответственности (рисунок 3 – ниже красной границы) в адрес ИВЦ «Петропавловск-Камчатский» и ИВЦ «Южно-Сахалинск». Эти центры, в свою очередь, получили возможность использовать данные сейсмических станций СТВТО при автоматическом определении эпицентров в своей зоне ответственности. Для ССД появилась возможность настроить программу AssocW для отдельных регионов. Так, например, в марте-апреле 2014 г. в тестовом режиме программа AssocW опробована для Чилийских землетрясений.

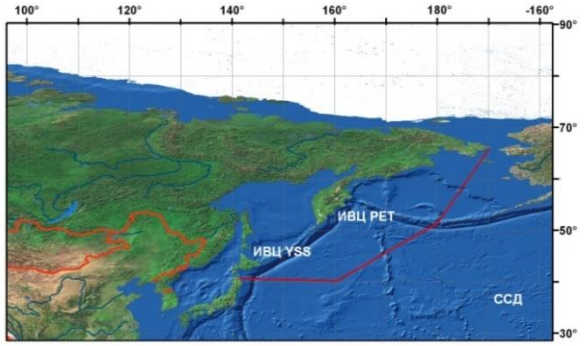
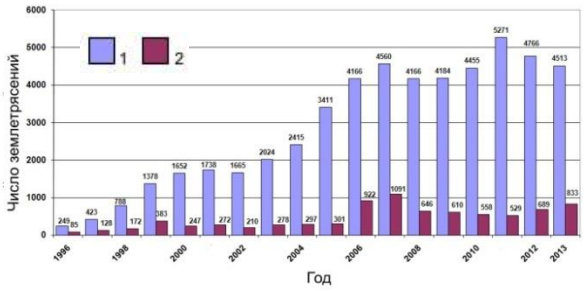


Рисунок 3. Граница зоны ответственности по системе СПЦ между ССД и ИВЦ PET и YSS

Уточненное срочное донесение ССД, в котором параметры события определены и проанализированы оператором, рассылаются по электронной почте в различных форматах по 60 адресам в заинтересованные правительственные и научные организации, в первую очередь, МЧС России (Министерство Российской Федерации по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям и ликвидации последствий стихийных бедствий), а также в различные международные сейсмологические центры. Кроме того, заполняется база данных БД (MS SQL, ORACLE и Access), данные помещаются на сайт ГС РАН [4]. По редким, уникальным землетрясениям, ощутимым с силой 5 и более баллов на территории России и сопредельных территориях, а также по разрушительным землетрясениям мира составляются и помещаются на Web-страницу ГС РАН соответствующие Информационные сообщения. Начиная с 2006 г. число обрабатываемых землетрясений вышло стабильно на уровень, превышающий 4 тысячи (рисунок 4).



1 – число землетрясений, обработанных в ССД,
2 – число землетрясений в России, обработанных в ССД

Рисунок 4. Число землетрясений, зарегистрированных в Службе срочных донесений за 1996 – 2013гг.

Зафиксированы отдельные всплески сейсмической активности, а именно, землетрясения с магнитудой *MS*>8, сопровождающиеся многочисленными афтершоками: в 2012 г. – 11 апреля два землетрясения с разницей в 2 часа у западного побережья северной Суматры (*MS*=8.5 и *MS*=8.2). На рисунке 5 приведены кумулятивные графики повторяемости землетрясений на территории России, данные по

которым обработаны в ССД в 2007 – 2013 гг. Расчет магнитуды *M*, исходя из значений *MS* и m_b, выполнен по зависимостям из [Кондорская и др., 1993]: *M=MS*, если *h*≤70, *M=MS+0.8* если *h>70 км;* *M*= 1.59m_b–3.67, если *h*≤70, *M*=1.77m_b–5.2, если *h*>70 и *h*≤390, *M*=1.85m_b–4.9, если *h*>390.

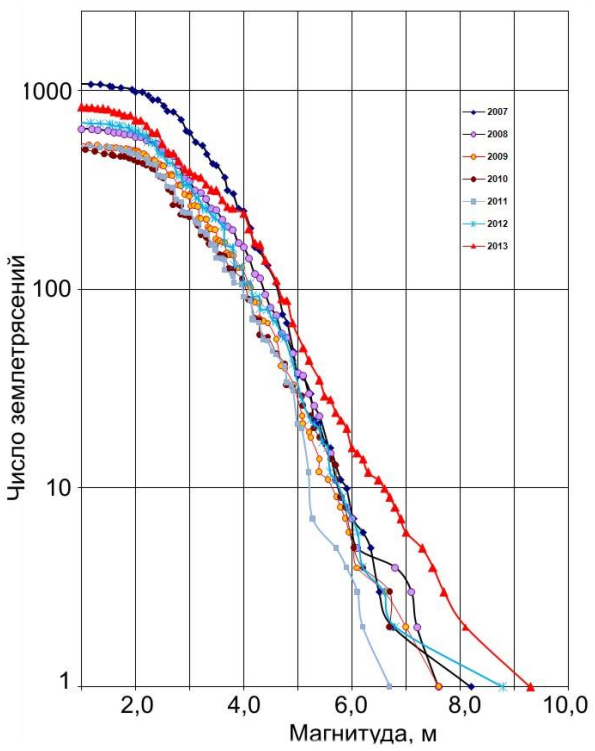


Рисунок 5. Кумулятивные графики повторяемости землетрясений на территории России согласно ССД за 2007 – 2013 гг.

Из рисунка 5 следует, что представительность регистрируемых землетрясений возросла с M~4 в 2007 г. до M~3 в 2012 г. Наблюдаемое в 2013 г. нарушение хода сейсмического режима для землетрясений с M>5 связано с усилением сейсмичности Курило-Камчатского района России. Наиболее сильное землетрясение (M=9.3) произошло 24 мая 2013 г. в Охотском море.

Использование данных CTBTO и KNDC в режиме, близком к реальному времени

Проведен анализ участия станций CTBTO и KNDC, поступающих в ССД в режиме, близком к реальному времени. В таблице 1 и на рисунках 6, 7 представлены результаты анализа.

Как следует из таблицы 1, из 12 станций CTBTO, волновые формы 2-х станций (KLR и SEY) поступают и обрабатываются в ИОЦ, а по 10 станциям поступают автоматические вступления (SLSD ARRIVAL). Волновые формы 2-х станций KNDC (BRVK, KURK) поступают и обрабатываются в ИОЦ, а по 15 станциям поступают автоматические вступления. На рисунке 6 эти станции показаны в числе 50 самых используемых в ССД ГС РАН в 2013 г. Следует отметить максимальное участие в ССД станций KURK и BRVK.

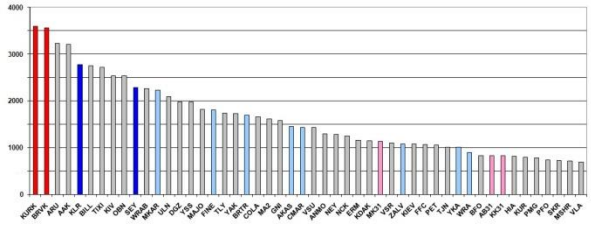


Рисунок 6. 50 самых используемых станций в ССД ГС РАН в 2013 г.

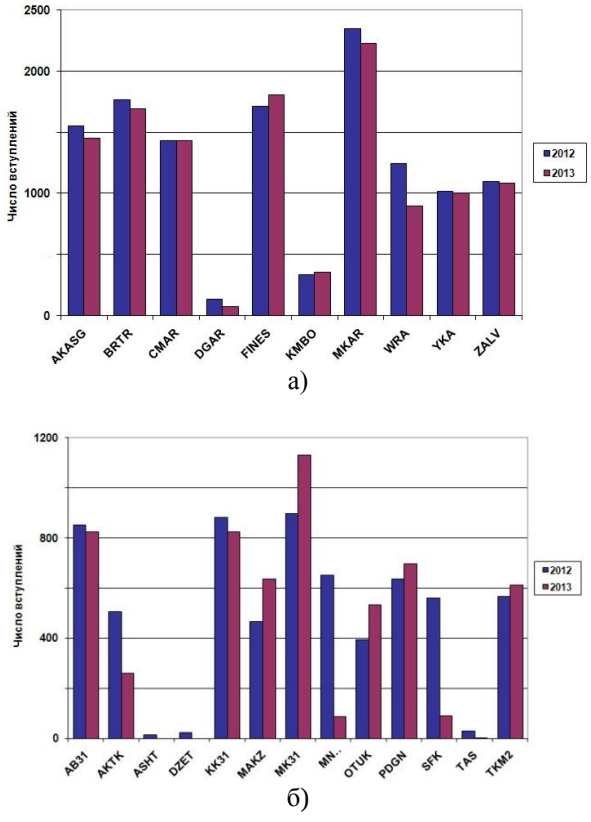


Рисунок 7. Использование данных станций, поступающих в виде автоматических вступлений в ССД ГС РАН в 2012 - 2013 гг.: а – от CTBTO, б – от KNDC

Таблица 1. Участие сейсмических станций в работе ССД в 2012 - 2013 г.

№ п/п	Код станции	Название станции, географическое положение	Сеть	Поступают в виде		Участие в 2012 году		Участие в 2013 году	
				Волновые формы (по запр.)	Авт. вступления из центров	все зем-ния *N*=4766	с *M*≥6.5 *N*=45	все зем-ния *N*=4513	с *M*≥6.5 *N*=48
1	AAK	Ала-Арча, Кыргызстан	KYRG	+	2 (КНЦД)	2781	36	3200	44
2	AB31	Акбулак Array, Казахстан	NNC		2	853	18	824	26
3	AKASG	Малин Array, Украина	NSAU		1 (ОДВЗЯИ)	1551	15	1452	16
4	AKTK	Актюбинск, Казахстан	NNC		2	506	13	259	2
5	ASHT	Ашхабад, Туркменистан			2	15	6		
6	BRTR	Keskin Array, Турция	ISK		1	1768	15	1691	20
7	BRVK	Боровое, Казахстан	NNC	+	2	3852	43	3563	46
8	CMAR	Chiang Mai Array, Таиланд			1	1428	13	1430	9
9	DGAR	Diego Garcia, Индийский океан			1	136	17	74	11
10	DZET	Джерино, Таджикистан			2	22	1		
11	FINES	FINESS Array, Финляндия	HEL		1	1711	10	1807	18
12	KKAR KK31	Каратау Array, Казахстан	NNC	(+)	 2	433 882	6 16	233 824	1 28
13	KLR	Кульдур	OBN	+		3161	43	2772	39
14	KMBO	Kilima Mbogo, Кения	NAI		1	331	11	355	5
15	KURK	Курчатов, Казахстан	NNC	+	2	3749	42	3601	42
16	MAKZ	Маканчи, Казахстан	NNC		2	466	13	637	22
17	MKAR MK31	Маканчи Array, Казахстан	NNC		1, 2	2343 898	22 18	2225 1131	16 31
18	MNAS	Талас, Кыргызстан	KYRG		2	651	15	88	3
19	OTUK	Ортау, Казахстан	NNC		2	395	10	533	17
20	PDGN	Подгорное, Казахстан	NNC		2	636	14	697	16
21	SEY	Сеймчан	NERS	+		2854	40	2285	36
22	SFK	Суфи-Курган, Кыргызстан	KYRG		2	560	16	89	2
23	TAS	Ташкент			2	29	7	3	
24	TKM2	Tokmak 2, Zhambyl, Казахстан	KYRG		2	568	13	612	17
25	WRA	Warramunga Array, Австралия	CAN		1	1245	10	896	10
26	YKA	Yellowknife Array, Канада	OTTR		1	1016	9	1006	12
27	ZALV	Залесово Array, Россия	RIPT		1	1094	7	1082	10

Использование в ССД данных бюллетеня SEL1 СТВТО

В ССД по подписке поступают данные бюллетеня SEL1 (Standard Event List 1) Международного центра данных, который представляет собой вступления основных сейсмических волн, создаваемые на основе автоматического программного выделения, позволяющие дополнить данные национальной сейсмической сети, что позволяет повысить точность определения основных параметров очагов землетрясений [5]. Данные бюллетеня SEL1 использовались для локализации слабых землетрясений России, в том числе, Курильских землетрясений с M≤4. В таблице 2 и на рисунке 8 приведен пример локации землетрясения с *Mb*=3.8, произошедшего 10 декабря 2013 г. 16:107:28.7, по данным 19 станций. Параметры землетрясения: Lat = 44.43, lon = 149.27, depth= 50 км, mb – 3.8.

Таблица 2. Результаты локализации землетрясения с Mb=3.8 на Курилах по данным 19 станций

№	COD	TIME	PHAS	DELTA	AZIM	MB	NET
1	KUR	16:10:49.2	P	1.28	309	-	SKHL
2	YUK	16:11:07.9	P	2.48	262	-	SKHL
3	GRPR	16:11:09.	P	2.56	261	-	SKHL
4	ERM	16:11:43.8	P	5.08	244	-	HSS
5	SKR	16:12:21.2	P	7.78	34	-	SKHL
6	PETK	16:12:55.6	P	10.31	30	-	IDC
7	MA2	16:14:02.3	P	15.20	3	-	NERS

№	COD	TIME	PHAS	DELTA	AZIM	MB	NET
8	SEY	16:14:43.0	P	18.63	4	-	NERS
9	YAK	16:15:10.9	P	21.00	334	4.7	YARS
10	ULN	16:16:26.4	P	29.19	292	3.8	OBM
11	MKAR	16:18:45.8	P	45.82	298	3.5	NNC
12	CMAR	16:19:13.0	P	49.18	255	-	BKK
13	YKA	16:19:51.9	P	54.38	35	-	OTTR
14	WRA	16:21:07.1	P	65.50	195	-	CAN
15	ASAR	16:21:32.6	P	69.21	195	-	AUST
16	NOA	16:21:32.8	P	69.51	340	3.7	NAO
17	AKASG	16:21:47.3	P	71.93	325	3.8	UNDC
18	GERES	16:22:30.2	P	79.30	332	3.6	BGRD
19	TXAR	16:22:40.0	P	81.00	58	3.7	USAF

Примечание – красным цветом в таблице выделены станции с данными из SEL1 СТВТО (рисунок 8)

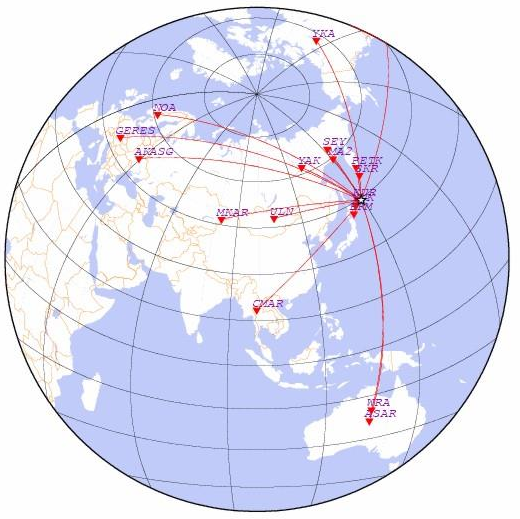


Рисунок 8. К определению параметров землетрясения mb=3.8 на Курилах с использованием данных SEL1 СТВТО

По 8 станциям из 19 (KUR, YUK, ERM, SKR, MA2, SEY, YAK, ULN) данные непрерывно поступают в ССД в виде волновых форм в режиме, близком к реальному времени, по одной – (GRPR), – в виде срочной сводки по электронной почте, а по 10 станциям получены из SEL1 СТВТО (PETK, MKAR, CMAR, YKA, WRA, ASAR, NOA, AKASG, GERES, TXAR). Добавление последних станций позволяет улучшить азимутальное окружение, уменьшить GAP=210° до GAP=137.

Всего за период 2012 – 2013 гг. в ССД обработано 225 слабых Курильских землетрясений с магнитудой mb≤4. В определении параметров 187 из них использованы данные бюллетеня SEL1.

Выводы

Использование в оперативном режиме данных и продуктов СТВТО и KNDC в Службе срочных донесений Геофизической службы РАН помогает решать основные задачи ССД – снижение регистрируемого магнитудного уровня, повышение точности определения параметров землетрясений и уменьшение времени передачи автоматического донесения о произошедшем землетрясении (Alarm). Соглашение между ГС РАН и Подготовительной Комиссией ОДВЗЯИ об использовании данных сейсмических станций в проблеме цунами позволило увеличить общее число станций, участвующих в работе ССД ГС РАН, до 138-ми. Появилась возможность настройки автоматического ассоциатора AssocW по региональному принципу, что существенно сократит время объявления тревоги.

Литература

1. Старовойт, О. Е. Использование данных и продуктов Организации по ДВЗЯИ в сейсмическом мониторинге России / О.Е. Старовойт, М. В. Коломиец, М.И. Рыжикова // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып. 2. — С. 11 – 16.
2. Красилов, С. А. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG / С. А. Красилов, М. В. Коломиец, А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». - Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 77 – 83.
3. Акимов, А. П. Автоматический модуль быстрого определения параметров гипоцентра землетрясения по данным цифровой сейсмической сети / А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы . - Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 3 – 7.
4. Геофизическая служба РАН [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.ceme.gsras.ru.
5. Старовойт, О. Е. Мониторинг афтершоковых процессов с использованием данных ОДВЗЯИ на примере Курильских землетрясений 15.11.2006 и 13.01.2007 / О. Е. Старовойт, М. В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып. 2. – С. 85 – 89.

РЕСЕЙ СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІСІНДЕ ЯДРОЛЫҚ СЫНАҚТАРЫНА ЖАППАЙ ТЫЙЫМ САЛУ ТУРАЛЫ ШАРТЫ ҰЙЫМЫНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ МЕН ӨНІМДЕРІН ПАЙДАЛАНУ

Старовойт О. Е., Коломиец М. В. , Рыжикова М. И.

РҒА Геофизикалық қызметі, Обнинск, Ресей

Ресей мен жанасқан аумақтарындағы сейсмикалық мониторингісінде ЯСЖТШҰ мен Қазақстандық ұлттық орталығының (KNDC) деректері мен өнімдерін ақпаратты жедел өңдеу режимінде соңғы екі жылда РҒА Геофизикалық қызметі пайдалану тәжірибесі көрсетілген. РҒА Геофизикалық қызметі мен ЯСЖТШҰ Даярлау Комиссиясы арасында цунами проблемасында сейсмикалық станциялардың деректерін пайдалану туралы Келісім жасасуына байланысты жаңа мүмкіншіліктер бағаланады.

CTBTO DATA AND DATA PRODUCTS IN SEISMIC MONITORING IN RUSSIA

O. Ye. Starovoit, M. V. Kolomiyets, M. I. Ryzhikova

Geophysical Service RAS, Obninsk, Russian Federation

The presentation describes experience of Geophysical Service RAS gained from use of CTBTO data and its data products as well as of KNDC data and data products in seismic monitoring in Russia and in bordering areas in near-real time mode data processing over the last 2 years. Evaluating the new features in connection with the conclusion of the Agreement between the GS RAS and the Preparatory Commission of the CTBTO about the use of the seismic stations in the problem of a tsunami.

УДК 550.34:621.039.9

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ 12 ФЕВРАЛЯ 2013 ГОДА ПО ДАННЫМ РЕГИСТРАЦИИ РОССИЙСКИМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ

Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В.

Геофизическая служба РАН, Обнинск, Россия

Представлены результаты анализа записей станциями Геофизической службы РАН подземного ядерного взрыва, произведенного 12 февраля 2013 г. в Северной Корее. Проводится сравнение с записями предыдущих событий подобной природы 9 октября 2006 г. и 25 мая 2009 г. Рассмотрены спектральные отношения сейсмических фаз в качестве дискриминанта для различения ядерных взрывов и землетрясений.

2 февраля 2013 г. Народная Демократическая Республика Корея объявила о проведении третьего ядерного испытания в виде подземного ядерного взрыва в районе полигона Пунгери. Сетью ГС РАН оно было зарегистрировано, также как и в первых двух случаях: 9 октября 2006 г. [1] и 25 мая 2009 г. [2]. К моменту написания статьи проведено развернутое исследование сейсмических материалов по регистрации всех трех ПЯВ сейсмическими сетями Республики Кореи (Южной Кореи), китайскими станциями и другими международными сетями [3–7]. С использованием имеющегося опыта в статье рассмотрены записи российских станций, ближайших к новому ПЯВ, и эффективность отдельных дискриминантов по их записям.

Параметры взрыва по данным Службы срочных донесений ГС РАН

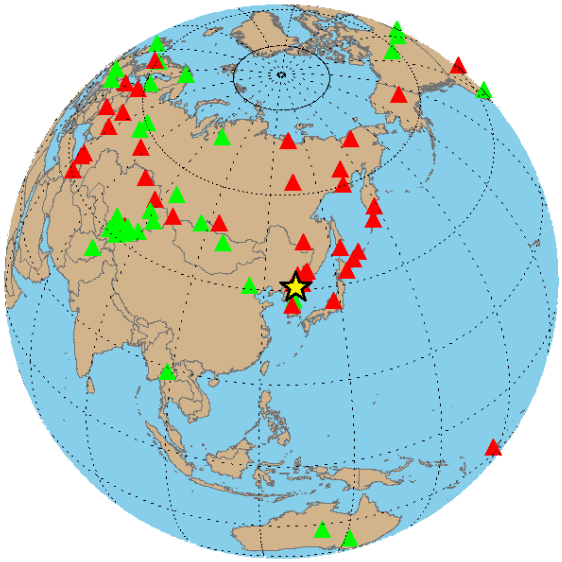
Событие 12 февраля 2013 г., магнитуда которого превышала магнитуду аналогичных событий 25 мая 2009 г. и 9 октября 2006 г. и достигла mb=5.3, было зарегистрировано многими мировыми сетями, в том числе и станциями Геофизической службы РАН. Как отмечено в [1, 2] сейсмическая сеть в режиме Службы Срочных донесений (ССД) ГС РАН представлена не только российскими станциями, но и станциями других сетей (рисунок 1). Это позволяет достигнуть удовлетворительного окружения эпицентра произошедшего события и получить статистически значимое решение для гипоцентра.

Параметры эпицентра ядерного взрыва в Северной Корее были определены в три этапа:

– предварительное автоматическое решение было получено уже через 11 минут по данным 22 станций: TJN, YSS, TLY, MA2, SEY, TIXI, MK31, KURK, AAK, BRVK, KK31, ARU, AB31, OBN, KIV, VSU, GNI, KONO, FFC, ESK, BFO, PFO, удаленных от эпицентра взрыва на региональные и телесейсмические расстояния;

– первое интерактивное решение – по данным 41 станций (из добавившихся станций – 7 удалены на региональные расстояния от эпицентра: MSHR, VLA, KLR, MAJO, ERM, YUK, KUR);

– уточненное решение – по данным 70 станций, удаленных на расстояния от 1.99° до 94.44° и достаточно равномерно (рисунок 1) окружавших эпицентр (добавились станции из бюллетеня SEL1 CTBTO).



Треугольники: красный - станция, волновые формы которых обработаны в ИОЦ (Информационно-обрабатывающий центр) ГС РАН; зеленый – станции, данные которых поступили из МЦД (Международный центр данных) как результаты автоматической обработки. Желтая звезда – эпицентр взрыва 12 февраля 2013 г.

Рисунок 1. Расположение сейсмических станций, зарегистрировавших ядерный взрыв 12 февраля 2013 г. на территории Северной Кореи и участвующих в определении его параметров в режиме Службы срочных донесений ГС РАН

Полученные в ССД ГС РАН в оперативном режиме параметры взрыва 12 февраля 2013 г, произведенного в районе ядерного полигона Пунгери, были сравнены с параметрами, полученными также в первые часы после взрыва из ряда сейсмологических центров (таблица 1, рисунок 2). Отмечается хорошее совпадение местоположения эпицентра между этими данными. Так, расстояние до эпицентра по данным Международного центра данных IDC-REB (уточненное определение) не превысило 5 км.

Уточнение проведено с участием данных ближайших к эпицентру взрыва станций ГС РАН «Мыс Шульца» (MSHR) и «Владивосток» (VLA), а также двух Южнокорейских станций «Korea Array» (KSRS) и «Taejon» (TJN). Данные станции KSRS поступают в ГС РАН с бюллетенем SEL1, волновые формы станции TJN поступают в режиме реального времени и обрабатываются в ИОЦ.



Рисунок 2. Результаты локации ядерного взрыва в Северной Корее 12 февраля 2013 г. по данным различных источников

Таблица 1. Основные параметры ядерного взрыва в Северной Корее 12 февраля 2013 г. по данным различных сейсмологических центров

№	Время в очаге ч-мин-с (GMT)	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	Кол-во станций	mb/ N	GAP	Центр
1	02-57-49.4	41,31	129,1	1	70	5.3/36	42	ССД ИОЦ ГС РАН
2	02-57-51.47	41.306	129.065	1	145	5.1	40	NEIC
3	02-57-51.4	41,337	129,039	2	140	5.0	44	CSEM
4	02-57-51.07	41.3386	129.0711	0.0	23	4.9/19	120	IDC–SEL1
5	02-57-50.80	41.3005	129.0652	0.0	88	4.9/66	51	IDC–REB

Примечание: ССД ИОЦ ГС РАН – Служба Срочных Донесений Информационно-обрабатывающего центра Геофизической службы РАН; NEIC – Национальный центр информации о землетрясениях Геологической службы США; CSEM – Европейско-Средиземноморский сейсмологический центр; IDC – Международный центр данных, Австрия, Вена; GAP – максимальная азимутальная брешь в окружении эпицентра станциями

Записи ближайших станций на территории России

Событие 12 февраля 2013 г. зарегистрировано многими станциями на территории России. Сейсмические записи ближайших из них: «Мыс Шульца», «Владивосток» и «Кульдур» (рисунок 3) исследованы на предмет нахождения особенностей волновой картины. Сейсмостанция «Мыс Шульца», оснащенная велосиметром CMG3TB (120 с, 50 Гц) и акселерометром CMG5T (0.02–5 Гц), удалена от эпицентра взрыва на 1.99°. Сейсмостанция «Владивосток», оснащенная сейсмометром СМ3-ОС (0.02–7 Гц) и регистратором SDAS отечественного производства, удалена от эпицентра взрыва на 2.75°. В октябре 2010 г. специалистами IMS CTBTO было установлено цифровое оборудование «EVROPA» и широкополосный велосиметр STS-2 (0.01–16 Гц) на сейсмической станции «Кульдур», удаленной от места взрыва на 8.14 °.

Все станции расположены в довольно узком азимутальном створе, от 10° до 50°. Записи станций MSHR, VLA и KLR приведены на рисунках 4–6. Характерные черты взрыва на записях двух ближайших станций (MSHR и VLA), выражаются, в первую очередь, в регистрации максимальной энергии колебаний в продольных волнах, а вторичные фазы (Pg-волна) имеют амплитуды больше, чем регистрируемые в первом вступлении. В более удаленной зоне (сейсмостанция «Кульдур») волновая картина несколько изменяется: Pg-волна регистрируется неуверенно, а максимальная энергия отмечается в первой Pn-волне. Во всех трех случаях на горизонтальных компонентах практически отсутствует Sn-волна, но отчетливо проявляется Lg – волна. После фильтрования выделяется поверхностная волна Релея. Следует отметить, что на записях взрыва 12 февраля 2013 г. тремя вышеназванными станциями не замечены слабые вступления перед основным импульсом Р-волны, как это отмечено в [3] по предыдущим взрывам. Интерпретация вступлений максимальной фазы в группе Р-волн показывает ее неоднородность и сложность, как это описано в [3].

На записях станций, находящихся в I зоне удаления от взрыва (на расстояниях $\Delta \geq 200$ км), как отмечено в [8], первой регистрируется волна Pn. Од-

нако, судя по величине групповой скорости, на записи станции «Мыс Шульца», удаленной на 220 км, в состав первых вступлений входит волна, возможно, иной природы.

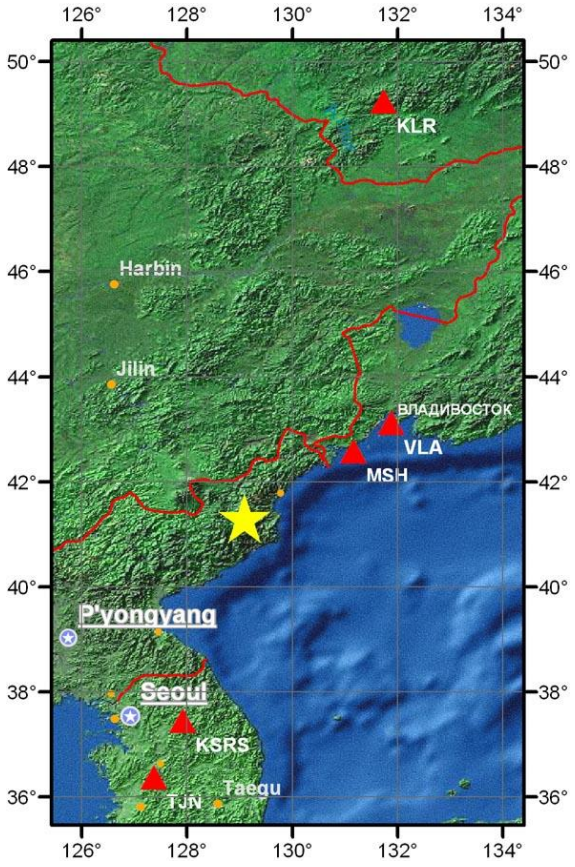
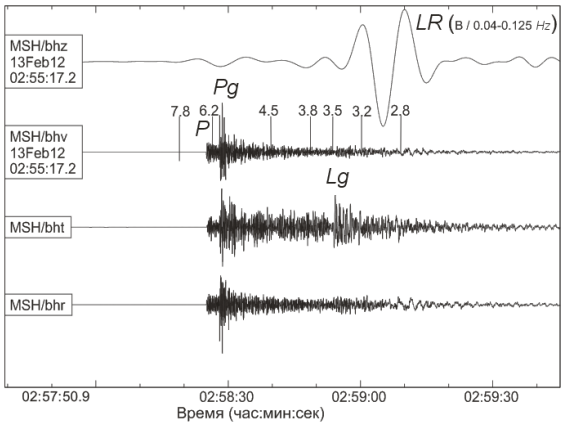
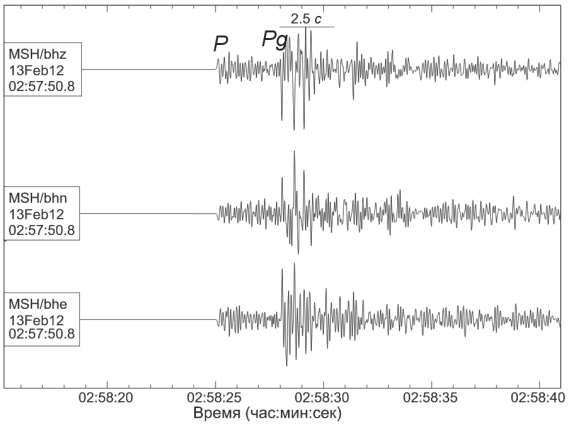


Рисунок 3. Местоположение эпицентра взрыва 12 февраля 2013 г. в Северной Корее и ближайшие станции: MSHR (Δ=1.99°), VLA (Δ=2.75°), KLR (Δ=8.14°)

Если за время в очаге принять $T_0=02^h57^m50.80^s$ (IDC-REB), то начало группы волн с максимальными амплитудами регистрируется через 37.58 сек, что соответствует групповой скорости V=5.8 км/с. Такое значение принято для волны Pg в годографе IASPEI-91 и используемом в «Стандартная номенклатура сейсмических фаз» (V=5.8 км/с) [9]. Данная группа длительностью 2.5 сек имеет сложное строение (рисуно 4б) и вероятно сформирована за счет интерференции других отражений, в состав которых могут входить и запредельные отраженные волны PbPb и PgPg. Вероятно, это могло привести к некоторому увеличению амплитуды волн в этой группе. Первое вступление группы P-волн вряд ли может быть интерпретировано как Pn, так как имеет меньшую, чем принято для этой волны групповую скорость (по разным источникам V =7.2 – 7.8 – 8.0 км/с), равную V =6.45 км/с, что, вероятно, ближе всего к значениям Pb (обозначение P на рисунке 4).



а)



б)

На вертикальной компоненте отмечены отдельные значения групповых скоростей. Амплитудный масштаб отфильтрованной записи (верхняя сейсмограмма на рисунке 4а) увеличен

Рисунок 4. Трехкомпонентные записи цифровой станции «Мыс Шульца», взрыва 12.02.2013 г. в Северной Корее: а – записи трансформированные на вертикальную (bhv), трансверсальную (bht) и радиальную (bhr) компоненты, б – записи группы P-волн

Если за время в очаге принять $T_0=02^h57^m51.27^s$ в соответствии с [7], то групповые скорости первого вступления и группы с максимальными амплитудами, регистрируемой через три секунды после первого вступления, равны *V*=6.52 км/с *V*=5.98 км/с, соответственно. Следует отметить, что южно-корейские сейсмологи используют для интерпретации волны как *Pg* групповую скорость *V*=6.0 км/с [5], а для выделения и интерпретации региональных сейсмических фаз - интервалы групповых скоростей: Pn – 7.8 ÷ 6.4 км/с; Pg – 6.3 ÷ 5.1 км/с; Lg – 3.7 ÷ 2.9 км/с; волна Релея – 5.0 ÷ 2.0 км/с [10] .

В группе поперечных волн на трансверсальной компоненте отчетливо выделяется Lg-волна с групповой скоростью примерно *V* =3.5 км/с. Цуг поверхностной волны Релея регистрируется на отфильтрованной записи в полосе 0.04 – 0.125 Гц и имеет групповые скорости от 3.2 до 2.8 км/с.

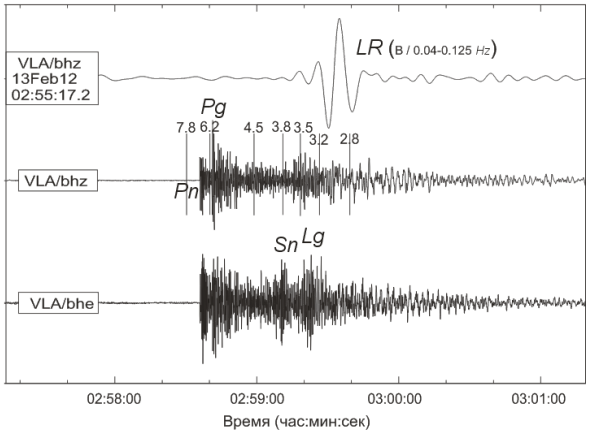
Выделение и измерения амплитуды поверхностной волны на региональных расстояниях проведены с использованием рекомендаций [6] и [11]. В соответствии с [6] был рассчитан полосовой фильтр 0.04 – 0.125 Гц Баттерворта третьего порядка (нульфазовый), который предлагается использовать для выполнения замеров в поверхностной волне на региональных расстояниях в диапазоне периодов $8 \leq T \leq 25$ с с целью получения значений Ms (Vmax). Рекомендованная методика позволяет обработчику визуально определить место записи, где необходимо сделать замер, рассчитать магнитуду на тех региональных записях, где традиционные 20-ти секундные величины Ms (20) не могут быть определены. При этом получаемые оценки на региональных расстояниях стыкуются с оценками, выполненными на телесейсмических расстояниях.

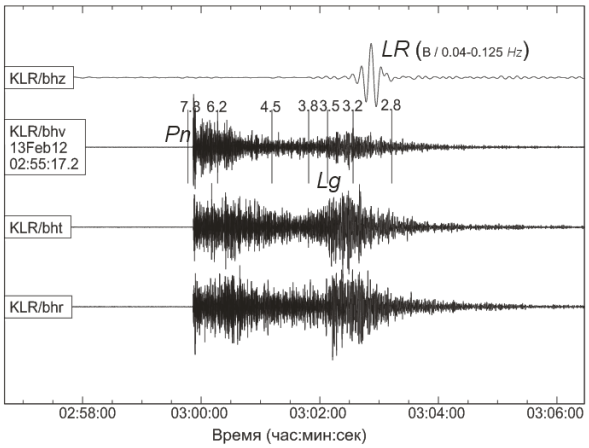
В [11] российскими сейсмологами исследовано поведение максимальной фазы Релея на расстояниях менее 3500 км на основе записей аппаратуры ЧИСС, состоящей из сейсмоприемника и полосовых фильтров, перекрывающих диапазон периодов от 0.5 до 20 *с*. В [10] показано, что запись Релеевской волны (LR) на региональных расстояниях, где чувствительность приборов позволяет зарегистрировать эту волну, выглядит иначе, чем поверхностная волна более сильных землетрясений на более удаленных расстояниях при правильно подобранном фильтре. Рекомендуется для обнаружения и замеров амплитуд при малых расстояниях – до 500 км, применять фильтр с полосой 0.25 – 0.5 Гц (2 – 4 с), для больших расстояний – фильтр с полосой 0.05 – 0.1 Гц. Отмечается, что для расстояний $\Delta \leq 3000$ км цуг Релеевских волн имеет малую длительность, так как на этих расстояниях проявление дисперсии еще невелико, волна Релея имеет четкие вступления и состоит из 3 – 5 экстремумов. За момент вступления цуга поверхностной волны предлагается принимать время, когда огибающая цуга достигает половины максимальной амплитуды. Такая методика обеспечивала однозначность измерений для слабых и сильных землетрясений. Было установлено, что периоды цуга в максимуме волны LRM растут не только с увеличением расстояния, но и значения магнитуды. Периоды колебаний в волне $LRM_{\Delta \leq 3000}$ приведены в таблице 2.

Таблица 2. Видимые периоды поверхностной волны Релея в зависимости от расстояния и магнитуды по [11].

Расстояние, км	≤500	700–1000	1000–2000	2000–3500
Магнитуда	2–3.5	3.5–4.5	4.0–4.8	4.5–5.2
Видимый период, с	2–4	7–8	10–13	13–16

Аналогичный анализ выполнен для записей ПЯВ 12 февраля 2013 г. станций «Владивосток» и «Куль-дур» (рисунки 5, 6).





Отметки на записи вертикальной компоненты – отдельные значения групповых скоростей. Верхняя сейсмограмма – отфильтрованная запись для выделения поверхностной волны Релея в увеличенном амплитудном масштабе

Рисунок 5. Станция «Владивосток». Записи вертикальной и одной горизонтальной компонент взрыва 12 февраля 2013 г. в Северной Корее

Рисунок 6. Станция «Кульдур». Трехкомпонентные записи цифровой станцией взрыва 12 февраля 2013 г. в Северной Корее

Если принять время в очаге $T_0=02^h57^m50.80^s$ (IDC-REB), то первое вступление регистрируется через 44.62 сек (V=6.84 км/с), начало группы волн с максимальными амплитудами регистрируется через 49.92 сек, (групповая скорость V=6.11 км/с.). Если за время в очаге принять $T_0=02^h57^m51.27^s$ в соответствии с [7], то групповые скорости первого вступления и группы с максимальными амплитудами, регистрируемой через 5.1 сек после первого вступления, равны V=6.78 км/с V=6.1 км/с, соответственно, что позволяет с большей вероятностью рассматривать их как Pn и Pg, соответственно. На записях станции «Кульдур» при $T_0=02^h57^m50.80^s$ (IDC-REB) первое вступление зарегистрировано через 120.87 сек (V=7.47 км/с), с первым цугом связан максимум записи. Второе заметное колебание зарегистрировано через 137.74 сек, это соответствует групповой скорости *V*=6.56 км/с. Через 31 сек после первого

вступления зарегистрирована группа волн продолжительность 13 сек, начало которой соответствует групповой скорости V=6.0 км/с. Эта группа не имеет максимума в продольных волнах и, вероятно, образовалась за счет наложения Pg и других фаз, в том числе и запредельной отраженной волны PgPg.

СРАВНЕНИЕ ЗАПИСЕЙ ВЗРЫВОВ 9 ОКТЯБРЯ 2006 Г., 25 МАЯ 2009 Г. И 12 ФЕВРАЛЯ 2013 Г.

Параметры трех взрывов по данным Информационно-обрабатывающего Центра ГС РАН представлены в таблице 3.

Таблица 3. Основные параметры ядерных взрывов в Северной Корее 9 октября 2006 г. , 25 мая 2009 г. и 12 февраля 2013 г. по данным ССД ГС РАН

NN	Время в очаге ч-мин-с (GMT)	Широта град.	Долгота град.	Глубина км	К-во станций	mb/ N	GAP	Эпицентральные расстояния
1	01-35-26.0	41.31	128.6	0	11	4.0/6	125	2.83–73.66 ^{o}
2	00-54-40.9	41.29	129.07	0	51	5.0/31	95	2.78–94.48^{o}
1	02-57-49.4	41.31	129.10	1	70	5.3/36	42	1.99–94.44 ^{o}

Сейсмическая станция «Владивосток» из вышеназванных рассматриваемых станций одна записала все три взрыва в Северной Корее на региональных расстояниях примерно в 305 км. Проведен сравнительный анализ записей двух взрывов на этой, одной из ближайших станций (рисунок 7).

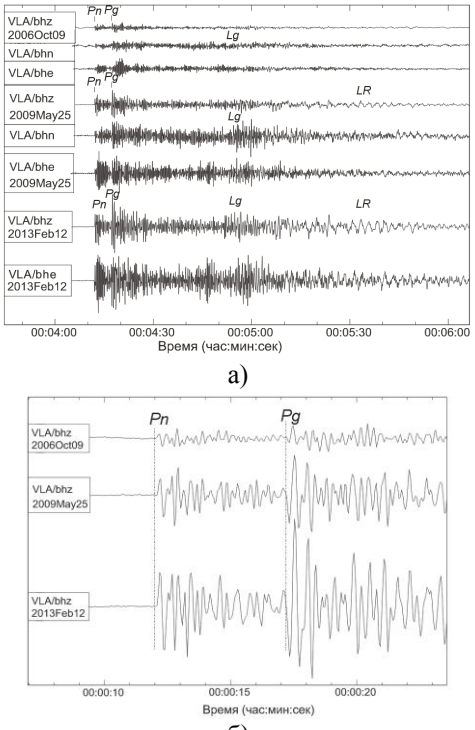


Рисунок.7. Трехкомпонентные записи трех взрывов в Северной Корее цифровой станцией «Владивосток» (в одном амплитудном масштабе): а – записи компонент, б – фрагменты записей вертикальной компоненты

В волновой картине трех взрывов наблюдаются как схожие, так и отличительные черты. Схожим является выделение интенсивной вторичной волны Pg, которая регистрируется через 5.1 сек после первого вступления и хорошо заметна как на вертикальных, так и на горизонтальных составляющих. Эта схожесть объясняется, вероятно, общей трассой распространения сейсмических волн, во всех трех случаях. Как отмечалось в [2], самой заметной отличительной особенностью является отсутствие при первом взрыве на вертикальной компоненте поверхностной волны, при втором взрыве она относительно хорошо видна (в основном на отфильтрованной записи), а при третьем взрыве хорошо видна даже на нефильтрованной записи (рисунки 7 и 8).

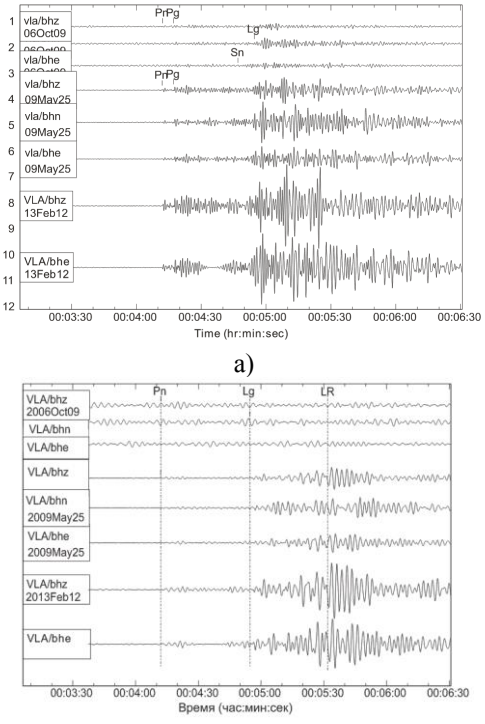
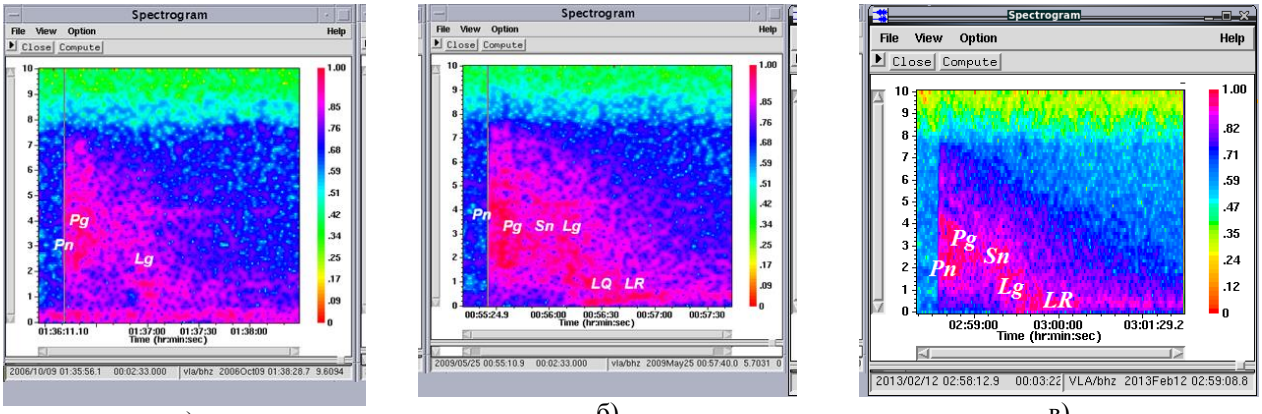


Рисунок 8. Сравнение записей станцией «Владивосток» трех взрывов, произведенных на территории Северной Кореи 9 октября 2006 г., 25 мая 2009 г. и 12 февраля 2013 г.: а – фильтрация в полосе -0.5–1 Гц, б – фильтрация в полосе 0.25–0.5 Гц

На частотно-временных диаграммах (спектрограммах), построенных для станции Владивосток, с использованием программы «Geotool» [12] при длине скользящего временного окна 5 сек, сдвиге 0.6 сек

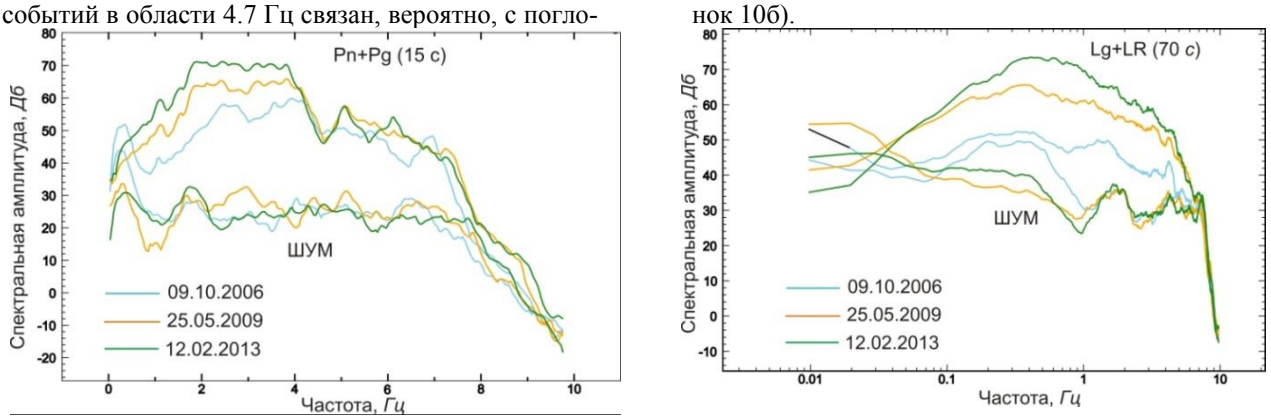
(рисунок 9), можно видеть изменчивость частотного состава со временем в пределах всей записи. Наибольшую энергию несут объемные продольные волны в полосе частот от 1,5 до 7 Гц. Для ПЯВ 12 февраля 2013 г. группа Р-волн выглядит более компактной в частотной полосе от 2 до 4 Гц. Большая часть энергии каналовых волн Lg сосредоточена в полосе 1–2 Гц. Запись ПЯВ 25 мая 2009 г. (рисунок 9б) самая «богатая» в спектральном отношении – все волны имеют более широкий спектр, в сравнении с первым и третьим ПЯВ.



а) б) в)

Рисунок 9. Станция «Владивосток». Сравнение спектрально-временных диаграмм трех взрывов в Северной Корее: а - 9 октября 2006 г., б - 25 мая 2009 г., в - 12 февраля 2013 г.

В спектрах продольных волн Pn и Pg прослеживаются отчетливые минимумы, особенно заметные на спектре ПЯВ 12 февраля 2013 г. (рисунок 10а). Наиболее выраженный провал на спектрах для всех событий в области 4.7 Гц связан, вероятно, с поглощающими свойствами среды. В спектре записи фрагмента с Lg+LR-волнами максимум связан с интервалом частот 0.3–1 Гц, наибольшие амплитуды имеет спектр ПЯВ 12 февраля 2013 г. (рисунок 10б).



а) б)

Рисунок 10. Станция «Владивосток». Сопоставление спектров волн по записям ядерных взрывов в Северной Корее 09 октября 2006 г. (голубой цвет), 25 мая 2009 г. (желтый цвет) и 12 февраля 2013 г. (зеленый цвет): а – волны Pn+Pg, б – волны Lg+LR

Проведенный анализ волновой картины записей трех ПЯВ в Северной Корее тремя российскими станциями в региональной зоне и для ПЯВ 12 февраля 2013 г. подтверждает ранее установленные признаки двух предыдущих ядерных взрывов: короткопериодный характер записи в первых вступлениях продольных волн, максимальная энергия в объемных волнах, малая интенсивность поперечных волн, весьма интенсивная в узком частотном диапазоне каналовая волна типа Lg. Для ПЯВ 12 февраля 2013 г., как наиболее крупного, уверенно выделяется поверхностная волна Релея.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДИСКРИМИНАНТЫ

Сейсмические записи ближайшими станциями «Мыс Шульца», «Владивосток» и «Кульдур» исследованы на предмет эффективности отдельных дискриминантов в связи с известной проблемой эффективности распознавания ПЯВ на региональных расстояниях в зависимости от трассы распространения сигналов. В [1,2] показано на записях двух более ранних ПЯВ в Северной Корее, что спектральные отношения волн Pg/Lg на российских региональных станциях, расположенных в азимутальном

створе 40 – 90 ° имеют такую же эффективность, как и на китайской станции MDJ (Δ=373 *км,* Az=6 °) [8] и на других станциях Китая и Южной Кореи, удаленных на расстояния Δ=190–560 *км* в различных азимутах [9]. Для получения вероятностного критерия различения взрывов и землетрясений (дискриминантов), широко используются амплитудные спектры и их отношения для волн Pn, Pg, Sn и Lg [13,14], а также логарифмы спектральных отношений фрагментов названных фаз [4,5,7]. Причем для ПЯВ в Северной Корее, как показано в [5,7] на станциях Южной Кореи и Китая, последний из названных дискриминантов, показал устойчивые результаты на среднесетевых значениях. Для станций «Мыс Шульца» и «Владивосток» наиболее представительным является логарифм отношения спектров Pg/Lg, они сопоставлены с аналогичными данными из [7] по станции MDJ (рисунок 11) и со средне-сетевыми значениями для всех трех ПЯВ (рисунок 12).

Известно, что при взрывах в высокоскоростной среде, таких как Лобнор (Китай) и Дегелен (Казахстан), где хорошо генерируются поверхностные волны, дискриминант *mb* – *M*s достаточно эффективен [6]. В [5] установлено, что для первого и второго ПЯВ в Северной Корее сетевой «магнитудный» дискриминант (*mb* – *M*s) показал низкую эффективность (рисунок 13). Проведена проверка эффективности этого дискриминанта на записях 13 российских станций, для чего применена методика определения M_S (Vmax), аналогичная [6] на региональных расстояниях и стандартная методика определения Ms по имитируемым записям WWSSLP (таблица 4).

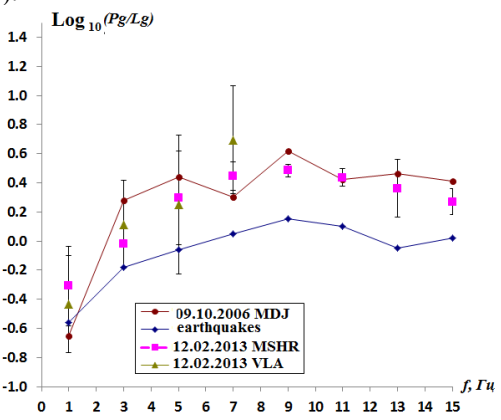


Рисунок 11. Логарифм спектральных отношений Pg/Lg по записям станций «Мыс Шульца» (MSHR) и «Владивосток» (VLA) на фоне двух кривых спектральных отношений Pg/Lg, полученных по станции MDJ для ПЯВ 09.10.2006 и землетрясений из [4]

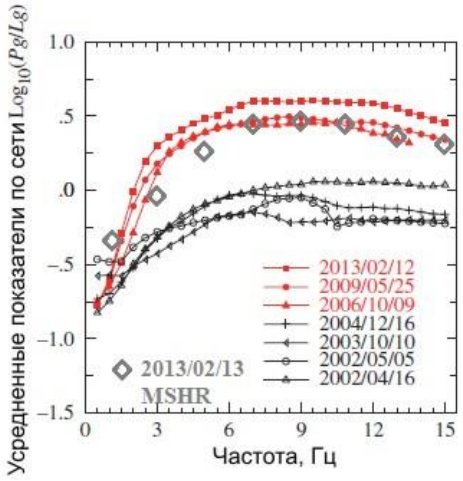


Рисунок 12. Среднесетевые спектральные отношения Pg/Lg для семи сейсмических событий, включающих три ПЯВ в Северной Корее и четыре ближайшим к ним землетрясения из [7]

Таблица 4. Значения магнитуды по поверхностной волне M_S (Vmax) для ПЯВ 12 февраля 2013 г для станций ГС РАН

№	Код станции	Название	Δ°	Az°	M_S (Vmax)
1	MSHR	Мыс Шульца	1.99	50	4.3
2	VLA	Владивосток	2.75	48	4.0
3	TEY	Терней	6.63	53	4.0
4	KLR	Кульдур	8.14	12	4.0
5	YSS	Южно-Сахалинск	11.32	55	3.8
6	OKH	Оха	15.41	32	4.1
7	YAK	Якутск	20.74	1	4.3
8	SKR	Северо-Курильск	20.84	54	3.8
9	MA2	Магадан	22.72	29	4.0
10	PET	Петропавловск	23.07	49	3.7
11	TIXI	Тикси	30.41	360	4.1
12	BILL	Билибино	33.44	24	4.0
13	ARU	Арти	46.67	314	4.0

Среднее сетевое значение M_S (Vmax) =4.0±0.17. Сравним это значение с магнитудой по объемным волнам, как это было сделано для двух первых ПЯВ [5], с магнитудой mb_Lg, полученной по данным региональных станций Южно-Корейской сети [7], составившей mb_Lg = 4:91 ± 0:22 for ПЯВ 12 февраля 2013 г. (NK3ST). На рисунке 13 двумя линиями показаны пороговые значения: скрининга по Mueller & Murphy [15] и Murphy et al. [16], разделяющие землетрясения и ядерные взрывы, которые используются в СТВТО в качестве порогового значения магнитудного дискриминанта. Как и для двух первых ПЯВ [5], для третьего ПЯВ, по данным российских станций, получена пограничная область, что говорит о низкой эффективности исследованного дискриминанта.

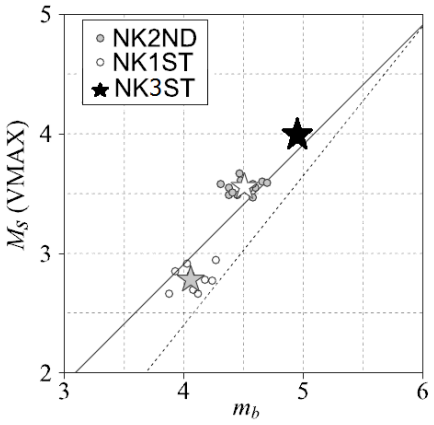


Рисунок 13. Соотношение значений M_S (Vmax) и mb_Lg для трех ПЯВ в Северной Корее. Данные по двум первым взрывам из [5]. Черной звездой отмечены сетевые данные по ПЯВ 12 февраля 2013 г.

Выводы

Проведенный анализ волнового поля и оценки спектральных отношений амплитуд волн Pn, Pg и Lg позволяют считать, что записи сейсмического события 12 февраля 2013 г., также сейсмических событий 25 мая 2009 г и 9 октября 2006 г., не противоречат известным характеристикам записей подземного ядерного взрыва.

Эффективность дискриминанта логарифм спектрального отношения Pg/Lg подтверждается и на российских станциях. Магнитудный дискриминант с использованием региональных данных российских станций малоэффективен для всех трех ПЯВ в Северной Корее.

Литература

1. Старовойт, О.Е. Регистрация подземного ядерного взрыва в Северной Корее Геофизической службой РАН / О.Е. Старовойт, И.П. Габсатарова, М.В.// Коломиец // Вестник НЯЦ РК. - Вып.2. июнь 2008. - С. 27 - 32.
2. Маловичко, А.А. Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 25 мая 2009 года по данным регистрации российскими сейсмическими станциями / А.А. Маловичко , И.П. Габсатарова, М.В.Коломиец // Вестник НЯЦ РК. - Вып.3. июнь 2010.- С. 45 - 52.
3. Васильев, А.П. К вопросу интерпретации начальных фаз продольных сейсмических волн, регистрируемых в региональной зоне подземных ядерных взрывов КНДР / А.П Васильев, А.С. Поплавский // Вестник НЯЦ РК.- Вып.3. июнь 2010. - С. 53 – 61.
4. Richards, P.G. Analysis of digital seismograms from nuclear explosions across forty years / P.G. Richards, W.-Y.Kim // Вестник НЯЦ РК. - Вып.2. июнь 2008. - С. 21 - 26.
5. Shin, J.S.-Regional observations of the second North Korean nuclear test on 2009 May 25 / J.S.Shin, D.-H. Sheen and G. Kim // Geophys. J.Int. 2010.180.pp. 243–250, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04422.x
6. Bonner, J.The surface wave magnitude for the 9 October 2006 North Korean nuclear explosion / J. Bonner , R.B. Herrmann, D. Harkrider, and M. Pasyanos. // Bulletin of the Seismological Society of America, 2008. - 98 (5):2498 - 2506. [doi:10.1785/0120080929].
7. Zhao, L.-F. The 12 February 2013 North Korean Underground Nuclear Test / L.-F. Zhao, X.-B. Xie, W.-M. Wang, and Z.-X. Yao //Seismological Research Letters. - Volume 85, Number 1 January/February 2014. - Pp. 130 –1 34.
8. Пасечник,И.П. Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. - М.: Наука. - 1970. - 193 с.
9. Storchak, D. Standard nomenclature of seismic phases. Information Sheet IS 2.1 / D.Storchak, P. Bormann, J. Schweitser //IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP). - Volume 1. Editor Peter Bormann. GeoForschungsZentrum Potsdam, 2002-2012.
10. Zhao, Lian-Feng Estimation of the 25 May 2009 North Korean Nuclear Explosion / Lian-Feng Zhao, Xiao-Bi Xie, Wei-Min Wang, and Zhen-Xing Yao Yield //Bulletin of the Seismological Society of America, April 2012. - Vol. 102, No. 2. - pp. 467–478, - doi: 10.1785/0120110163.
11. Рузайкин, А.И. Годограф максимальной фазы волны Рэлея на расстояниях до 3500 км / А.И Рузайкин., В.И. Халтурин .// Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Том II. 1974. М . – С. 39–54.
12. Coyne John, Clark Karen, Lloyd Stephen IDC Documentations Geotool Software User Tutorial, 16 July 2003. - P 59.
13. Гамбурцева, Н.Г. Сейсмический метод идентификации подземных ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях / Н.Г. Гамбурцева, И.О. Китов, Д.Д. Султанов, О.А. Усольцева // Физика Земли, 2004. - №5. - С.80 - 94.
14. Кедров, О.К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний. - Москва – Саранск: ИФЗ РАН, 2005. - С 420.
15. Mueller, R.A. Seismic cahracteristics of under ground nuclear detonations. Part I: seismic spectrum scaling / R.A.Mueller, J.R. Murphy // Bull. seism. Soc. Am., 1971. - 61. - 1675 – 1692.
16. Murphy, J.R. Event screening at the IDC using the Ms/mb discriminant / J.R. Murphy, B.W. Barker, M.E. Marshall //Tech. rep., final report, Maxwell Technologies1997. - 23 pp.

РЕСЕЙ СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯЛАРЫМЕН ТІРКЕУ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША 2013 ЖЫЛҒЫ 12 АҚПАНДА СОЛТҮСТІК КОРЕЯДАҒЫ ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТЫҢ ТОЛҚЫНДЫҚ КӨРІНІСІНІҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В.

РҒА Геофизикалық қызметі, Обнин, Ресей

Солтүстік Кореяда 2013 ж. 12 ақпанда жүргізілген жерасты ядролық жарылыстың РҒА Геофизткалық қызметі старнцияларымен жазбаларын талдау нәтижелері келтірілген. Алда, 2006 ж. 9 қазанда және 2009 ж. 25 мамырда, болған тәрізді тегіндегі оқиғалардың жазбаларымен салыстыруы жүргізіледі. Ядролық жарылстар мен жерсілкінулерді айыру үшін дискриминант ретінде сейсмикалық фазалардың спектрлік қатынастары қарастырылады.

WAVEFORM FEATURES OF UNDEGROUND NUCLEAR EXPLOSION IN NORTH KOREA ON FEBRUARY 12, 2013 ACCORDING TO DATA FROM RUSSIAN SEISMIC STATIONS

A.A. Malovichko, I.P. Gabsatarova, M.V. Kolomietc

Geophysical Survey RAS, Obninsk, Russia

The analysis results of the Geophysical Survey RAS waveforms stations of the underground nuclear explosion carried out on 12 February 2013 in North Korea are presented. A comparison with the previous similar type events October 9, 2006 and May 25, 2009 are given. Spectral ratios of seismic phases as discriminant to identify nuclear explosions and earthquakes are considered.

УДК 550.34:621.039.9

ИССЛЕДОВАНИЕ ФОРМЫ СИГНАЛОВ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ КНДР НА РЕГИОНАЛЬНЫХ РАССТОЯНИЯХ

[1)]Васильев А.П., [1)]Глушков А.И., [2)]Поплавский А.С.

[1)] Служба специального контроля Министерства обороны РФ, Москва, Россия
[2)]Национальный центр данных РФ

Авторы продолжили исследование [1] формы сигналов, регистрируемых на региональных расстояниях от подземных ядерных взрывов (ПЯВ) на полигоне Хвадэ с привлечением материалов регистрации третьего ПЯВ, произведённого КНДР 12.02.2013 г.

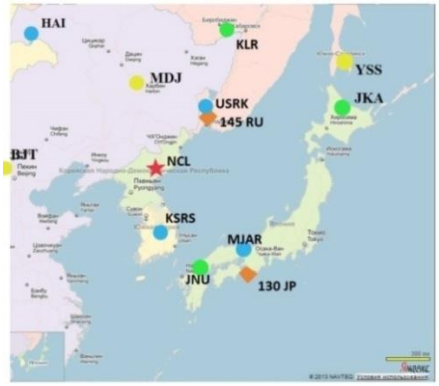
1. Исходные данные и материалы анализа

По состоянию на 1 апреля 2014 г. в КНДР проведено три ПЯВ. Основные параметры этих взрывов сведены в таблицу 1.

Исследование проведено в основном по записям станций Международной системы мониторинга (МСМ), создаваемой ОДВЗЯИ и международной цифровой сейсмической сети корпорации сейсмологических университетов США - IRIS (таблица 2).

Расположение станций, указанных в таблице 2 относительно ядерного испытательного полигона КНДР, показано на рисунке 1.

Исходными данными для анализа служили фрагменты непрерывной сейсмической информации (в основном записи широкополосных вертикальных каналов) и записи непрерывной инфразвуковой информации.



Красная звезда – полигон Хвадэ. Значки: синие - сейсмические первичной сети МСМ; зеленые – сейсмические вспомогательной сети МСМ; оранжевые – инфразвуковые сети МСМ; желтые – сейсмические сети IRIS

Рисунок 1. Взаимное расположение ядерного полигона Хвадэ, сейсмических и инфразвуковых станций, данные которых использованы в анализе

Таблица 1. Основные исходные параметры и некоторые результаты обработки записей ПЯВ КНДР

Дата	Время взрыва, ч:м:с	Координаты эпицентра в градусах, сш/вд	Точность определения координат эпицентра, км	Магнитуда, m_b	Мощность, q [2]		Кол-во станций, участвовавших в местоопределении
					по Кедрову	по Мёрфи	
1	2	3	4	5	6	7	8
09.10.2006	01:35:27,58	41,312/129,019	±20,6	4,1	0,26	1,67	22(22)
25.05.2009	00:54:42,80	41,311/129,046	±9,6	4,5	0,94	5,20	61(59)
12.02.2013	02:57:50,80±0,3	41,301/129,065	±8,1	4,9	3,37	16,21	94(88)

Примечание: 1) все данные заимствованы из бюллетеня REB; 2) мощность оценена по формуле lg q= A (m_b – B), где коэффициенты A и B взяты для гранитов Семипалатинского полигона из [2]-(результаты - в графе 6); для гранитов Невадского полигона – по Мёрфи (результаты - в графе 7).

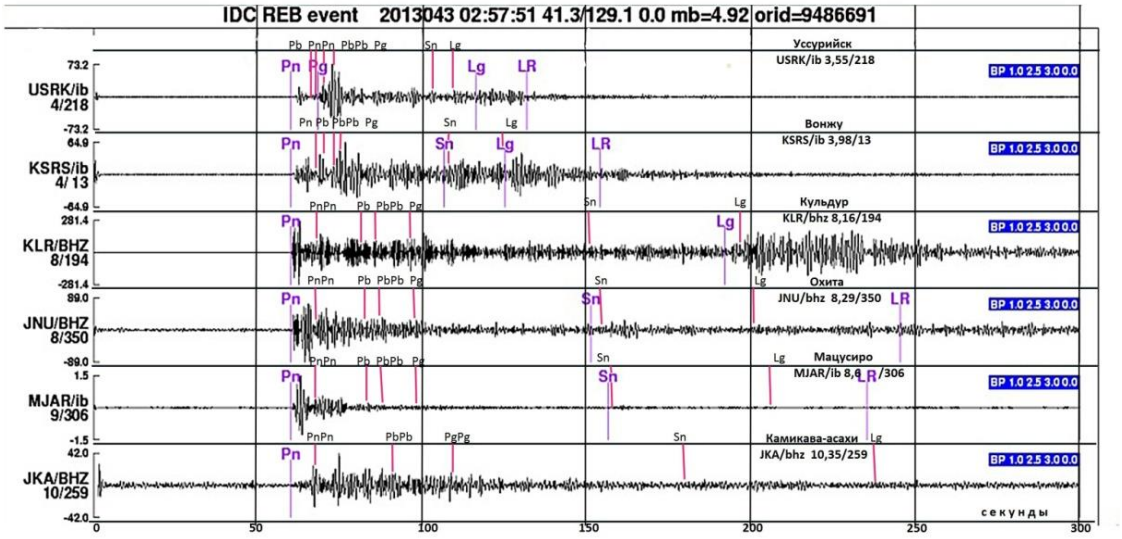
Таблица 2. Сведения о станциях, записи которых использованы в данном исследовании

Код и местоположение станции	Координаты в градусах, сш / вд	Эпицентральное Расстояние, градус	Азимут на эпицентр, градус	Принадлежность станции к сети
MDJ, Муданьдзян, КНР	44,62/129,59	3,30	193	Сеть IRIS
Лаборатория ССК, Уссурийск РФ	44,09/132,02	3,51	216	Сеть ССК
USRK, Уссурийск РФ	44,20/131,98	3,58	218	Первичная сеть МСМ
KSRS, Вонджу Республика Корея	37,50/127,90	3,98	13	Первичная сеть МСМ
KLR, Кульдур РФ	49,20/131,80	8,16	194	Вспомогательная сеть МСМ
JNU, Охита, Кюсю, Япония	33,10/130,90	8,29	350	Вспомогательная сеть МСМ
MJAR, Мацусиро Япония	36,50/138,20	8,54	306	Первичная сеть МСМ
BJT, Байцзячжуан КНР	40,00/116,20	9,92	87	Сеть IRIS
HAI, Хайлар, КНР	49,27/119,74	10,30	144	Сеть IRIS
JKA, Камикава-асахи, Хоккайдо	44,12/142,59	10,36	259	Вспомогательная сеть МСМ
YSS, Южно-Сахалинск РФ	47,00/142,80	11,32	235	Сеть IRIS

2. Анализ типов волн в сейсмических сигналах, зарегистрированных на эпицентральных расстояниях от 400 до 1150 километров, включая волну Lg

Все использованные записи были приведены к одинаковому масштабу времени и совмещались по временам вступления волны Pn. На рисунке 2 приведены сейсмограммы взрыва, произведенного 12.02.2013 г., 6-ти станций.

Рассмотрение совмещённых сейсмограмм показало, что формы сигналов по станциям существенно отличаются друг от друга, также как положения максимальных амплитуд колебаний на записях станций. В таблице 3 приведены данные о максимумах, приведенные к моментам вступления разных типов волн (по минимальному отклонению от годографа IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior).



Цветные линии: фиолетовая – фазы, выделенные в МЦД; красная – выделенные в соответствии с годографом IASPEI

Рисунок 2. Сейсмограммы ПЯВ 12.02.2013 г, зарегистрированные 6 региональными станциями МСМ, совмещённые по моментам вступления волны Pn

Таблица 3. Результаты временной привязки максимумов амплитуд сейсмических сигналов от ПЯВ КНДР по 6 региональным станциям

Условное обозначение станции	Положение максимума, t max, с	Время вступления ближайшего типа волны t_{Pi}, с	Отклонение $\Delta t = (t_{max} - t_{Pi})$, с	Соотношения амплитуд		
				A_{PnPn}/A_{max}	A_{Sn}/A_{max}	A_{Lg}/A_{max}
USRK	11,5	12,05 - Pg	- 0,55	0,36	0	0,39
KSRS	1,5	0,0 - Pn	1,50	0,62	0,57	0,80
KLR	2,34	0,0 - Pn	2,34	0,58	0	0,65
JNU	5,47	7,60 - PnPn	- 2,13	0,71	0,35	0,14
MJAR	2,73	0,0 - Pn	2,73	0,39	0,10	0
JKA	14,84	7,67 - PnPn	7,17	0,73	0,24	0,19

Из таблицы 3 следует, что в половине случаев положение максимума амплитуды связано с вступлением волны Pn, в двух случаях – с волной PnPn и в одном случае – с волной Pg. На станции USRK, где вступления волн Pb, PnPn, PbPb, Pg и PgPg сосредоточены в интервале от 7,32 до 12,06 сек можно выделить два колоколообразных импульса, которые были прослежены на записях станции KSRS (разность эпицентральных расстояний между этими станциями составляет 44 км, разность времён вступления волн Pb, PnPn, PbPb, Pg – 3,2 сек). Однако сходства между формами сигналов не обнаружено. Были прослежены эти же типы волн на более удалённых станциях, где интервалы между крайними типами волн доходили до 50 сек. Оказалось, что наиболее устойчиво на записях всех станций, наряду с волной Pn, прослеживаются вступления отражённой запредельной волны PnPn с временами, хорошо согласующимися с годографом. Волны Pb и PbPb практически не выделяются.

Поперечные волны Sn наиболее чётко выделяются на записях станций KSRS и JNU и не обнаруживаются на записях станций USRK и MJAR (рисунок 2, таблица 3). Такой характер рассматриваемой волны не поддаётся простому объяснению, но свидетельствует о сложности геологического и тектонического строения данного региона.

Короткопериодные поверхностные волны Lg чётко выделяется на записях станций USRK, KSRS, KLR, а времена максимальных значений их амплитуд хорошо согласуются с годографом. Эти волны

мало интенсивны на станциях JNU и JKA и не выделяются на станции MJAR (рисунок 2, таблица 3). Тем самым подтверждается зависимость образования указанной волны от трасс, перекрываемых большими водными бассейнами. Наибольшая интенсивность волны Lg (по максимальной амплитуде и длительности) отмечается на станции KLR, к которой сейсмические волны распространяются по материковой трассе. Из сопоставления фаз (рисунок 2), выделенных в МЦД, и учета [3] следует, что по сейсмологическим таблицам можно выделить дополнительно волны PnPn. Но при этом остаются многие вступления и большие участки записей, объяснение которым иначе, чем неоднородностями в строении земной коры и мутностью сред, дать невозможно [4]

Таким образом, на первый взгляд форма волны Pn на разных станциях в региональной зоне ПЯВ КНДР не имеет каких-либо общих признаков. Первые вступления сигнала интерпретируются как волны Pn на основании наибольшей скорости этой волны среди остальных. Для малобазовых сейсмических групп дополнительным используемым критерием служит величина измеряемой медленности. Так, для взрыва 12.02.2013 г. медленность волны Pn для станции USRK равна 12,0 с/град., для станции KSRS - 13,2 с/град. (согласно годографу IASPEI 1991 - 13,75 с/град.).

3. Анализ формы начальной части сейсмических сигналов (волны Pn) от ПЯВ КНДР

Проведен более детальный анализ формы начальной части сейсмических сигналов (от вступления вертикальной составляющей волны Pn до конца записи волны PnPn) по записям 9 станций (рисунок 3) При этом использована существенно увеличенная временная развёртка – 4,4 мм/с и привязка по второму отрицательному КВП, что позволило рассмотреть качественное сходство в соотношении амплитуд для первых трех КВП. Это подтверждено и количественным сопоставлением амплитуд при ещё большей временной развёртке (рисунок 4). На записях станций MAJO, JKA и YSS такая общность не обнаруживается из-за значительного уровня фона, предшествующего вступлению сигнала трёх начальных КВП. Нормирование амплитуд проведено относительно максимальной амплитуды в первых 4 - 7 КВП. Результаты измерений амплитуд и соответствующих им длительностей КВП приведены в таблице 4.

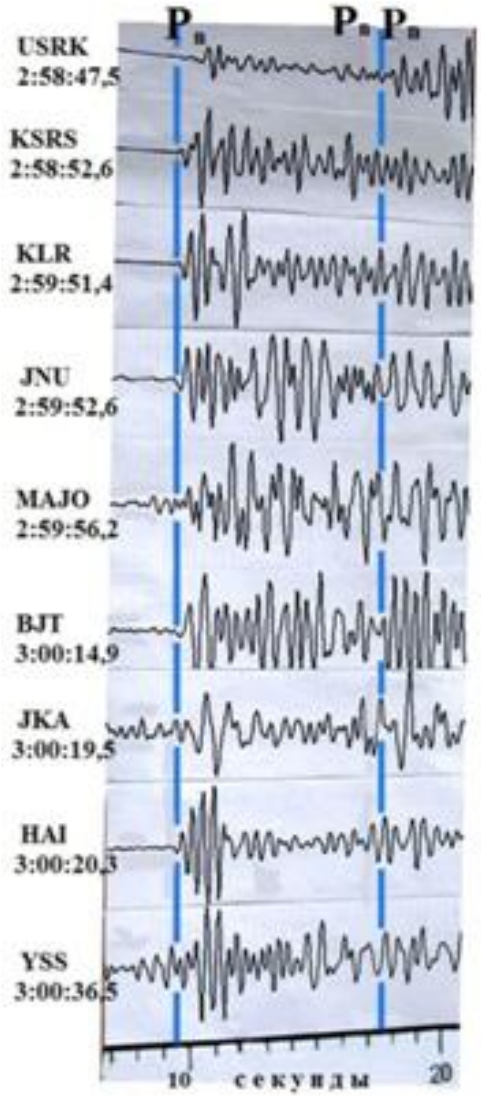


Рисунок 3. Фрагменты начальной части сейсмических сигналов от ПЯВ 12.02.2013 г., зарегистрированных на 9 станциях МСМ, совмещённые по моментам вступления волны Pn (масштаб по времени – 4,4 мм/с)

Таблица 4. Соотношение первых трёх амплитуд в волне Pn

Код станции	A_1^+ / τ_{A1+} [отн.ед./с]	A_2^- / τ_{A2-} [отн.ед./с]	A_3^+ / τ_{A3+} [отн.ед./с]	Соотношения A_i $A_1^+ : A_2^- : A_3^+$
USRK	+ 0,013 / 0,28	- 0,057 / 0,26	+ 0,108 / 0,26	1 : 4,4 : 8,4
KSRS	+ 0,086 / 0,42	- 0,27 / 0,37	+ 0,48 / 0,72	1 : 3,1 : 5,6
KLR	+ 0,027 / 0,25	- 0,25 / 0,20	+ 0,61 / 0,22	1 : 9,3 : 22,6
JNU	+ 0,018 / 0,36	- 0,2 / 0,31	+ 0,66 / 0,24	1 : 11,0 : 36,7
BJT	+ 0,017 / 0,28	- 0,093 / 0,59	+ 0,46 / 0,64	1 : 5,5 : 27,0
HIA	+ 0,008 / 0,15	- 0,05 / 0,17	+ 0,13 / 0,24	1 : 6,2 : 16,5

Примечание – среднее соотношение амплитуд $A_1^+ : A_2^- : A_3^+$ с учётом средне-квадратических отклонений в одну σ равно 1 : (6,6±3,0) : (20,1±11,6)

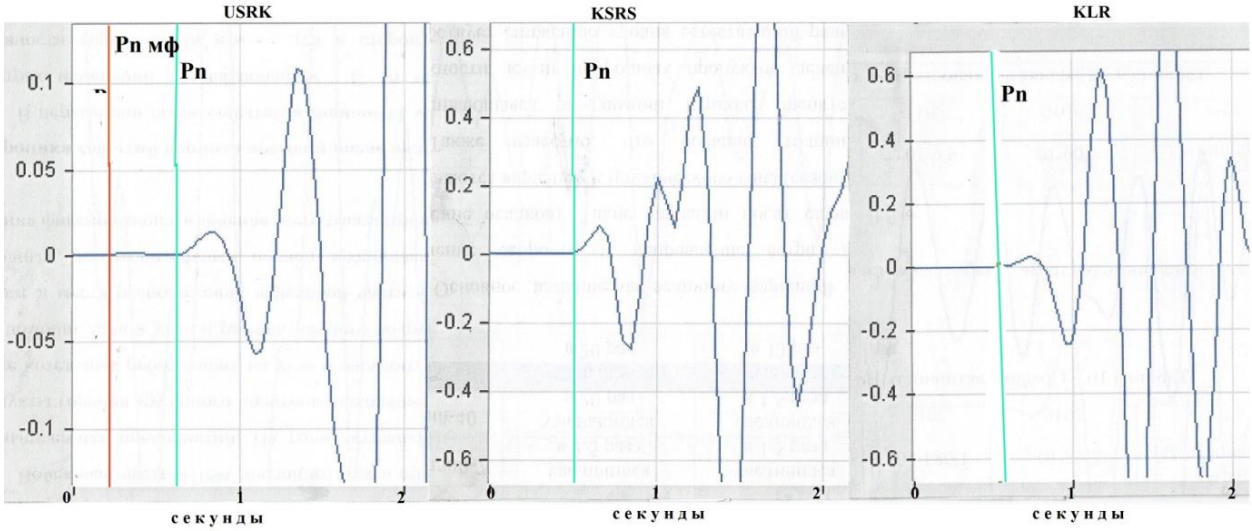


Рисунок 4. Нормированные записи вступления волны Pn на станциях МСМ: USRK , KSRS и KLR, - от взрыва 12.02.2013. Масштаб по оси времени – 26 мм/с

Из полученного соотношения следует, что предположение об определённом количественном соотношении первых КВП (хотя и с большим разбросом), имеет место. Данные и результаты сравнения времён вступления волн Pn , полученные при большой развёртке, на 10 станциях (добавлена станция MDJ) и с использованием времен вступлений из бюллетеней REB даны в таблице 5.

Графа 9 таблицы 5 составлена с использованием измерения опережающего вступления малой амплитуды относительно первого положительного КВП (таблица 4). Амплитуда этого участка волны Pn существенно меньше последующих колебаний волны Pn, поэтому для его выделения амплитудный масштаб записи был увеличен. Наиболее чётко этот участок записи выражен на станции USRK: он состоит из двух КВП и носит низкочастотный характер. На других станциях, зарегистрировавших сигнал, колебания имеют более высокую частоту и включают 3 - 5 КВП (рисунок 5). Обращает на себя внимание характер переднего фронта первого интенсивного КВП - на всех трёх сигналах увеличивается крутизна, что свидетельствует о различии источников этих двух фаз волны Pn: с малой амплитудой и интенсивных. Измеренные величины опережающего вступления малой амплитуды (графа 9 таблицы 5) могут служить для уточнения времён вступления волн на первых четырёх станциях и, в конечном счёте, для уточнения координат эпицентра.

Таблица 5. Сравнение времён вступления волн для станций региональной зоны

Код станции	Эпицентральное расстояние, градус	Азимут от станции на полигон, градус	Время вступления (REB), ч:м:с	Время вступления (измер.) 2ч + м:с	Время вступления (IASPEI) 2ч +:м:с	Невязка $\Delta\tau_{REB}=t_{REB}-t_{изм}$ [с]	Невязка $\Delta\tau_{IASPEI}=t_{REB}-t_{IASPEI}$ [с]	Опережение малой фазы вступления A_1, [с]
1	2	3	4	5	6	7	8	9
MDJ	3,30	188			0:55:37,08			- 1,12
USRK	3,58	218	2:58:47,52	58:47,64	58:47,56	- 0,12	- 0,04	-0,5
KSRS	3,98	14	2:58:52,60	58:52,32	58:53,06	+ 0,20	- 0,46	-0,2
KLR	8,14	192	2:59:51,45	59:51,36	59:50,19	+ 0,09	+ 1,26	-0,25
JNU	8,29	350	2:59:52,62	59:52,62	59:52,25	0,00	+ 0,37	0
MJAR	8,54	301	2:59:56,77	59:56,94	59:55,67	- 0,17	+ 1,10	0
BJT	9,92	87	3:00:14,90	60:14,90	60:14,60	0,00	+ 0,30	0
HAI	10,30	144	3:00:20,30	60:20,30	60:19,51	+ 0,08	+ 0,39	0
JKA	10,36	259	3:00:20,49	60:25,02	60:20,63	- 4,53	- 0,14	0
YSS	11,32	235	3:00:36,50	60:39,06	60:33,78	- 2,56	+ 2,72	0

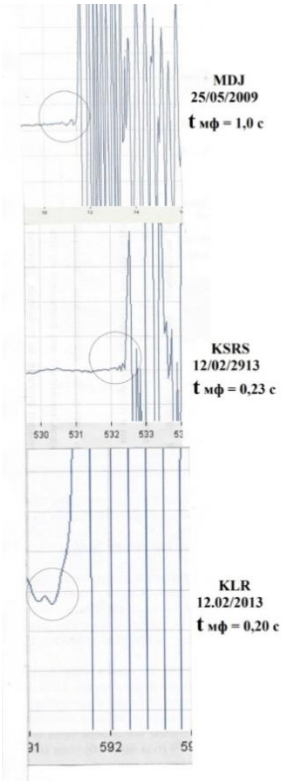
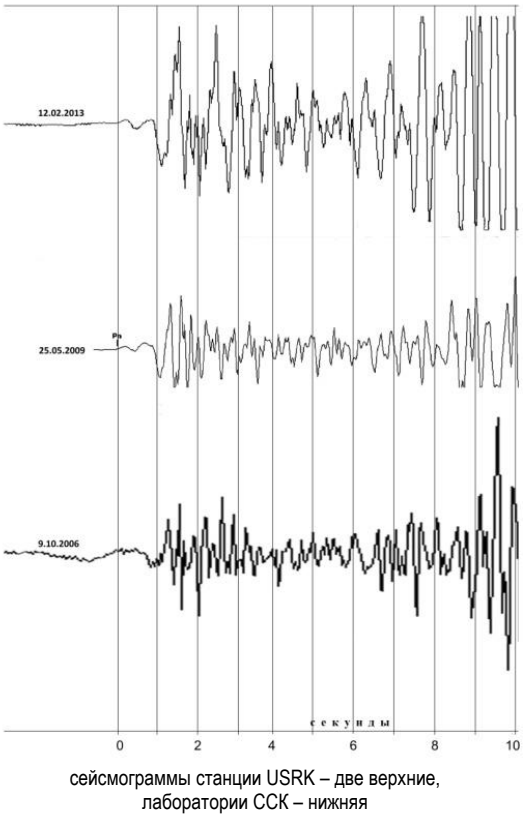


Рисунок 5 Малая фаза волны Pn, зарегистрированная станциями KSRS, KLR и MDJ

Такая фаза рассмотрена для всех трёх взрывов КНДР на записях станции USRK (рисунок 6, таблица 6).



сейсмограммы станции USRK – две верхние, лаборатории ССК – нижняя

Рисунок 6. Сейсмограммы трёх ПЯВ КНДР с совмещёнными моментами вступлений волны Pn станции МСМ USRK (25.05.2009 г. и 12.02.2013 г.) и Уссурийской лаборатории (9.10.2006 г.)

Таблица 6. Станция USRK. Сводные данные по первым восьми амплитудам сигналов, зарегистрированных от трёх ПЯВ КНДР

Дата ПЯВ	A_1 [отн.ед./с]	A_2 [отн.ед./с]	A_3 [отн.ед./с]	A_4 [отн.ед./с]	A_5 [отн.ед./с]	A_6 [отн.ед./с]	A_7 [отн.ед./с]	A_8 [отн.ед./с]
12.02.2013	+i 0,024/ 0,29	- 0,036/ 0,29	+ 0,036/ 0,26	- 0,28/ 0,26	+ 0,71/ 0,32	- 0,40/ 0,16	+ 0,20/ 0,11	- 0,24/ 0,11
25.05.2009	+i 0,041/ 0,32	- 0,034/ 0,21	+ 0,035/ 0,42	- 0,39/ 0,16	+ 0,61/ 0,11	- 0,46/ 0,21	+ 0,51/ 0,19	- 0,51/ 0,19
09.10.2006	e 0,016/ след	0,016/ след	0,020/ след	- 0,16/ 0,37	+ 0,36/ 0,32	- 0,33/ 0,11	+ 0,51/ 0,09	- 0,61/ 0,11

Примечание: 1) значения амплитуд указаны в безразмерных единицах (относительно максимальной амплитуды колебаний в волне Pn); длительность КВП - в секундах, т.е. [отн. ед./с]: 2) «+i» –чёткое положительное вступление; «е» – вступление нечёткое

Для взрывов 25.05.2009 г. и 12.02.2013 г. характерно чёткое положительное вступление. На всех трех записях первые три квазиполупериода вступления волны Pn имеют амплитуда колебаний на порядок меньше, чем ее следующие колебания. Длительности квазиполупериодов этих колебаний (далее для краткости называемые «малой фазой» волны Pn), позволяют судить о том, что их частота в 2 – 3 раза меньше частоты следующих за ними колебаний. Интенсивные колебания волны Pn отстают на 0,84 сек от ее вступления и начинаются с фазы отрицательной полярности, ярко выраженного в сигналах от второго и третьего ПЯВ. Следует отметить, что сейсмический фон при регистрации первого сигнала не был благоприятным для выделения сигнала из шума.

Заметно, что начиная с 1,5 сек колебания волны Pn на станциях USRK и KSRS хорошо коррелированны между собой. В [5] приведен результат корреляционного анализа волн Pn от двух ПЯВ: 9.10.2006 г. и 25.05.2009 г., – по данным трех сейсмических групп: USRK, KSRS и MJAR. Полученные коэффициенты корреляции сигналов для этих станций приведены в таблице 7а–в. Для третьего ПЯВ коэффициенты рассчитаны Д. Бобровым по методике, изложенной в [5].

Таблица 7. Коэффициенты корреляции сигналов: а – станция USRK, б – станция KSRS, в – станция MJAR

а)

События	25.05.2009	12.02.2013
25.05.2009	1,00	0,98
12.02.2013	0,98	1,00
Данных за 2006 год нет – станция не была еще построена		

б)

События	9.10.2006	25.05.2009	12.02.2013
9.10.2006	1,00	0,62	0,64
25.05.2009	0,62	1,00	0,95
12.02.2013	0,64	0,95	1,00

в)

События	9.10.2006	25.05.2009	12.02.2013
9.10.2006	1,00	0,73	0,63
25.05.2009	0,73	1,00	0,91
12.02.2013	0,63	0,91	1,00

Таблицы симметричны относительно диагонали, где, по сути, даны коэффициенты автокорреляции. Из таблицы 7 следует, что очень хорошо коррелируют между собой сигналы двух последних событий (коэффициент корреляции ~ 0,9). Первое событие коррелирует с последующими двумя на уровне ~ 0,6…0,75.

Несмотря на то, что следующие за волной Pn типы волн вступают (в соответствии с годографом) на 7,5 сек позже, в волне Pn, начиная с 4-го КВП, проявляется интерференция. Можно предположить, что она является результатом суперпозиции волны Pn с некой волной, распространяющейся с той же скоростью, но примерно с секундной задержкой относительно первого вступления волны Pn. Это возможно в том случае, когда сигналы распространяются, по крайней мере, по двум трассам. Интерференционный участок волны Pn может быть связан со сложением Pn волны, распространяющейся по границе верхней мантии, или головной волны, сохраняющей начальную полярность, и волны, отражённой от подошвы достаточно мощного волновода на границе Мохо с изменением полярности на противоположную [6], или с суперпозицией прямой и отражённой от поверхности земли в районе эпицентра продольных сейсмических волн в противофазе. Причём отражённая волна pP отстаёт от прямой на время, необходимое для прохождения волной со скоростью упругих волн в приповерхностном слое от гипоцентра до поверхности земли и обратно. Вторая гипотеза кажется более вероятной, так как не требует предположения о наличии слоистости вблизи границы Мохоровичича.

Сопоставление записей вертикальной составляющей сигналов, зарегистрированных на станции USRK и на станции KSRS (с почти одинаковыми эпицентральными расстояниями Δ=3,58° и 3,98°, и с азимутами на взрыв, 218° и 14°, соответственно), показывает, что форма начальных колебаний сейсмических сигналов (рисунок 7а) существенно различна. Другая пара сигналов, зарегистрированных на станциях HAI и JKA с близкими эпицентральными расстояниями (разность составляет около 7 км), азимуты равны 144 и 259 град., соответственно, также имеют совершенно не похожие формы: первый представлен пачкой высокочастотных колебаний, второй – низкочастотный одиночный импульс в виде трёх КВП (рисунок 3). Сравнение формы начальных колебаний сигналов, зарегистрированных на станциях KSRS и USRK, показывает, что «малая фаза» волны Pn присуща записям обеих станций, однако их форма существенно различается. Частота колебаний на записи KSRS в два раза выше частоты колебаний на записи станции USRK; интерференционный участок на записи первой станции начинается почти на одну секунду раньше, чем на станции USRK. На обеих станциях первое вступление представляет собой фазу сжатия и максимум амплитуды в волне Pn отстоит от момента вступления примерно на 1,5 сек.

Форма сигналов на станциях с другими эпицентральными расстояниями такая же сложная. К эпицентральному расстоянию в 1000 км остаются только вступления Pn и PnPn волн. Однако на расстоянии 1150 км форма сигнала размывается и обуславливается только волной PnPn. Другие запредельные волны PbPb и PgPg, которые никак не проявляются на других рассмотренных станциях, здесь попадают в интервал интенсивной коды волны PnPn. Однако такая форма сигналов для станций с большими эпицентральными расстояниями не повторяется, наоборот, для станций HAI и YSS энергия Pn волны сосредоточена в основном в начале.

4. Свойства малой фазы волны Pn и возможный механизм её формирования

В [1] отмечалось, что в сигналах от ПЯВ КНДР перед интенсивным вступлением Pn волны присутствует некий «предвестник» в одно-полтора колебания малой амплитуды. Период этих колебаний заметно больше (~ в 2 раза) периода колебаний интенсивной фазы, а амплитуда в десятки раз меньше. Было сделано предположение о влиянии очаговой зоны на формирование этой фазы. Анализ формы сигналов от ПЯВ КНДР, зарегистрированных 12.02.2013 г., а также более тщательный повторный анализ сигналов от предыдущих взрывов не полностью подтверждает характеристику формы мало интенсивной части Pn волны, приведённую в [1]. Из рассмотрения записей сигналов от взрывов 25.05.2009 г. и 12.02.2013 г. на станциях USRK и KSRS (рисунок 7б) можно увидеть, что начальные части сигналов по форме существенно отличаются друг от друга. Так, амплитуда, нормированная по максимальной амплитуде волны Pn, на станции USRK примерно в 1,6 раза меньше, чем на станции KSRS, длительность соответствующего квазиполупериода на станции USRK 0,32 сек, в то время как на станции KSRS – 0,25 сек. Значительно различа-

ются времена появления интерференционных участков на записях: на USRK – через 0,9 сек, на KSRS – через 0,3 сек после вступления. И ещё очень важное отличие заключается в том, что первая интенсивная фаза волны Pn появляется на станции USRK в виде отрицательного КВП, а на станции KSRS – положительного КВП. Ещё в большей степени отличается форма мало интенсивной фазы на станции MDJ [1] от такой же фазы на станциях USRK и KSRS.

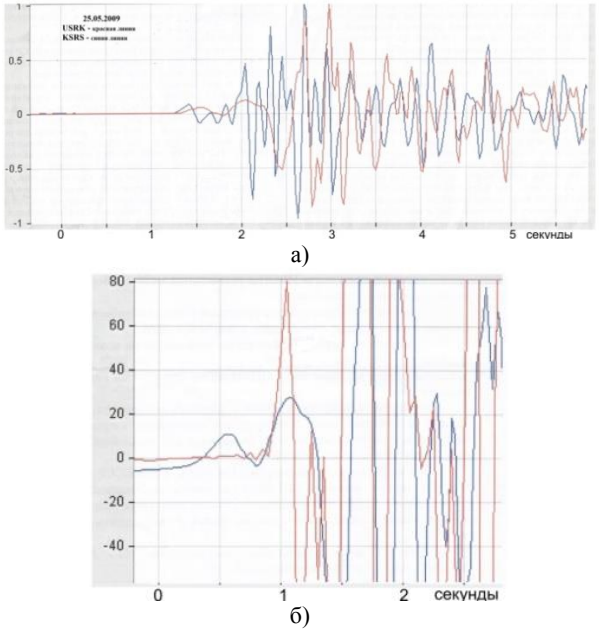


Рисунок 7. Совмещённые сейсмограммы станций USRK и KSRS (масштаб по временной оси – 47 мм/с): а – станции USRK (красная линия) и KSRS (синяя линия) от ПЯВ 25.05.2009 г., б – станции USRK (синяя линия) и KSRS (красная линия) от ПЯВ 12.02.2012 г.

Подчеркнём, что использованный в [1] термин «предвестник» не точно отражает физическую сущность вступления с малой амплитудой. По времени вступлений на указанных станциях и по непрерывности записи на участке перехода от малой к большой амплитуде колебаний величин азимута (azp), угла выхода (uvp) и коэффициента эллипса поляризации (R) можно заключить, что оба участка относятся к волнам Pn, т.е. о малой фазе следует говорить, как о начальных колебаниях пакета Pn – волны (рисунок 8а, б).

Ниже рассмотрены записи этой части сигнала от ПЯВ на предмет ранее высказанного предположения о её очаговом происхождении [1]. Известно [7], что при взрыве первоначально передача энергии ПЯВ окружающей среде идёт за счёт механизма лучистой теплопроводности, за счёт чего возникает тепловая волна, распространяющаяся на расстояние 0,2÷0,4 м/кт$^{1/3}$ и порождается термо-упругая волна. С некоторой задержкой за счёт громадных температуры (10^6 - 10^7 градусов) и давления (1÷10 ТПа) происходит плавление оболочки заряда и вещества окружающей среды, образование плазмы и сильной ударной волны. Нагретое при ударном сжатии вещество переходит в закритическое состояние, перегретые пары вещества заряда и горной породы, продуктов его разложения совершающих работу в окружающей среде. Область испарения составляет 1,8÷2,5 м/кт$^{1/3}$, общий размер области сильной ударной волны, сопровождаемой неупругими деформациями, или гидродинамической области – 3÷5 м/кт$^{1/3}$. Гипотеза образования начальной части волны Pn малой амплитуды заключается в более раннем рождении упругой волны от мощного, но короткого (порядка сотых долей сек) радиационного и теплового излучения и образования термо-упругой волны. Ударная волна, образующаяся в процессе достаточно длительного (несколько десятых долей секунды) перехода вмещающих пород в состояние плазмы и газа, производит основной сейсмический эффект взрыва. Однако для проверки этой гипотезы необходима бóльшая выборка сейсмограмм станций, расположенных в разных азимутах и при различных эпицентральных расстояниях.

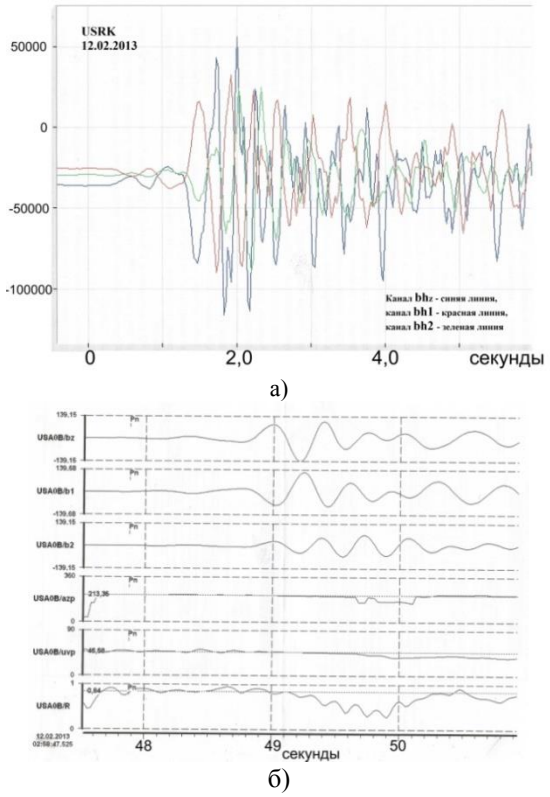
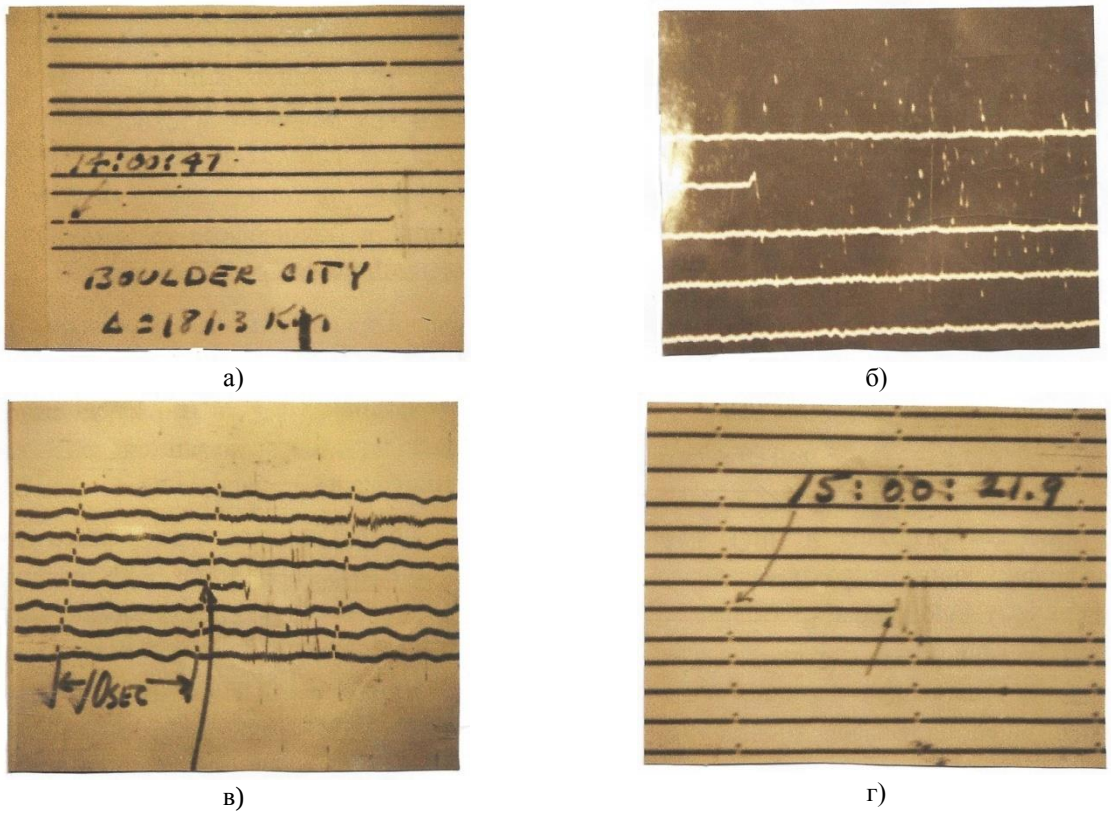


Рисунок 8. Трёхкомпонентная совмещённая запись сейсмического сигнала и результаты поляризационного анализа на станции USRK от взрыва 12.02.2013 г.: а – начальная часть записи волны Pn, характеризующаяся тремя составляющими сигнала, начиная с малой фазы, б – результаты поляризационного анализа первых трёх секунд волны Pn

Рассмотрен вопрос, не является ли малая фаза в волне Pn особенностью формирования сигналов в региональной зоне ПЯВ на полигоне Хвадэ в КНДР? С этой целью были привлечены аналоговые записи сигналов региональной зоне ПЯВ 1957 - 1958 гг. на полигоне США в шт. Невада [8]. На рисунке 9 приведены фрагменты сейсмограмм начальной части сейсмических сигналов, зарегистрированных на станциях с эпицентральными расстояниями в диапазоне 180 - 395 км от ПЯВ с условными наименованиями Tamalpais (0,7 кт), Rainer (1,7 кт), Logan (5 кт). В начале сейсмического сигнала на всех станциях выделяется положительное вступление с небольшой амплитудой (фаза сжатия). За ним (примерно через секунду) следует интенсивное положительное вступление, с которого начинается основной сейсмический сигнал. Весьма характерно первое вступление на рисунке 9б, где на фазе сжатия заметна точка перегиба, свидетельствующая о более сложном характере колебаний малой амплитуды. На рисунке 9в «малая фаза», представленная двумя КВП - положительной и отрицательной полярности, - предшествует интенсивным колебаниям. Таким образом, эти архивные записи свидетельствуют о наличии малой фазы в сейсмических сигналах при взрывах на других полигонах.



а) б) в) г)

Рисунок 9. Копии аналоговых сейсмограмм (начальной части сейсмических сигналов региональной зоны ПЯВ в штате Невада) для диапазона мощностей ПЯВ от 0,7 до 5,0 кт: а – операция «Тэмолпайс», мощностьз-аряда 0,7 кт, расстояние 203 км, б – операция «Райнер», мощность заряда 1,7 кт, расстояние 181 км, в – операция «Райнер», мощность заряда 1,7 кт, расстояние 395 км, г- операция «Логан», мощность заряда 5 кт, расстояние 181 км

5. О РЕГИСТРАЦИИ ИНФРАЗВУКОВЫХ ВОЛН ОТ ПЯВ КНДР

Особенностью регистрации 3-го ПЯВ КНДР (12.02.2013) было обнаружение сопровождающих ПЯВ инфразвуковых волн, зарегистрированных на станциях (рисунки 10, 11)): I45 RU (Уссурийск, Россия; Δ=400 км) – I30 JP (Камикава-асахи, Япония; Δ=1400 км). Записи и результаты обработки инфразвуковых волн с применением Прогрессивного многоканального корреляционного метода (PMCC), используемого в Международном центре данных ОДВЗЯИ (Вена), приведены в таблице 8.

Интересно, что форма записи является характерной для взрывов обычного взрывчатого вещества на поверхности земли при регистрации инфразвуковых волн на расстояниях в несколько тысяч километров: колебания, близкие к преобладающим периодам 1÷2 сек, наличие нескольких приходов волн и схожая форма огибающей в виде видеоимпульса с частотным заполнением [9]. Величины определённых азимутов достаточно хорошо совпадают с истинными азимутами (рисунки 10, 11). Величины скорости распространения не намного выше обычной: на 3,6% – для станции I45 RU и на 7,9% – для станции I30 JP.

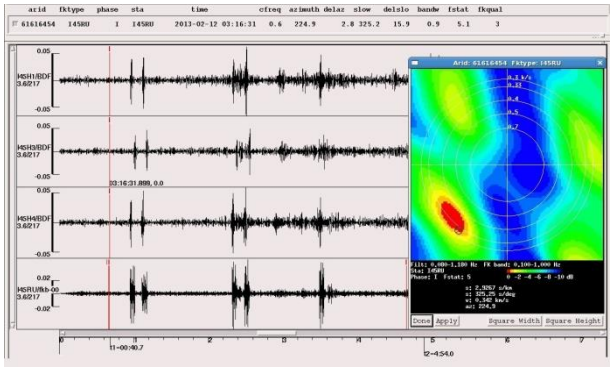


Рисунок 10. Микробарограммы и результаты Fk-анализа сигналов, зарегистрированных инфразвуковой системой группирования станции 145 RU от ПЯВ КНДР 12.02.2013 г.

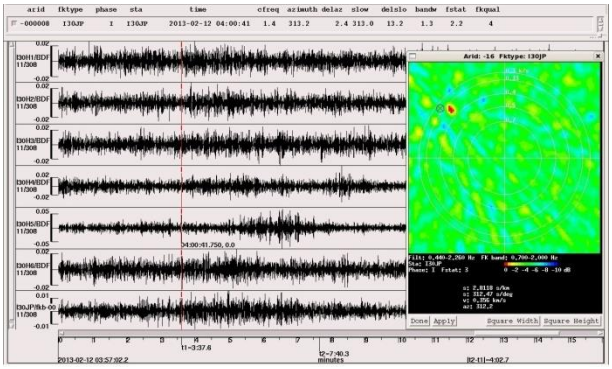


Рисунок 11. Микробарограммы и результаты Fk-анализа сигналов, зарегистрированных инфразвуковой системой группирования станции 130 JP от ПЯВ КНДР 12.02.2013 г.

Таблица 8 Результаты обработки инфразвуковых волн, зарегистрированных от ПЯВ КНДР 12.02.2013 на станциях Уссурийск и Камикава-асахи

Код станции	Время 1-го прихода, ч:м:с	Время распространения, ч:м:с	Азимут, в градусах	Скорость распространения, в м/с	Граничные частоты фильтра/ полосы пропускания, в Гц
I45 RU	03:16:31	00:18:40	224,9	342	0,08-1,18 / 0,1-1,0
I30 JP	04:00:41	01:02:50	312,2	356	0,44-2,26 / 0,7-2,0



Рисунок 12. Схема смоделированного атмосферного переноса аэрозолей от полигона Хвадэ 12.02.2013 - направление ветра в сторону станции 130 JP практически совпадает с направлением от полигона на станцию

Сверхдальнее распространение инфразвуковых волн от 3-го ПЯВ КНДР на японскую станцию может быть объяснено попутным северо-западным ветром, способствовавшим образованию приземного волноводного канала (рисунок 12). Регистрация инфразвуковых волн от ПЯВ КНДР означает ещё один важный критерий идентификации ПЯВ на полигоне Хвадэ для взрывов мощностью от 10 кт и более.

Выводы

1. Совместный анализ сейсмических сигналов от вух первых ПЯВ КНДР и сигнала от взрыва 12.02.2013 г., имевшего мощность большую, чем первые два взрыв, и зарегистрированного большим количеством сейсмических станций (94), показал, что:

- форма сигнала на одной и той же станции имеет высокую корреляцию от взрыва к взрыву;
- форма сигналов на различных станциях для каждого взрыва существенно отличаются друг от друга, но имеют и некоторые общие свойства;
- на записях проявляется малая фаза волны Pn в уточнённом диапазоне эпицентральных расстояний, 360 ÷ 900 км. Эта особенность формы сигнала может являться вероятным критерием идентификации ПЯВ КНДР на полигоне Хвадэ. Учёт времени опережающего вступления малой фазы позволит уточнить время и координаты взрыва;
- природа возникновения малой фазы волны Pn, заключается, возможно, в опережающем взаимодействии короткого радационного и теплового излучения со средой, окружающей ядерный заряд, и образовании при этом термо-упругой волны, вслед за которой начинает действовать более инерционная ударная волна.

2. Регистрация на станциях I45RU и I30JP инфразвуковых волн, возникших при ПЯВ КНДР мощностью порядка 10 килотонн 12.02.2013 г., экспериментально подтвердила возможность использования инфразвуковых волн в качестве критерия идентификации подземных ядерных взрывов такой и большей мощности.

Литература

1. Васильев, А.П. К вопросу интерпретации начальных фаз продольных сейсмических волн, регистрируемых в региональной зоне подземных ядерных взрывов КНДР // А.П. Васильев, А.С. Поплавский /// Вестник НЯЦ РК, 2010. - № 3 - С. 53 - 60.
2. Кедров, О.К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний / О.К. Кедров. - Москва-Саранск, 2005. - с. 248.
3. Сейсмологические таблицы IASPEI 1991 под ред. Б.Л.Н. Кеннета Австралийский национальный университет, 1991.
4. Николаев, А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред / А.В. Николаев. – М.: Наука, 1972
5. D. Bobrov, I. Kitov, L. Zerbo, Perspectives of Cross-Correlation in Seismic Monitoring at the International Data Centre, Pure and Applied Geophysics, 2012. DOI: 10.1007/s00024-012-0626x.
6. Рябой, В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным / В.З. Рябой // М.: Недра,1997. - С. 108 - 112.
7. Адушкин, В.В. Подземные взрывы / В.В. Адушкин, А.А. Спивак // Наука, 2007. - С. 17 - 18.
8. Альбомы копий сейсмограмм станций региональной зоны от ПЯВ в шт. Невада в 1957 – 1958 гг., хранящиеся в ИДГ РАН
9. Васильев А.П. К вопросу регистрации химических взрывов инфразвуковым методом / А.П. Васильев // Вестник НЯЦ РК, 2008. - № 2. - С. 4 - 9.

КХДР ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРЫНЫҢ АУМАҚТЫҚ ҚАШЫҚТАҒЫ СИГНАЛДАРЫНЫҢ ТҮРІН ЗЕРТТЕУ

[1)]Васильев А.П., [1)]Глушков А.И., [2)]Поплавский А.С.

[1)]Ресей Федерациясы Қорғаныс министрлігінің Арнайы бақылау қызметі, Мәскеу, Ресей
[2)] Ресей Федерациясы ұлттық деректер орталығы, Мәскеу, Ресей

Мақалада Хвадэ полигондағы жерасты ядролық жарылстың аумақтық қашықтықта тіркелген сигналдардың түрін, 2013 ж. 02.12-сінде КХДР жүргізілген үшінші ЖЯЖ жазбаларын қолданып, зерттеулердің жалғасының нәтижелері келтірілген.

STUDY OF WAVEFORMS OF UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSIONS IN DPRK AT REGIONAL DISTANCES

[1)]A.P.Vasilyev, [1)]A.I. Glushkov, [2)]A.S. Poplavskiy

[1)]Special Control Service of the Ministry of Defense of Russian Federation, Moscow, Russia
[2)]National Data Center of Russian Federation, Moscow, Russia

The report presents the results of continuation of research of waveforms that were recorded at regional distances from underground nuclear explosions (UNE) at Hwadae site, attracting records of the third UNE conducted in DPRK on 12.02.2013.

УДК 550.334:621.039.9

DEPTH ESTIMATION FOR N. KOREA NUCLEAR TESTS FROM TELESEISMIC P-WAVES RECORDED IN ISRAEL, KAZAKHSTAN AND OTHER COUNTRIES

Y. Gitterman

Seismology Division, the Geophysical Institute of Israel, Lod, Israel

Two underground nuclear explosions conducted by North Korea in 2009 and 2013 were recorded by the Israel Seismic Network (ISN). Pronounced coherent minima (spectral nulls) at 1.2-1.3 Hz were revealed in the spectra of teleseismic P-waves. For a ground-truth explosion with a shallow source depth, this phenomenon can be interpreted in terms of the destructive interference between the down-going P-wave and the pP phase reflected from the Earth's surface. A similar effect was observed at ISN stations before for the Pakistan nuclear explosion and the Russian PNE Rubin-2 at different frequencies, 1.7 Hz and 1.0 Hz accordingly, indicating a source- and not site-effect.

The same frequency spectral minima were observed in P-waves of all three North Korea explosions (including the 2006 test) recorded at network stations and arrays in Kazakhstan. Seismograms at Kurchatov array (KURK) for the 2006 test showed small P-signals and weak but visible spectral minima at about 1.2 Hz, whereas the next two explosions demonstrated very distinct coherent spectral nulls at all array elements at frequency 1.23 Hz, and also at two multiple frequencies ~2.4 Hz and ~3.7 Hz. This harmonic spectral modulation evidences a clear interference effect. Similar observations of spectral minima interference in teleseismic P-waves seismograms were obtained for stations in Norway (NORESS), Australia (ASAR in Alice Springs, WRA in Warramunga) and Canada (YKA in Yellowknife), covering a broad azimuthal range.

Based on the null frequency dependency on the near-surface acoustic velocity and the source depth, the depth of the North Korea tests was estimated as ~2 km. It was shown that the observed null frequencies and the obtained source depth estimates correspond to P-pP interference phenomena in both possible cases: of vertical shaft or horizontal drift in a mountain. This unusual depth estimation needs an additional validation based on more stations and verification by other methods.

INTRODUCTION

The source depth is an important parameter of a buried clandestine nuclear explosion, exhibiting a violation of the Comprehensive Test Ban Treaty (CTBT). Its accurate estimation contributes to understanding of test technological features, and to more reliable TNT yield determination, based on seismic magnitude estimate, that is reduced with depth [6, 20].

Location procedures based on propagation times of *P* and *S*-waves observed in regional and teleseismic records give large errors (several km) for these shallow seismic events, and therefore a nuclear explosion depth is defined usually as zero (e.g. in USGS and CTBTO bulletins). The presence of characteristic minima in amplitude spectra (spectral nulls) of teleseismic *P*-waves from large-scale nuclear tests has been considered in several publications, in relation to more accurate source-depth evaluation. The minima, observed in rather narrow azimuthal ranges, were interpreted in terms of interference of *P*- and *pP*-waves. Spectral nulls were observed for three US tests and the obtained depth estimations were compared with actual values, showing a relatively small error ~0.2 km [4]. Teleseismic *P*-waves for two large Amchitka explosions were analyzed from records at 8 US stations in azimuthal range 44°-86°, and surface reflection time delays *pP-P* were estimated [1]. Pronounced spectral minima about 1 Hz were found in teleseismic records of the Swedish seismic network for Nevada tests, with the azimuths from 16° to 25° [16], and about 1.5-1.8 Hz for Semipalatinsk tests, with the azimuths from 304° to 324° [17].

The main goal of this research is to study these characteristic spectral features from the three underground nuclear explosions in North Korea, based on records at seismic stations and arrays, in a very broad azimuthal range, and to show that it is not a site- but the source effect, that facilitates the test depth estimation.

SPECTRAL NULL PHENOMENON

Underground nuclear explosions are characterized by shallow focal depth (usually several hundreds of meters, and for a few tests – more than 2 km [19]) and by the spherical symmetry of the initial wave radiation. These features result in some cases in the destructive interference effect between down-going direct *P*-wave and *pP*-wave (or the depth phase) reflected from the Earth's surface (Figure 1), which are observed most clearly at teleseismic records.

The destructive interference produces spectral modulation (scalloping), presented by minima at the fundamental (first) and multiple frequencies [16]:

$$f_{01} = V_p/(2*h)\ ,\ f_{0n} = n* f_{01}\ ,n = 1, 2, \qquad (1)$$

where V_p *(m/s)* is the average compressional (*P*-wave) velocity of the medium between the source and the surface (the overburden velocity), and *h (m*) is the source depth.

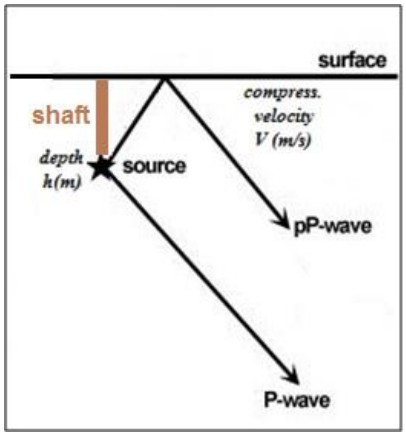


Figure 1. Scheme of P-wave reflection and P-pP interference for the explosion in a vertical shaft

Equation 1 is valid for teleseismic distances, where the incidence angle at the surface for *pP* is small (nearly vertical), and the fundamental period T_{01} equals the *pP*-wave delay relative to the direct *P*-wave. The interference effect can be complicated by non-linear surface effects on the *pP* reflection, like spallation and disrupted medium for the down-going *pP* reflection that can obscure spectral nulls [18]. Rough site topography and non-linear surface effects, can reduce the ideal free-surface reflection coefficient (k = -1) and smash the spectral modulation. Being the source-effect for the point-like nuclear explosion, the spectral null appears at about the same frequency in amplitude spectra of different network stations or array elements, placed at different azimuths. Nevertheless, local subsurface geology features can shift individual null frequencies causing weakening of the spectral shape coherency.

SPECTRAL NULLS OBSERVATIONS AT ISRAEL SEISMIC NETWORK FROM PREVIOUS TESTS

Spectral analysis of the Israel Seismic Network **(**ISN) records for some previous nuclear explosions has revealed pronounced coherent minima in *P*-waves of about 1 Hz (and multiples at 2 and 3 Hz) from the PNE Rubin-2 in W. Siberia, Tyumen region, in 1988 [9] and about 1.7 Hz for the first Pakistan test in 1998 [10], which were interpreted as *P*-*pP* interference.

The Rubin-2, aimed for Deep Seismic Sounding, was placed in underground shaft, where the charge elevation beneath the sea level was -830 m. Considering the ground surface altitude in this region about 40 m above the sea level (provided by Google™ Earth), the source depth *h* was about 0.87 km. Assuming an average near-surface *P*-wave velocity of about 1.8-2 km/s, for this geological sedimentary structure in the West-Siberian Platform, as thick as 1 km [21], Equation 1 gives a fundamental null frequency of 1 Hz, as observed.

PROCESSING AND ANALYSIS PROCEDURES

For better identification of coherent spectral shapes, indicating source-effect and not (local) site-effect, our processing procedures included calculation and joint plotting of FFT amplitude spectra of network vertical seismograms recorded at different azimuths. In order to enhance the spectral modulation features related to the source-effect, the spectra were smoothed, depending on the window length, using the convolution triangle weights filter. Then the average of all analyzed station spectra was also calculated, giving null frequency estimations. The joint log-log spectral plotting provides better observation of coherent minima and maxima at multiple frequencies (harmonics) with very different amplitudes for network stations. Initially this technique was developed and applied to reveal and enhance spectral modulation in seismic waveforms, caused by interference phenomena for ripple-fired quarry blasts [8], and for underwater explosions (due to the bubble-effect) [e.g. 5, 15]. Later it was used also in the analysis of ISN teleseismic records of previous nuclear tests mentioned above [9, 10].

In the case of low signal-to-noise ratio, different narrow band-pass filters were applied to reveal the first P-arrivals, within the common range of 0.5-10 Hz, containing analyzed null frequencies (including multiples). This range is placed within the area of flat instrument response of all (including short-period) used seismometers, therefore the amplitude spectra were not instrument corrected. FFT spectra were calculated for vertical recordings in time windows of 8-30 s beginning from the first arrival comprising teleseismic *P*- and *P*-coda signals, or in similar windows of pre-signal noise. Actually both direct *P* and free surface reflection *pP* phases are contained in the first 3 s of teleseismic *P*-waves. The 5 s time window was used by [1], however much larger windows ~50 s were used by [4], to include in the analysis all daughter phases of the parent *P* and *pP* phases (and thus to accumulate and enhance interference source features).

All procedures of data view, filtering, FFT calculation, smoothing, averaging and plotting are performed by jSTAR software developed in GII [22].

OBSERVATIONS OF N. KOREA NUCLEAR TESTS AT ISN STATIONS

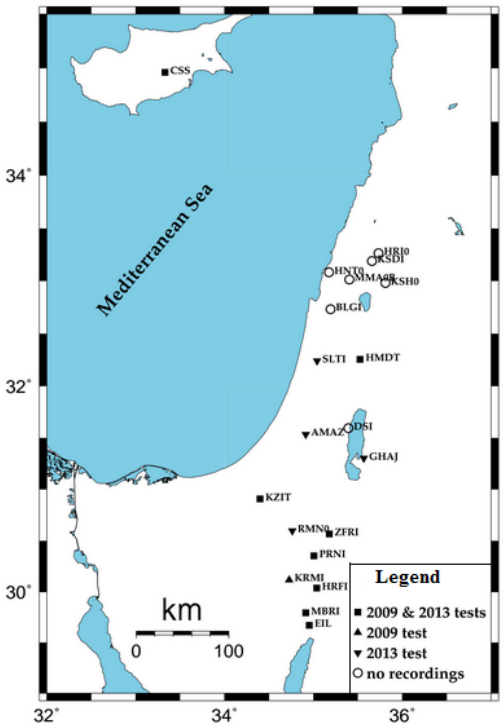
This study was initiated by spectral analysis of P-waves from N. Korea nuclear explosions (Table 1) recorded at Israel Seismic Network stations (distance ~8000 km, azimuth ~295°).

Table 1. Basic parameters of N. Korea tests as reported by agencies USGS, CTBTO and NORSAR

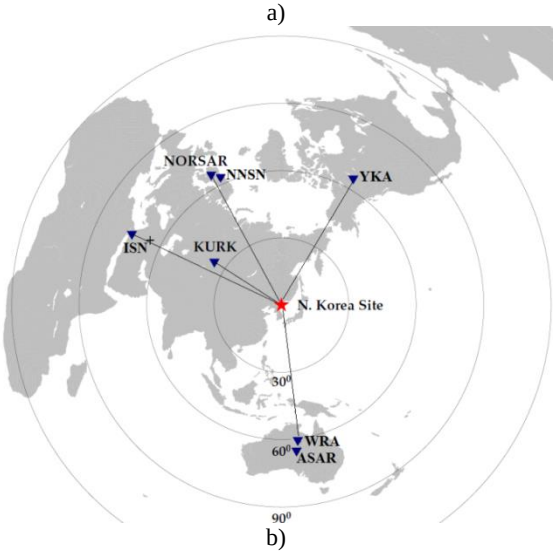
Date	Origin Time, UTC	Magnitude	Yield, kT	Depth, km
Oct 9, 2006	01:35:28	4.1-4.3	0.5-1	0
May 25, 2009	00:54:43	4.5-4.7	2.5-7	0
Feb 12, 2013	02:57:51	4.9-5.1	6-10	1

The 2006 test was too small with poor teleseismic observations, and reliable P-signals could not be found in seismograms even after narrow band-pass filtering,

so only two later tests were analyzed, which were observed at several ISN stations and two additional stations: CSS, Cyprus, and GHAJ, Jordan, separated by several dozen km (denoted here as network ISN$^+$) (Figure 2a).



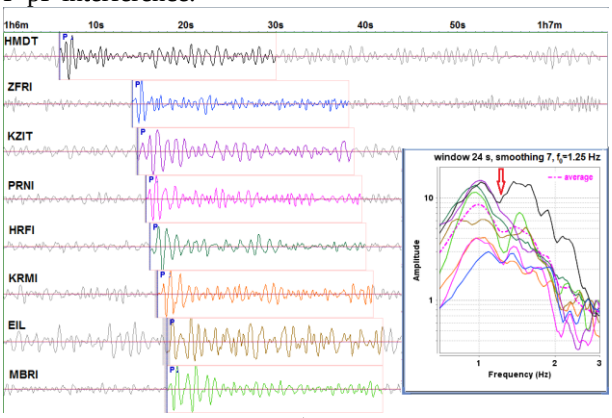
a)



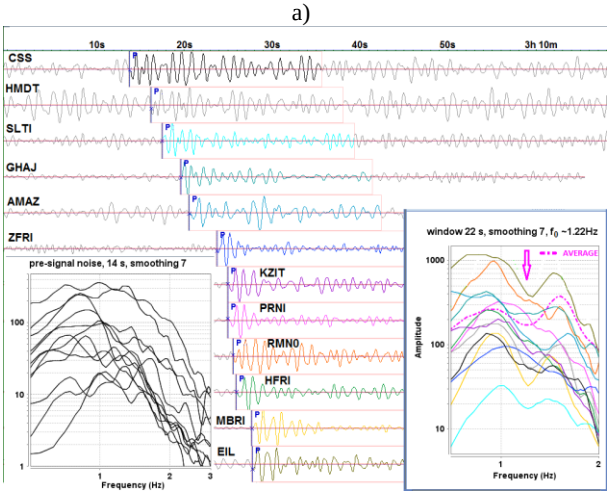
b)

Figure 2. Map of observations stations used during the research regarding nuclear explosions in North Korea (only P-waves were observed at some stations after a narrow band-pass filter): a – observation of N. Korea tests at the Israel Seismic Network and two additional stations: CSS, Cyprus, and GHAJ, Jordan the network ISN, b – map of world seismic networks and arrays used for spectral analysis of teleseismic P-waves from N. Korea tests

The spectra demonstrate clear spectral scalloping and coherency of spectral shapes at most stations with minima at about 1.2 - 1.3 Hz (Figure 3). The minima can be hardly identified for some stations, and the null frequency variability at different stations is observed. Evidently this spectral feature, which was not found in spectra of pre-signal noise (Figure 3b), is resulted from P-pP interference.



a)



b)

The average spectrum is shown as dotted line

Figure 3. Vertical seismograms and P-wave spectra at ISN$^+$ stations (distance ~8000 km, azimuth ~295 °): a – 2009 test, records were band-pass (BP) filtered at 0.7 - 3 Hz, b – 2013 test, records were BP filtered at 0.7 - 2 Hz; spectra of pre-signal noise are also shown

The region around the test site consists of low-porosity, dense, intrusive and extrusive igneous rocks, including granites (considered as the most likely source rock), basalts, and rhyolites, which are Mesozoic or younger, assuming an average overburden elastic P-wave velocity of 5 km/s [20]. The Korean seismic model of [13] suggests P-wave velocity in the mountainous region around the test site of ~5 km/s, and a model of [2] uses value of 5.1 km/s. Based on this data and the estimated null frequency, the depths of the 2009 and 2013 tests were estimated as $h=V_p/(2f_{01})$ ~ 2 km.

TELESEISMIC OBSERVATIONS OF N. KOREA TESTS AT WORLD STATIONS IN A BROAD AZIMUTHAL RANGE

We tried to check the broad-range azimuthal independence inherent to this source effect and compared spectra of the P-wave group from N. Korea tests recorded at different seismic stations and arrays placed at teleseismic distances 4000–7500 km in other parts of the world (Figure 2-b): NNSN network and NORSAR array stations, Norway, IGR network and KURK array, Kazakhstan, YKA array, Canada, Australian arrays, Warramunga (WRA) and Alice Springs (ASAR). The same (as for ISN data) FFT calculation and smoothing procedures were applied for time windows 7-30 s of vertical seismograms. Some results are presented on Figures 4 - 7. Similar to results obtained for Israel Seismic Network, an apparent spectral modulation was found at seismic network stations of the Institute of Geophysical Research of the Atomic Energy Committee in the Republic of Kazakhstan, IGR (Figure 4a).

Clear coherent spectral minima were found at 1.2-1.3 Hz at different stations, separated by several hundred km, with an average spectral null at 1.26 Hz (Figure 5).

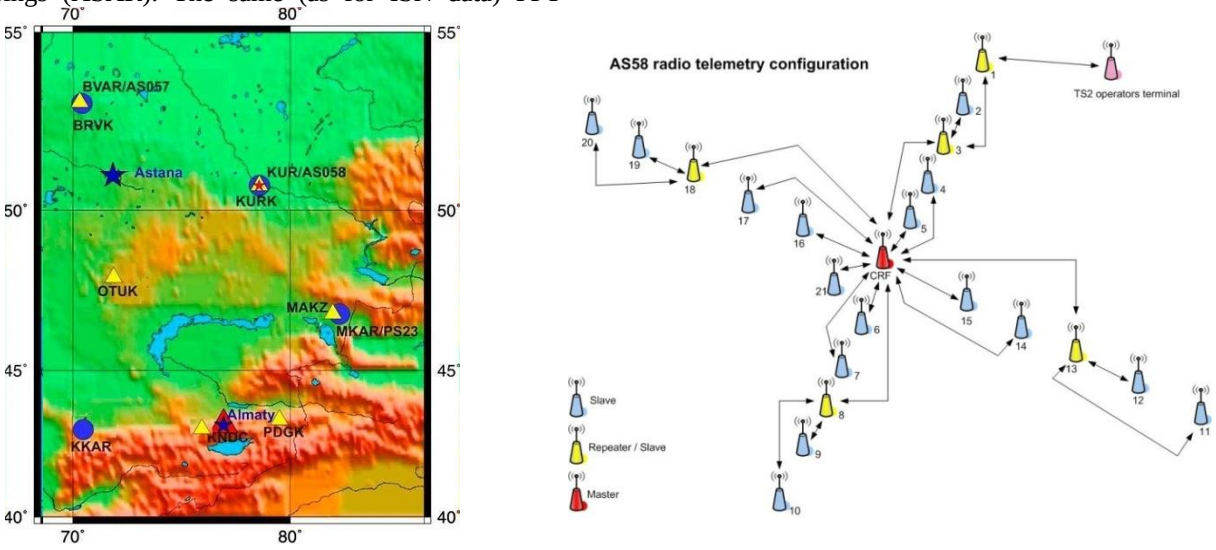


Figure 4. Observation network of the Institute of Geophysical Research (IGR) of the Atomic Energy Committee in the Republic of Kazakhstan [www.kndc.kz]: a – stations location, b - Kurchatov-Cross" seismic array (KURK)

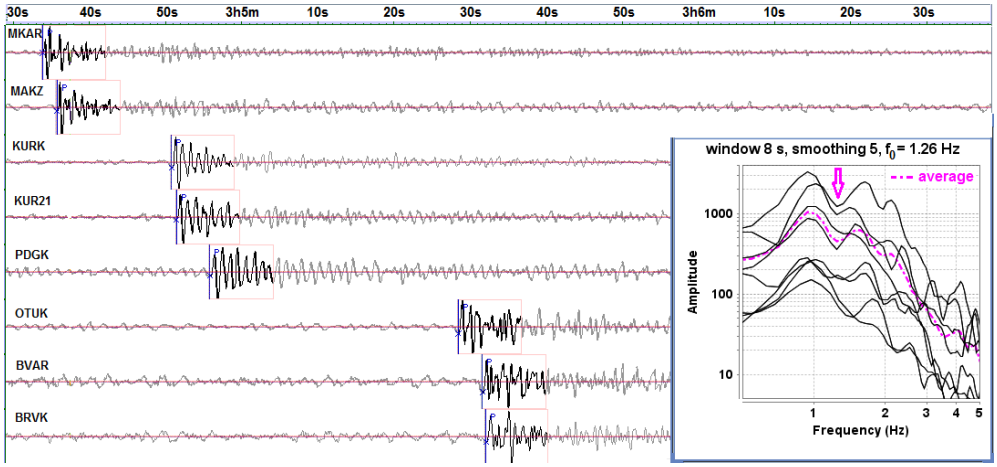


Figure 5. Vertical seismograms and P-wave spectra at some stations of IGR network (distance ~4000 km, azimuth ~300 °) from 2013 test, BP filter 0.5 - 5 Hz

We analyzed also data from several seismic arrays. All three tests were recorded at Kurchatov-Cross (KURK) array, Kazakhstan (IMS station AS058) (Figure 4b), the closest one between all analyzed arrays (about 4,000 km). For the 2006 test we observed small P-signals and weak but visible minima at about 1.2 Hz, whereas the next two explosions demonstrated very distinct coherent spectral nulls at all array elements at frequency 1.23 Hz (which is not observed in the spectra of pre-signal noise), and at two multiple frequencies at ~2.39 Hz (n=2) and ~3.66 Hz (n=3) (Figure 6).

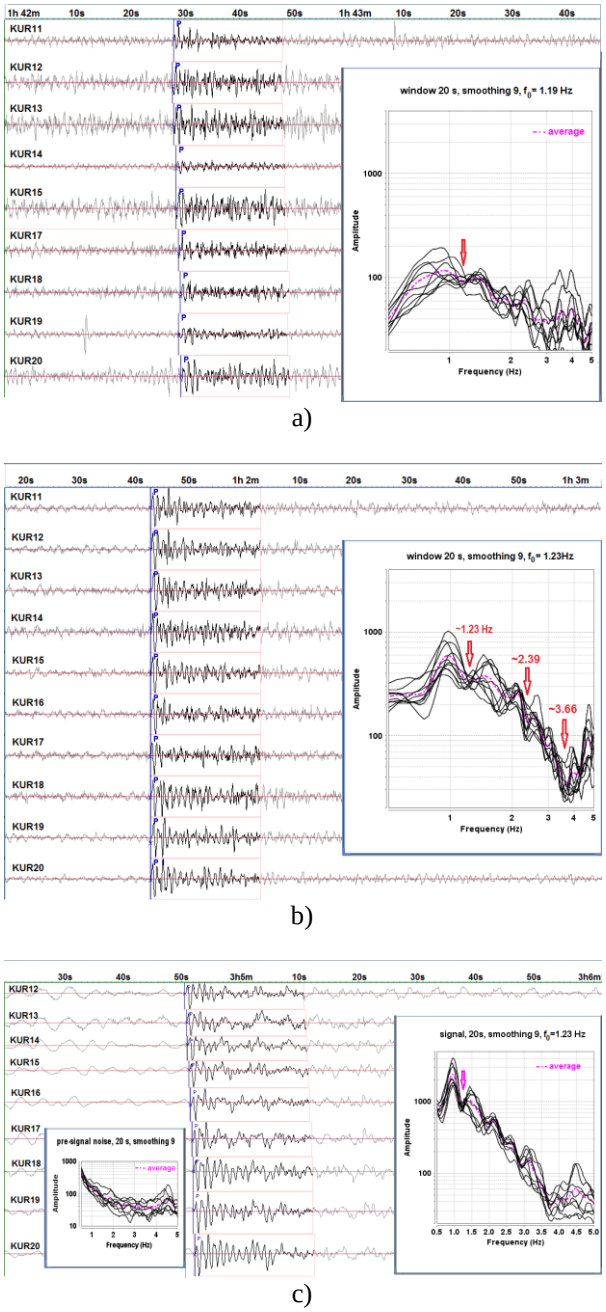


Figure 6. Vertical seismograms and P-wave spectra at KURK array (distance 3960 km, azimuth 303° (spectra of pre-signal noise are also shown, the frequency linear scale is used): a – 2006 test, BP filter 0.7 - 5 Hz, b – 2009 test, BP filter 0.5 - 10 Hz (arrivals aligned), c – 2013 test, no filter

We analyzed data from two Australian arrays, Warramunga (WRA) and Alice Springs (ASAR), located at about opposite azimuths than the above-mentioned networks and arrays (Figure 2b). Data of a slightly closer WRA array (IMS station PS02) demonstrated again the pronounced 1.25-1.35 Hz minima for all three tests. Moreover, two multiple frequencies were revealed, especially clear for the largest 2013 test (Figure 7) around 2.4 Hz (n=2) and 3.3 Hz (n=3).

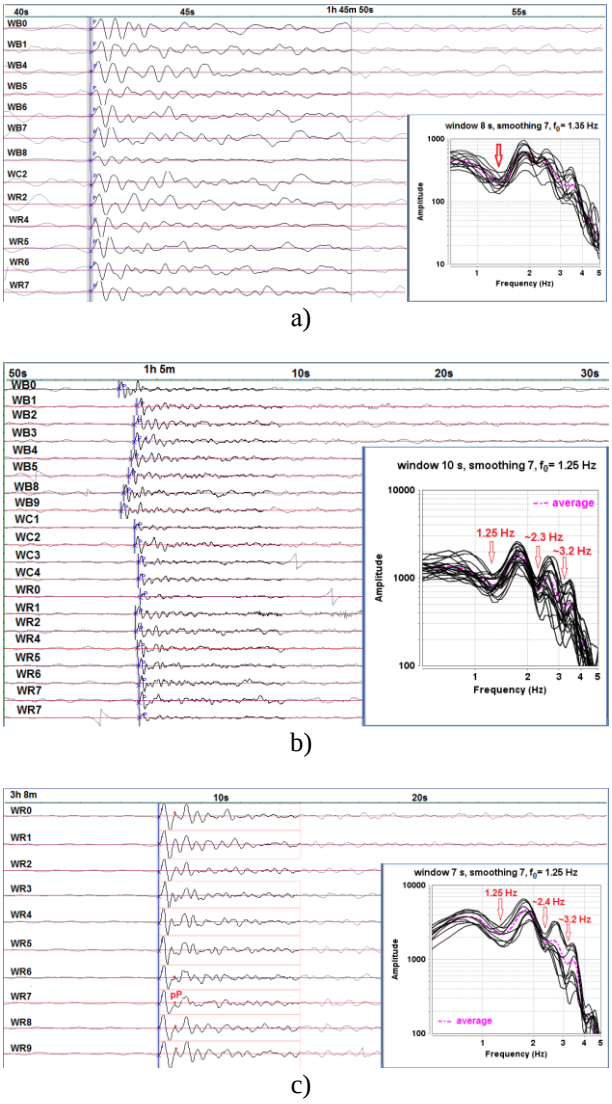


Figure 7. Vertical seismograms and P-wave spectra at WRA array, Australia (distance 6700 km, azimuth 174 P (arrivals aligned, pP phases can be identified at some channel): a – 2006 test, BP filter 0.7-5 Hz, P-arrivals aligned, b – 2009 test, BP filter 0.5-10 Hz, c – 2013 test, BP filter 0.5-10 Hz

ACCURACY OF THE DEPTH DETERMINATION

The reliability of the depth determination is limited by the accuracy of the null frequency f_{01} estimation (or the time delay between P- and pP waves) demonstrating a variance for different stations (due to local subsurface inhomogeneity), and reliable knowledge of the average compressional velocity above the source. Table 2 presents the fundamental spectral null (minimum) frequency f_{01} measured from average spectra at analyzed network stations or array elements. The overall mean estimate for all stations and the standard deviation were then calculated.

Table 2. Spectral null frequency f_{01} (Hz) measured from average spectrum minimum at analyzed seismic stations and the overall mean estimate and standard deviation. Number of used network stations or array elements is also shown (in brackets)

Test	ISN network	NNSN network	KURK array	YKA array	ASAR array	WRA array	Total mean and STDEV
1-2006	-	-	1.19 (10)	-	-	1.35 (13)	1.27±0.08
2-2009	1.25 (8)	1.11 (11)	1.23 (10)	1.27 (17)	1.10 (18)	1.25 (20)	1.20±0.07
3-2013	1.22 (12)	1.18 (9)	1.23 (9)	1.30 (17)	1.10 (18)	1.25 (10)	1.21±0.06

With the average overburden compressional velocity 5.1 km/s [2], the equation (1) provides following close depth estimations for the 3 tests: h_1 = 2.0±0.12 km, h_2 = 2.125±0.13 km, h_3 = 2.11±0.11 km.

DISCUSSION

The obtained unusual depth values ~2 km for relatively small nuclear tests, with estimated range 0.5-10 kT (Table 1) seem unexpected, when a source depth less than 1 km (200-300 m) is sufficient to provide fully contained explosions of this size (in hard rock) [12]). Almost all NTS and STS explosions, and underground tests in other countries were placed at depths less than 1 km [23]. However there were more than 20 PNE in the USA and USSR of a similar size with reported depth more than 2 and 2.5 km; the deepest test was a 2.5 kiloton nuclear device detonated at the bottom of a vertical shaft 2,850 m deep, in Siberia, Russia, on 18 June 1985 (Benzol test), to stimulate oil production [19]. A larger (than it is necessary for a fully contained explosion) depth for N. Korea tests can be suspected in order to prevent exit of radioactive gases to the atmosphere that can be detected by IMS radionuclide stations and provide sensitive information about design of a clandestine explosion.

The obtained estimation of N. Korea test source depth was firstly presented, based on ISN records only [7], indicating that the observed spectral minima at 1.2 -1.3 Hz are resulted from the source-effect (P-pP interference), and not from a local site-effect beneath ISN. Several arguments support this indication: 1) the ISN stations are located far from each other (Figure 2-a), in different geological conditions and subsurface structure [14], that rules out the possibility of coherent site-effect minima at this frequency; 2) as mentioned above, about the same ISN stations showed rather different spectral null frequencies for previous nuclear tests; 3) about the same null frequency was observed at numerous seismic stations and arrays, in many countries, in a broad azimuthal range.

Reflection of explosion P-wave energy from the free surface, which produces the pP phase, involves non-linear phenomena like the slapdown phase associated with the free surface spallation near the explosion epicenter [18]. This phase arrives later than *pP* phase and was found for very large megaton explosions [1]. These non-linear effects on the surface *pP* reflection can shade and crash the interference features. Evidently, they do not exist for small-scale explosions (like N. Korean tests), conducted at large depths, significantly exceeding the explosion inelastic zone radius. We could not identify in the analyzed records the slapdown phase. Lack of non-linear effects reduces losses of seismic energy under surface reflection, simplifies P-waveforms, not contaminated by the slapdown phase, and thus can enhance the P-pP interference effect.

It is known that radiated seismic energy from an underground explosion (nuclear or chemical) is reduced with depth-of-burial and therefore obtained mb and Mw values should be corrected for the depth. Using a fully coupled hard-rock site model, the yield for the 2013 N. Korean test was estimated to be 7.47 kt based on the detonation at the scaled depth; however, if it is strongly over-buried, this yield may be underestimated [25].

Supposed horizontal drift case/ ince the late 1990s, surveillance satellites have detected tunneling activity in this area suspected to be indicative of North Korea preparing to conduct nuclear tests at this site [3]. Satellite imagery of the test site showed horizontal tunnels placed very close to Mantap-san (Mount Manthap, 2205 meters above sea level) [24]. If this case of a horizontal drift is real, then a simple scheme of hypothetical *P*-wave reflection from the mountain summit surface and possible *P-pP* interference can be proposed that is very similar to the vertical shaft case of *P-pP* interference (Figure 1), resulting in the same source effect of spectral minima observations at different azimuths [11]. In this case the *h* value obtained from the spectral null frequency will correspond to the vertical distance from the source on the drift level to the mountain summit, i.e. 2.0 - 2.1 km, which seems quite reasonable.

CONCLUSION

Analysis of teleseismic *P*-waves from N. Korea nuclear tests in 2009 and 2013, recorded at Israel Seismic Network stations revealed spectral minima at null frequencies 1.2 - 1.3 Hz, interpreted as *P-pP* interference effect, providing source depth estimation about 2 km. A simple effective spectral technique was utilized for clear observation of spectral modulation (scalloping) in smoothed coherent amplitude spectra, that indicate directly the wave interference phenomena, and easy accurate determination of the null frequencies. The similar spectral minima at about the same frequencies (1.10 - 1.35) were observed, for the first time, in a very broad azimuth range, at network stations and arrays in Israel, Kazakhstan, Norway, Australia and Canada, thus confirming that it is the source- and not a site-effect. These results validate very similar depth estimates about 2.0 - 2.1 km for all three North

Korea nuclear tests, with an error ~0.12 km. It was shown that the observed null frequencies and the obtained source depth estimates are appropriate to the *P-pP* interference phenomenon for both cases of vertical shaft or horizontal drift in a mountain. This unusual depth estimation needs an additional validation based on more stations and verification by other methods.

ACKNOWLEDGEMENTS

Thanks to Dr. I. Sokolova from KazNDC for data supplement for IGR network and KURK array, and to Dr. S. G. Kim of the Korea Seismological Institute and Dr. R. Hofstetter of GII, for fruitful discussions. Research work was supported by the Israel Ministry of Immigrant Absorption.

REFERENCES

1. Bakun, W. H.The deconvolution of teleseismic P waves from explosions MILROW and CANNIKIN,/ W. H. Bakun, L. R. Johnson // Geophys. J. R. Astr1, 1973. - Soc. 34. - P. 321 - 342.
2. Bonner, J. The Surface Wave Magnitude for the 9 October 2006 North Korean Nuclear Explosion / J. Bonner, R. B. Herrmann, D. Harkrider and M. Pasyanos // Bull. Seis.Soc. Am, 2008/ - V.98, No.5.
3. Broad, W. North Korea nuclear goals: Case of mixed signals / W. Broad, D. Jehl, D. Sanger, and T. Shanker // *N. Y. Times*, 2005, 25 July.
4. Cohen, T.J. Source-Depth Determinations using Spectral, Pseudo-Autocorrelation and Cepstral Analysis /T.J. Cohen // Geophys. J. R. astr. Soc., 1970. – 20. – Pp. 223 - 231.
5. Gitterman, Y. Implications of the Dead Sea experiment results for analysis of seismic recordings of the submarine "Kursk" explosions / Y. Gitterman // Seism. Res. Lett., 2002. - 73. – Pp. 14 - 24.
6. Gitterman, Y. Source phenomenology experiments with borehole explosions of special design in Israel // Y. Gitterman // Bull. Seism. Soc. Am., June 2009. – 99, 3. – Pp. 1892 - 1905, 10.1785/0120080245.
7. Gitterman, Y. Evaluation of source depth for N. Korea nuclear tests from ISN teleseismic data. In Poster presented at Science and Technology meeting SnT2013, Vienna, Austria, 17 - 21 June 2013.
8. Gitterman, Y. Low frequency spectra of quarry blasts and microearthquakes recorded at local distances in Israel / Y. Gitterman, T. van Eck // Bull. Seism. Soc. Am., 1993. – 83. – Pp. 1799 - 1812.
9. Gitterman, Y. Spectral discrimination analysis of Eurasian nuclear tests and earthquakes recorded by the Israel Seismic Network and the NORESS array / Y. Gitterman, V. Pinsky, A. Shapira // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1999. – 113. – Pp. 111-129.
10. Gitterman, Y. Signal Processing for Indian and Pakistan Nuclear Tests Recorded at IMS Stations Located in Israel / Y. Gitterman, V. Pinsky, R. Hofstetter // Pure Appl. Geophys., 2002. – 159. – Pp. 779 - 801.
11. Gitterman, Y. Estimation source parameters of large-scale chemical explosives and recent nuclear tests / Gitterman, S. G. Kim, R. Hofstetter // AGU Fall Meeting, San Francisco, 9-13 December 2013.
12. Glasstone, S. and P.J. Dolan The Effects of Nuclear Weapons, USGPO, 2013.
13. Herrmann, R. B., Y. S. Jeon, and H. J. Yoo (2005). Broadband source inversion using digital data from Korean seismic networks, in Proc. 4th International Seminar on Seismic Tomography of Far-East Asia and Related words, 2 December 2005, Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, Daejeon, Korea.
14. Hofstetter,A. Crustal and upper mantle structure across the Dead Sea rift and Israel from teleseismic P-wave tomography and gravity data / A. Hofstetter, C. Dorbath, M. Rybakov, V. Goldshmidt // Tectonophysics, 2000. – 327. – Pp. 37 - 59.
15. Kim, S.G. Underwater Explosion (UWE) Analysis of the ROKS Cheonan Incident / S.G. Kim and Y. Gitterman // Pure Appl. Geophys, 2012. - Springer Basel AG, DOI 10.1007/s00024-012-0554-9.
16. Kulhanek, O. P wave amplitude spectra of Nevada underground nuclear explosions / O. Kulhanek// Pure Appl. Geophys,1971. - 88. – Pp. 121 - 136.
17. Kulhanek, O. Source parameters of some presumed Semipalatinsk underground nuclear explosions / O. Kulhanek // Pure Appl. Geophys., 1973. - 102. – Pp. 51 - 66.
18. Lay, T. Teleseismic manifestations of pP: problems and paradoxes, in Explosion Source Phenomenology, in S.R. Taylor, H.J. Patton and P.G. Richards (Eds.), Geophysical Monograph 65, 1999. – Pp. 109 - 125.
19. Mikhailov, V.N. (editor-in-chief) Catalog of worldwide nuclear testing, by Begell-Atom, 1999. - LLC ISBN 1-56700-131-9 (http://www.iss-atom.ru/ksenia/catal_nt/index.htm).
20. Murphy, J.R., Advanced seismic analyses of the Source characters of the 2006 and 2009 North Korean nuclear tests / J.R. Murphy, J. L. Stevens, B. C. Kohl and T. J. Bennett // Bull. Seism. Soc. Am., 2013. - 103 (3). - Pp. 1640 - 1661.
21. Musatov, E. E. Cenozoic sedimentary structure and neotectonics of the Barents-Kara shelf from reflection profiling data / E. E. Musatov // Russian Journal of Earth Sciences, 1998. - Vol 1, No. 2, (http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/v01/tje98007/tje98007.htm#fig09hook).
22. Polozov, A. New software for seismic network and array data processing and joint seismological database /A. Polozov, V. Pinsky // Report of Geophysical Institute of Israel, 2005. - 185/05. - 27 p.
23. Springer, D. L. Seismic source summary for all U.S. below-surface nuclear explosions / D. L.Springer, G. A. Pawloski, J. L. Ricca, R. F. Rohrer, and D. K. Smith // Bull. Seismol. Soc. Am., 2—2. - 92, 5. – Pp. 1806 – 1840.
24. YONHAP news agency http://english.yonhapnews.co.kr/national/2013/02/04/58/0301000000AEN20130204006652315F.html, 2013.
25. Zhao, L. F. Relocation, discrimination, magnitude calculation and yield estimation of 12 February 2013 North Korean Nuclear test / L. F. Zhao, X. B. Xie, N. Fan, W. M. Wang, Z. X. Yao // Seismological Society of America, 2014,. - Anchorage, Alaska, 30 April - 2 May 2014.

ИЗРАИЛЬ, ҚАЗАҚСТАН ЖӘНЕ БАСҚА ЕЛДЕРДЕ ТІРКЕЛГЕН ТЕЛЕСЕЙСМИКАЛЫҚ Р-ТОЛҚЫННДАР БОЙЫНША СОЛТҮСТІК КОРЕЯДАҒЫ ЯДРОЛЫҚ СЫНАҚТАРДЫҢ ТЕРЕҢДІГІН БАҒАЛАУ

Гиттерман Е.

Израиль Геофизикалық институты, Лод, Израиль

2009 және 2013 жылдары Солтүстік Корея жүргізген екі жерасты ядролық жарылстар Израильдік сейсмикалық желісімен жазылған. Телесейсмикалық Р-толқындар спектрлерінде 1,2-1,3 Гц жиіліктерінде анық когерент минимумдары (спектрлік нөлдер) айқындалған. Шамалы тереңдіктегі жарылыс үшін бұл құбылысты Жер бетінен шағылысқан тікелей Р-толқынның және pP фазаның интерференциясы көзқарасынан пайымдауына болады. Тәрізді спектрлік минимумдар Пакистандағы ядролық жарылстың және Рубин-2 бейбіт ядролық жарылыстың басқа әр түрлі - тиісті 1,7 және 1,0 Гц жиіліктерінде Израиль станцияларының жазбаларында байқалған, бұл көзден әсері болуын және сайт-әсер емесін көрсетеді. Тәрізді құбылыс барлық үш Солтүстік Кореядағы жарылыстардың (соның ішінде 2006 жылғы сынаулар) Қазақстандағы станцияларында тіркелген Р-толқындарында байқалған. Курчатов (KURK) сейсмикалық тобымен 2006 ж. жарылыстан тіркелген сейсмонрaммалары әлсіз Р-сигналдарды және 1,2 Гц жақын жиілікте құбылмалы спектрлік минимумдарды көрсеткен, ал келесі екі жарылыстар топтың барлық элементтерінде 1,23 Гц іргелі жиілікте және еселі екі жиіліктерде: 2,4 Гц және ~3,7 Гц өте анық когерентті спектрлік нолдерді көрсеткен. Бұл гармоникалық спектрлік модуляция интерференция әсерінің айқын айғағы болып табылады. Сонымен қатар телесейсмикалық Р-толқындардың сейсмограммаларында тәрізді интерференциялық спектрлік минимумдары, кең азимуталдық ауқымын қамтитын Норвегия (NORESS), Австралия (ASAR-Алис-Спрингс, WRA- Варрамунге) және Канада (YKAC-Йеллоунайф) станцияларында алынған.

Спектрлік нолдердің іргелі жиілігі жер бетіне жақын акустикалық жылдамдығына және көздің тереңдігіне байланысына негізделіп Солтүстік Кореядағы сынақтардың тереңдіктері ~2 км мәнінде бағаланған. Тереңдікті осындай өзгеше бағалауы басқа әдістермен қосымша тексеруін қажетсінеді.

ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ ПО ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИМ Р-ВОЛНАМ, ЗАРЕГИСТРИРОВАННЫМ В ИЗРАИЛЕ, КАЗАХСТАНЕ И ДРУГИХ СТРАНАХ

Гиттерман Е.

Геофизический институт Израиля, Лод, Израиль

Два подземных ядерных взрыва, проведенных Северной Кореей в 2009 и 2013 гг., были зарегистрированы Израильской сейсмической сетью. В спектрах телесейсмических Р-волн выявлены четкие когерентные минимумы (спектральные нули) на частотах 1,2 - 1,3 Гц. Для взрыва на небольшой глубине это явление можно интерпретировать с точки зрения интерференции прямой Р-волны и фазы pP, отраженной от поверхности Земли. Подобные спектральные минимумы наблюдались на записях Израильскими станциями ядерного взрыва в Пакистане и мирного ядерного взрыва Рубин-2 на других разных частотах - 1,7 Гц и 1,0 Гц, соответственно, что указывает на эффект от источника и не сайт-эффект. Аналогичное явление наблюдалось по Р-волнам для всех трех Северокорейских взрывов (в том числе испытания 2006 г.), зарегистрированных на станциях в Казахстане. Сейсмограммы сейсмической группы Курчатов (KURK), зарегистрированные от взрыва 2006 г. показали слабые Р- сигналы и изменчивые спектральные минимумы на частоте около 1,2 Гц, в то время как последующие два взрыва продемонстрировали очень четкие когерентные спектральные нули на всех элементах группы на фундаментальной частоте 1,23 Гц и на двух кратных частотах: 2,4 Гц и ~3,7 Гц. Эта гармоническая спектральная модуляция является четким свидетельством эффекта интерференции. Подобные интерференционные спектральные минимумы на сейсмограммах телесейсмических Р-волн были получены также станциями в Норвегии (NORESS), Австралии (ASAR-Алис-Спрингс, WRA- Варрамунге) и Канады (YKAC-Йеллоунайф), охватывающих широкий азимутальный диапазон.

Основываясь на зависимости фундаментальной частоты спектральных нулей от приповерхностной акустической скорости и глубины источника, глубина Северокорейских испытаний была оценена в ~2 км. Эта необычная оценка глубины нуждается в дополнительной проверке другими методами.

УДК 550.334:621.039.9

A ROBUST P-WAVE-BASED SOURCE MEASURE FOR NUCLEAR EXPLOSIONS IN CENTRAL ASIA AND FAR EAST

[1] R. Jih, [2]P.R. Wagner

[1]Department of State/Arms Control, Verification, and Compliance Bureau, Washington, USA
[2]Array Information Technology/Greenbelt Geophysics Research Laboratory, USA

This study explores the utility of additional seismic phases in the initial P-wave packet for a more-transportable source estimator as well as to gain diagnostic insights into historical nuclear explosion sin Central Asia and the 2013 North Korea-declared nuclear test (NK3).

SUMMARY

The amplitudes and periods of the "Pa" phase, the "Pb" phase and the "max" cycle are measured, with the associated station mb(Pa), mb(Pb), mb(Pmax) computed and then averaged across the IMS network for deriving the NK3 event mb(Pa), mb(Pb), mb(Pmax) of 4.62, 4.79, and 5.02, respectively. The magnitude differentials are then compared against the patterns of historic nuclear test sites reported in Jih et al. [11]. NK3 appears to be a bit more similar to the tests at Novaya Zemlya, Orenburg, and Lop Nor; and a bit different from those in Nevada, Semipalatinsk, or Azgir.

Since the Pa phase is the initial down-going P wave which does not interact with the free surface above the explosion, the corresponding mb(Pa) is a more direct measure of the isotropic source than mb(Pmax). For example, the first PNE (peaceful nuclear explosion) of 650115 (at Semipalatinsk Shaft 1004), the designated historic explosions of 791028 (at Shaft 1224) and 811008 at Shaft 1236, as well as the JVE (Joint Verification Experiment) of 880914 (at Shaft 1350) would have almost identical yield in the 110 - 120 KT range. The designated historic explosions of 790804 (at Shaft 1085), 791223 (at Shaft Glukokaya-1), and 840526 (at Shaft 1414) would have almost identical yield about 150 KT.

Ichinose et al. [8] claim there is no discernible difference in the upper mantle attenuation underneath Punggye and Semipalatinsk. If correct, the mb(Pa)-scaling formula Jih et al. [11] developed for Semipalatinsk would be adequate for Punggye as well

1. WHY mb (PA) WORKS WELL FOR MOUNTAINOUS TEST SITES

Conventional methods for estimating underground explosion yields from seismic recordings are based on the use of some appropriate "magnitude-yield" relationship. To this date, m_b(Pmax) remains to be the single most commonly used source parameter for characterizing the event type (e.g., in the m_b-Ms event screening procedure at the IDC or event discrimination procedure at some NDCs) and for calculating the yield as presented in the research literature. Based on briefings by Zavadil, Eisenhower (of AFTAC) and Blandford (of Geotech), DARPA [3] suggested that Pa (i.e., the zero-to-1st peak) or Pb (i.e., the first peak-to-first trough - Figure 1) should be measured, instead of measuring the Pmax, for calculating m_b. This is based on the theoretical idea that these two phases are least "contaminated" by the surface reflection pP and secondary (e.g., spall slap down) source radiation that may be present. Their hypothesis was not tested or validated for decades, with real data, in part because measurement of Pa for small-magnitude events could be difficult, and also because the Pmax has been in operational use for quite a long time.

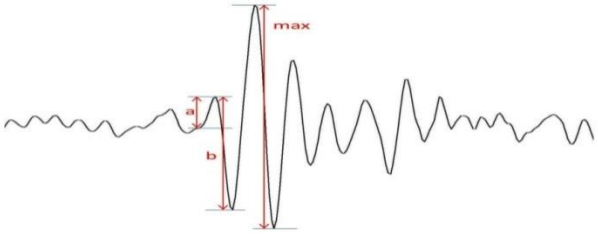
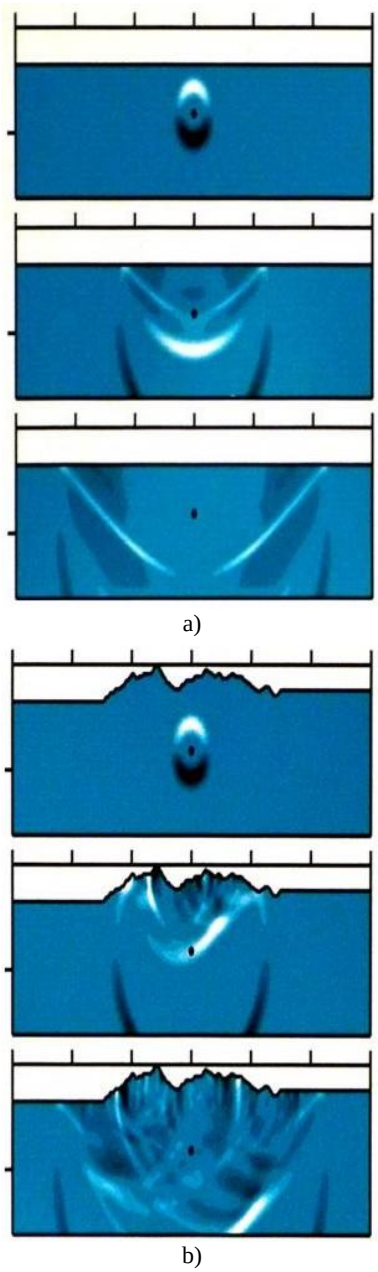


Figure 1. Phase amplitude measurement for calculation of the event magnitude

Numerical simulations – even in simplified 2D cases (Figure 2) – can clearly illustrate indeed mountainous topography often leads to not just scattering of source energy but also focusing and de-focusing effects on the pP phase that would inevitably affect m_b(Pmax) but not m_b(Pa) calculation. Operational agencies (such as USGS/NEIC and CTBTO/IDC) have been relying on m_b(Pmax) mainly because of S/N consideration and historical reasons. However, the North Korea-declared nuclear tests taught the seismic community a lesson that source scaling formulae based on m_b(Pmax) are not as transportable as generally expected. Because of this, the IDC has revised its m_b(Pmax)-Ms event screening formula following the three apparently anomalous events in a row.

It has been argued that the traditional mb(Pmax) – yield relationship would require a depth correction (Douglas and Marshall [6], Rougier et al. [22], Patton [19], Wright [26], among others), but the determination of source depth itself is a nontrivial task which is inevitably associated with uncertainty of its own. To this date, the seismic R&D community seems to lack a

consensus on the estimated depths of NK-declared tests – See Avant [1], Zhang and Wen [27], Murphy et al. [16], Pasyanos et al. [20], Pabian and Hecker [18], Israelson and Chun [9], Rougier et al. [22], Ni et al. [17]]. While many national and international seismic organizations have come up with very consistent Pmax-based magnitude for the more recent North Korean-declared nuclear tests, the variation in the yield estimates has been incredibly large. On the other hand, the m_b(Pa) - yield relationship is not subject to (or, at least, relatively speaking, "much less" subject to) the effect due to depth of burial.



a)

b)

Figure 2. Numerical simulations – even in simplified 2D cases: a – explosion in a half-space model, b – explosion in a mountainous model

2. SOME EXISTING REGION-SPECIFIC MB-YIELD FORMULAE (FOR OTHER SITES)

Establishing a magnitude-yield formula requires empirical data. It is fortuitous to have the Ground-Truth source information released by Bocharov *et al.* [2] and Vergino [25] to calibrate the Semipalatinsk test site. Regressing our path-corrected m_b on Bocharov yields led to the following m_b-W formulae for Semipalatinsk test site [11, page 55):

$$m_b \text{ (Pa) (KTS)} = 0.79(\pm 0.02)\ \log W + 3.87(\pm 0.03) \quad (1)$$

$$m_b \text{ (Pb) (KTS)} = 0.80(\pm 0.02)\ \log W + 4.16(\pm 0.03) \quad (2)$$

$$m_b \text{ (Pmax) (KTS)} = 0.76(\pm 0.02)\ \log W + 4.43(\pm 0.03) \quad (3)$$

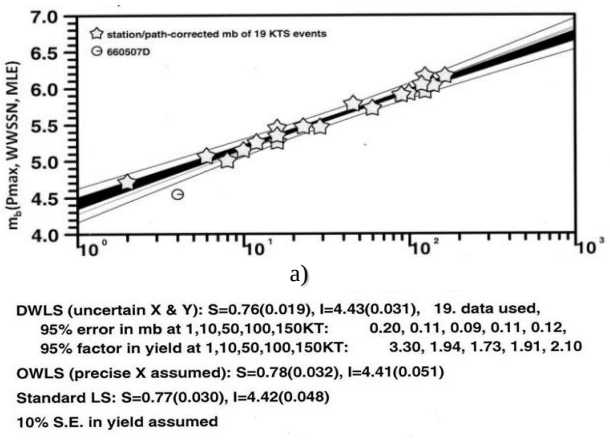
The formula (3) is depicted in more details in the figure 3. The 19 events for which the yields are announced in Borcharov *et al.* (2) are shown in blank stars. Six hundred regressions are run with each data point (i.e., a m_b (Pmax)-yield pair) realized via Monte Carlo simulation with randomized uncertainty in magnitude taken from Table 3 of Jih *et al.* [11, page 16]. Bocharov's announced yields are assumed to have 10% uncertainty. The darkened bundle represents the 600 regressions, each as a straight line. Formula (3) is the central curve in this bundle. The 95% uncertainty around the most extreme cases of the 600 regressions is plotted as two hyperbolas confining the bundle. It is clear that as we move away from the centroid of the training or calibration data set, predicting yield from a given m_b, or predicting a magnitude from a given yield, will be associated with a larger uncertainty. The 95% uncertainty factor cannot be always a constant factor (Figure 3).

Similarly, based on 21 well-coupled NTS tests with announced yields [5], the m_b-W formulae for Nevada test site are [11, page 61):

$$m_b \text{ (Pa) (NTS)} = 0.76(\pm 0.02)\ \log W + 3.64(\pm 0.03) \quad (4)$$

$$m_b \text{ (Pb) (NTS)} = 0.83(\pm 0.02)\ \log W + 3.70(\pm 0.03) \quad (5)$$

$$m_b \text{ (Pmax) (NTS)} = 0.81(\pm 0.02)\ \log W + 3.98(\pm 0.03) \quad (6)$$



a)

DWLS (uncertain X & Y): S=0.76(0.019), I=4.43(0.031), 19. data used,
95% error in mb at 1,10,50,100,150KT: 0.20, 0.11, 0.09, 0.11, 0.12,
95% factor in yield at 1,10,50,100,150KT: 3.30, 1.94, 1.73, 1.91, 2.10
OWLS (precise X assumed): S=0.78(0.032), I=4.41(0.051)
Standard LS: S=0.77(0.030), I=4.42(0.048)
10% S.E. in yield assumed

b)

Figure 3. m_b (Pmax) – Yield Relationship for Semipalatinsk: a – Yield Relationship for Semipalatinsk, b – Yeld (kT) [2]

Using network-averaged P-wave spectra (NAS), Murphy (1990, 1981) had separately derived m_b-W formulae for KTS and NTS, respectively, as

$$m_b \text{ (NAS) (KTS)} = 0.75 \log W + 4.45 \quad (7)$$

$$m_b \text{ (NAS) (NTS)} = 0.81 \log W + 3.92 \quad (8)$$

Note Equation (3) is very close to Murphy's KTS formula (7) – and likewise, Equation (6) to (8) despite the different methodologies used in computing m_b. Equations (3) and (7) are virtual the same as the widely cited formula for Balapan (Shagan River) in Ringdal *et al.* [21].

It is important to note that Equations a through h (and many other formulae not cited) are only valid for test sites where calibration data points are available. Lacking ground-truth source information from Punggye tests for calibration, transporting NTS or KTS formulae to Punggye to estimate the yield would be subject to several other factors, including the depth effect as well as the interference due to mountainous surface reflection, not to mention the emplacement geology and upper mantle attenuation.

The advantage of using m_b(Pa) is that it invokes the least number of assumptions. The depth factor is not a concern since Pa is not affected by the pP phase at all. The upper-mantle attenuation needs to be considered regardless which m_b-based formula is used. (Similarly, yield estimation based on Lg phase would always need to correct for the Lg attenuation in the crust along the path, as characterized by the Q factor.) So in the case where the source region geology is believed to be similar, and upper-mantle attenuation is equally weak (or equally strong), then transporting mb(Pa)-W is much more justifiable than transporting mb(Pmax)-W formula.

3. Sample Success Stories of mb (Pa) As Explosion Source Measure

Example 1. Using m_b(Pa), three out of the five "designated historical events" (DHE, for which the yields were exchanged in 1987-1988 (as part of the Protocol Negotiation under the Threshold Test Ban Treaty (TTBT)) have a yield of about 150KT (highlighted in green). The remaining two "designated historical events" and the "Joint Verification Experiment" (JVE) of 1988 have a yield about 115KT, based on the Pa phase (highlighted in yellow in the Table). The yields would have a much larger variation for each of these two groups, if the traditional m_b(Pmax) were used, as demonstrated in the Table 1 (See the columns under m_b(Pb) and m_b(Pmax)).

Note that the yields of DHEs and JVE are officially announced as 100 - 150KT, but the New York Times [7] states that the American and Soviet on-site measurements are said to give yields of 115 and 122 KT, respectively. Sykes and Ekstrom [23] gave the JVE an estimate of 113KT, based on the arithmetic average of m_b and Ms.

Table 1. Magnitude and yield estimates taken from [11]

Date	m_b(Pa), W	m_b(Pb), W	m_b(Pmax), W	Remark / Announced
650115	5.52, 119KT	5.75, 099KT	5.90, 084KT	1st PNE, shaft 1004
790804	5.60, 153KT	5.89,150KT	6.11, 159KT	DHE1, shaft 1085, 3 devices
791028	5.51, 116KT	5.74, 098KT	5.97, 106KT	DHE2, shaft 1224, 3 devices
791223	5.60, 152KT	5.89, 150KT	6.13, 172KT	DHE3, shaft Glukokaya-1
811018	5.50, 113KT	5.78, 109KT	5.99, 112KT	DHE4, shaft 1236, 3 devices
840526	5.60, 153KT	5.90, 153KT	6.04, 131KT	DHE5, shaft 1414, 3 devices
880914	5.49, 112KT	5.79, 112KT	6.05, 133KT	JVE, shaft 1350

Note - Magnitude and yield estimates taken from Jih *et al.* [11], Table 3 (Pages 16 - 22) and Table 14 (Page 58 - 60, based on Equations a-c, respectively.

Example 2. Day *et al.* [4] constrained the m_b (contained explosion)-m_b (cratering explosion) correction as 0.0-to-0.15 magnitude unit (m.u.), depending on the scaled depth of burial. For the Soviet cratering event of 650115 (at Balapan-TZ site of Semipalatinsk, with an announced yield of 100-150KT), Ringdal *et al.* [21] derived a correction of 0.13 m.u. based on Soviet-released scaled apparent radius and scaled depth. This led to a corrected yield of 120KT. Using m_b(Pa), which does not require a m_b(contained)-m_b(cratering) correction, W(650115) would be 119 KT. This is much more reasonable than the yield estimate of 84KT based on m_b(Pmax), if the m_b(contained)-m_b(cratering) correction is not applied to Pmax.

Our m_b(Pmax)-m_b(Pa) differential of this event is about 0.10 to 0.14 m.u. lower than our average m_b(Pmax)-m_b(Pa) for the Semipalatinsk as a whole or the Balapan-TZ sub-region alone (See Table, page 163 [11], and Table 5, page 24 [12]), which is in very good agreement with Day *et al.* [4] and Ringdal *et al.* [10].

Example 3. Citing government sources, western media (e.g., *The New York Times*, *The Baltimore SUN*, *The Chicago Tribune News*, among others) had frequently portrayed the underground nuclear test on 920521 at Lop Nor as a "megaton" explosion. Using m_b(Pa) measured at WWSSN station Anpu (in Taiwan) alone, or using the whole of WWSSN, the yield can be readily estimated to be between 350 and 550KT, with 400 - 480KT more likely [10]. Oriental open literatures corroborate this estimate and do not support the "megaton" assertion.

4. Possible Test Site-Specific Characteristics

Since Pmax phase is always subject to the free-surface reflection, whereas Pa is not, the pattern of

m_b(Pmax)-m_b(Pa), in conjunction with m_b(Pb)-m_b(Pa), could be indicative of some combined effects due to site-specific testing practice (such as preferred depth(s) of burial or preferred scaled depth of burial) and site-specific emplacement geology (which directly affects the source coupling).

Table 2. Possible Test Site-Specific Characteristics [11, Table 10, Page 4.]

Test Site	m_b(Pb)-m_b(Pa)	m_b(Pmax)-m_b(Pa)	# of Events
Semipalatinsk	0.27±0.01	0.49±0.01	111
N. Novaya Zemlya	0.22±0.01	0.39±0.01	30
Orenburg	0.17±0.01	0.43±0.02	8
Azgir	0.41±0.05	0.69±0.06	10
Lop Nor	0.16±0.04	0.41±0.06	13

It appears that, on the average, Novaya Zemlya explosions have a bit smaller m_b(Pmax) than those in Semipalatinsk, possibly due to depth effects – and not the geology. The NK3 has m_b(Pa), m_b(Pb), and m_b(Pmax) measured as 4.62, 4.79, and 5.02, respectively (See Appendix). The resulting m_b(Pb)-m_b(Pa) and m_b(Pmax)-m_b(Pa) of 0.17 and 0.40, respectively, are clearly more similar to those patterns at Lop Nor and Orenburg, and distinct from Semipalatinsk or Azgir. Given that Semipalatinsk, Novaya Zemlya, Lop Nor, and Punggye are said to have hard rock geology, perhaps the testing practice (e.g., the adopted scaled depth for tunnel testing) is closer between Punggye and Lop Nor? Further investigation is required, of course. Nevertheless, it is safer to assume all test sites are different until empirically proved otherwise.

CONCLUSION

1. Little-known advantages of using m_b(Pa) as a source measure are presented:

- m_b(Pa) gives very reasonable yield estimates for several historic events that are significant to nuclear arms control treaties.

- m_b(Pa) as a source size measure outperforms the traditional m_b(Pmax), so long as Pa has good S/N ratio.

- m_b(Pa) is suggested to be a robust source measure in that m_b(Pa)-W formula can be readily transported from Semipalatinsk to Lop Nor, as demonstrated in the largest Chinese underground nuclear test.

2. m_b(Pa) works well in mountainous test sites because it is intrinsically immune to free-surface interference. The depth has little or no effect on m_b(Pa). Hence it is always more transportable than m_b(Pmax).

3. To the extent that Punggye has a stable, cold upper mantle (as Ichinose *et al*. [8] suggest), the m_b(Pa)-W formula established for Semipalatinsk (Equation (1)) would be applicable to Punggye as well.

- If the upper-mantle underneath Punggye turns out to have a stronger attenuation (as Kedrov and Kedrov [13] assert), then Semipalatinsk's m_b(Pa)-W still gives a good lower bound of yield for Punggye tests.

4. Preliminary examination of the patterns of m_b(Pb)-m_b(Pa) and m_b(Pmax)-m_b(Pa) across various test sites suggests the testing practice (e.g., depth of burial) at Punggye could be more similar to Lop Nor and Orenburg than other test sites, but more rigorous and thorough statistical investigations are needed along this line.

REFERENCES

1. Avant, Effects of near-source heterogeneity on wave fields emanating from crustal sources observed at regional and teleseismic distances // UCSC PhD Thesis, 2016/ - 2129 pp. (http://www.escholarship.org/uc/item/1694v6gj).
2. Bocharov, Characteristics of 96 underground nuclear explosions at the Semipalatinsk test site / Bocharov, Zelentsoz, Mikhailov // Atomic Energy, 1089. – 67. – 210 - 214.
3. A technical assessment of seismic yield estimation //Report DARPA-MNR-81-02, 1081. - 82 pp.
4. Day, Numerical study of depth of burial effects on the seismic signature of underground explosions / Day, Rimer, Barker, Halda, Shkoller // Report DNA-TR-86-114, 1986.
5. United States nuclear tests, July 1945 through September 1992/ DOE/NV-209-Rev 15, Dec 2000 - 162 pp.
6. Douglas, Seismic source size and yield for nuclear explosions / Douglas, & Marshall // NATO ASI, 1996. - 309 - 353.
7. Gordan, New York Times, Oct 30, 1988. - 137 P.A15.
8. Ichinose, Mantle attenuation estimated from regional and teleseismic P-waves of deep earthquakes and surface explosions / Ichinose, Woods, Dwyer // PAGEOPH, 2013. – 22 pp.
9. Israelson, Spectral ratios of regional phases recorded at the Dongbei Seismic Network for North Korean explosions in 2006 and 2009 / Israelson, Chu // CTBTO SnT2011, Poster T2P5, 2011.
10. Jih, Shin, Lop Nor explosion of 920521 as observed at Anpu (WWSSN) / Jih, Shin, Yeh //AGU Fall 1992 Conference, San Francisco, 1992.
11. Jih, Statistical study of Soviet nuclear explosions / Jih, Wagner, Shumway // Report TGAL-93-05 (DARPA-AFPL Project F29601-91-C-DB23), 1993. – 82 pp.
12. Jih, Maximum-likelihood network magnitude estimation of low-yield underground nuclear explosions / Jih, Baumstark // Report TGAL-94-02 (AFTAC Project T-0122), 1994. - 94 pp.
13. Kedrov, Spectral method for estimating the quality of the medium from one source and two stations / Kedrov, Kedrov // Izvestiya, 2013. - V.49-2. – p. 26 - 38.
14. Lay, The teleseismic manifestation of pP: problems & paradoxes, in AGU Explosion Phenomenology Monograph, 1996. - p. 109 - 125.
15. Murphy, Types of seismic events & their source description// NATO CTBT Monograph, 1996. – p.225 - 245.

16. Murphy, Advanced seismic analyses of the source characteristics of the 2006 and 2009 North Korean nuclear tests / Murphy, Stevens, Kohl, Bennett // BSSA, 2013. - V103-3. – p. 1640 - 1661.
17. Ni, Rapid source estimation from globally calibrated paths / Ni, Helmberger, Pitarka // SRL, 2010. – 81. – p. 498 - 504.
18. Pabian, Contemplating a third nuclear test in North Korea: a closer look at the Punggyeri Nuclear Test Site using commercial satellite imagery and Google Earth / Pabian, Hecker // Report LA-UR-12-21363, 2012. – 18pp.
19. Patton, Analysis of mb-Ms relationship for stable and tectonic test sites: implications for source discrimination and yield estimation of North Korean tests / Patton // Report LA-UR-13-21964, 2013. – 24 pp.
20. Pasyanos, Exploiting regional amplitude envelopes: a case study for earthquakes and explosions in the Korean Peninsula / Pasyanos, Walter, Mayeda // BSSA, V102-5, 2012. – p. 1938 - 1948.
21. Ringdal, Seismic yield determination of Soviet underground explosions at Shagan River test site/ Ringdal, Marshall, Alewine // GJI, 1992. – 109. – p. 65 - 77.
22. Rougier, Constraints on burial depth and yield of 090525 North Korean test from hydrodynamic simulations in a granite medium / Rougier, Patton, Knight, Bradley // GRL, 2011. - 38, L16316.
23. Sykes, Comparison of seismic and hydrodynamic yield determinations for the Soviet JVE of 1988 / Sykes, Ekstrom // Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 1089. - V.86. – p. 3456 - 3460.
24. Taylor, Can teleseismic mb be affected by rock damage around explosions?/ Taylor , Patton // GRL, 2013. - V.2013. – 5 pp.
25. Vergino, Soviet test yields, EOS, Trans. AGU, Nov 28, 1989.
26. Wright, Report on North Korean nuclear test of 130212 // Report UNSW 13-02, 2013. – 18 pp.
27. Zhang, High-precision location and yield of North Korea's 2013 nuclear test / Zhang, Wen // GRL, 2013. - **40**. P. 2941 - 2946.

APPENDIX A. NK-DECLARED NUCLEAR TEST AS SEEN AT THE IMS

We made phase picks of 178 arrivals at 78 IMS seismic station/arrays (27 arrays and 51 three-component stations) that have recorded the NK3 (An array is counted as one station rather than counting the individual elements of certain arrays) – Figure. The 2012 IDC version of Geotool which came as part of the PTS-released NDC-in-a-Box software was used. Table below shows the number of arrivals of each phase type.

This study focuses on teleseismic P picks. The NK3 has mb(Pa), mb(Pb), and mb(Pmax) measured as 4.62, 4.79, and 5.02, respectively.

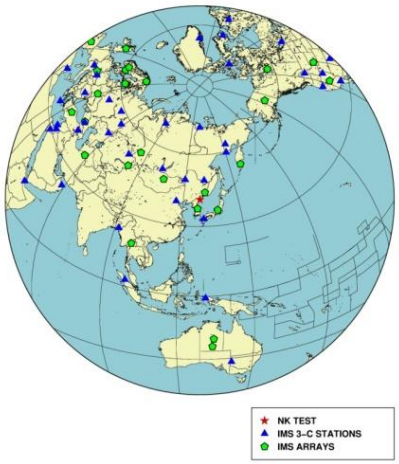


Figure A-1. Map of the stations that recorded North Korea nuclear test in 2013

Table A-1. The number of arrivals of each phase type

Phase	Pn	Pg	Sn	Lg	Rg	P	PcP	PKPdf	PKPbc	PKhKP	PKiKP	PP
# Arr	32	10	21	14	11	59	12	6	3	2	2	2

APPENDIX B. AMPLITUDE MEASUREMENTS AT 61 TELESEISMIC IMS STATIONS FOR THE NORTH KOREA-DECLARED NUCLEAR TEST OF FEB 12, 2013, AT 02:57:51 UT

Table of P(a), P(b), P(max) Phases Measured at IMS Stations, with distance correction based on Veith-Clausen B factors)

Code	Dist (deg)	P (a) (O - P)	T (sec)	mb (a)	P (b) (O - P)	T (sec)	mb (b)	P (max) (O - P)	T (sec	mb (max)
TLY	20.25	<19.26	0.54	<4.63	<26.72	0.80	<4.60	75.16	1.06	4.93
PETK	22.58	<31.96	1.18	<4.64	15.98	1.18	4.33	25.98	1.09	4.58
MA2	22.73	<19.32	0.62	<4.71	23.82	0.60	4.82	33.76	0.57	4.99
TIXI	30.40	15.50	0.50	5.20	16.21	0.49	5.22	37.23	0.56	5.53
ZALV	31.86	3.16	0.64	4.36	3.97	0.64	4.46	4.89	0.56	4.60
MKAR	33.67	2.98	0.69	4.29	5.33	0.65	4.57	7.23	0.58	4.75
CMAR	34.37	2.54	0.39	4.46	11.21	0.80	4.79	23.66	0.82	5.11

Code	Dist (deg)	P (a) (O - P)	T (sec)	mb (a)	P (b) (O - P)	T (sec)	mb (b)	P (max) (O - P)	T (sec	mb (max)
KURK	35.72	10.78	0.81	4.77	16.96	0.82	4.96	20.60	0.94	4.98
BRDH	36.43	<17.50	0.81	<4.98	<16.76	0.76	<4.98	<33.77	0.80	<5.27
JAY	44.88	<22.32	1.15	<4.93	<23.33	1.13	<4.95	<30.01	1.11	<5.07
ARU	46.66	39.84	0.64	5.44	35.84	0.56	5.45	35.84	0.56	5.45
PSI	47.05	13.42	0.69	4.94	27.08	0.89	5.13	40.14	1.09	5.22
AKTO	48.56	21.26	1.08	4.96	14.92	0.98	4.84	14.92	0.98	4.84
ILAR	51.12	4.16	0.68	4.46	5.97	0.58	4.68	16.40	0.63	5.09
GEYT	53.36	4.84	0.59	4.61	7.08	0.59	4.77	34.14	0.61	5.44
OBN	58.72	6.80	0.42	4.93	9.52	0.71	4.85	9.52	0.71	4.85
FINES	60.31	3.92	0.49	4.64	8.27	0.52	4.94	29.07	0.67	5.37
RES	60.67	25.88	0.62	5.36	23.70	0.59	5.34	25.59	0.59	5.37
WSAR	60.67	7.08	0.77	4.70	6.39	0.66	4.72	11.40	1.00	4.79
KBZ	60.70	4.40	0.93	4.41	6.33	1.03	4.53	10.53	1.11	4.72
KVAR	60.72	5.82	0.69	4.66	10.96	0.73	4.91	24.35	0.73	5.26
WRA	61.13	27.60	0.68	5.35	20.82	0.49	5.37	20.82	0.49	5.37
GNI	61.36	2.98	0.54	4.48	2.13	0.58	4.31	11.59	0.71	4.95
YKA	64.70	1.14	0.62	4.02	2.09	0.61	4.29	4.33	0.55	4.65
ASAR	64.80	5.76	0.59	4.75	7.61	0.57	4.88	15.28	0.80	5.04
AKASG	64.82	6.26	0.64	4.75	19.43	0.69	5.21	23.15	0.58	5.36
BBB	65.46	<33.90	1.07	<5.26	<23.93	1.10	<5.10	<23.93	1.10	<5.10
HFS	65.94	4.90	0.48	4.77	9.43	0.54	5.00	24.53	0.74	5.28
NOA	66.23	5.70	0.68	4.69	10.81	0.73	4.93	22.92	1.04	5.11
BRTR	68.68	2.54	0.67	4.36	4.72	0.64	4.65	6.92	0.67	4.80
MLR	69.70	5.18	0.67	4.68	4.77	0.62	4.67	18.18	0.74	5.18
ASF	71.09	3.06	0.60	4.51	2.57	0.53	4.49	11.60	0.92	4.90
MMAI	71.58	<6.42	0.59	<4.84	2.89	0.61	4.48	4.16	0.70	4.58
BORG	71.76	<21.90	1.07	<5.11	<10.95	1.07	<4.81	<10.95	1.07	<4.81
SFJD	72.03	<23.20	0.77	<5.28	<23.66	0.85	<5.25	23.66	0.85	5.25
VRAC	72.03	4.36	0.53	4.72	10.45	0.56	5.07	21.05	0.63	5.33
NEW	73.37	1.44	0.83	4.05	2.51	0.95	4.23	8.89	0.85	4.83
GERES	73.72	2.30	0.44	4.53	7.33	0.67	4.85	11.78	0.65	5.07
STKA	73.73	2.16	0.55	4.41	3.43	0.60	4.57	5.96	0.51	4.88
EIL	73.94	<4.82	0.92	<4.53	2.84	0.68	4.43	9.11	0.85	4.84
FRB	74.36	4.38	0.47	4.78	15.57	0.64	5.20	26.12	0.63	5.43
YBH	74.94	2.12	0.57	4.39	3.89	0.58	4.65	4.11	0.56	4.69
EKA	75.50	12.40	0.71	5.07	11.31	0.75	5.00	18.59	0.71	5.24
FRB	74.36	4.38	0.47	4.78	15.57	0.64	5.20	26.12	0.63	5.43
YBH	74.94	2.12	0.57	4.39	3.89	0.58	4.65	4.11	0.56	4.69
EKA	75.50	12.40	0.71	5.07	11.31	0.75	5.00	18.59	0.71	5.24
IDI	76.87	<3.80	0.73	<4.55	3.88	0.57	4.66	25.77	0.90	5.29
DAVOX	76.99	0.96	0.45	4.16	7.10	0.62	4.89	26.35	0.62	5.46
NVAR	79.66	3.98	0.50	4.75	10.47	0.55	5.13	20.52	0.62	5.37
ELK	79.66	1.76	0.62	4.30	3.05	0.56	4.58	5.05	0.69	4.71
ATD	79.68	<3.22	0.47	<4.68	<11.30	0.94	<4.93	11.30	0.94	4.93
ULM	80.68	<3.42	1.02	<4.38	3.88	0.86	4.51	11.82	1.02	4.95
PDAR	81.01	0.88	0.57	4.05	6.59	0.76	4.80	9.71	0.69	5.01
VAE	81.51	<5.82	0.78	<4.74	<6.27	0.82	<4.75	<12.73	1.10	<4.93
SCHQ	83.27	1.98	0.54	4.45	5.03	0.66	4.77	15.65	1.04	5.06
PFO	84.15	2.00	0.58	4.43	4.98	0.79	4.69	9.88	0.88	4.94
KEST	85.51	<6.06	0.88	<4.76	6.48	1.00	4.74	9.14	0.85	4.96
ANMO	88.58	<2.48	0.72	<4.54	<2.21	0.94	<4.38	2.21	0.94	4.38
ESDC	88.78	2.94	0.63	4.68	2.45	0.66	4.58	2.45	0.66	4.58

Code	Dist (deg)	P (a) (O - P)	T (sec)	mb (a)	P (b) (O - P)	T (sec)	mb (b)	P (max) (O - P)	T (sec	mb (max)
SADO	90.65	<17.80	0.92	<5.37	<12.34	1.04	<5.16	<16.42	1.07	<5.27
RPZ	92.68	<10.54	0.72	<5.36	<5.65	0.76	<5.06	<19.05	1.16	<5.41
TXAR	94.46	0.38	0.47	4.23	1.93	0.73	4.74	1.90	0.61	4.81
LPIG	94.79	<22.64	0.31	<6.21	<14.21	0.31	<6.01	<15.33	0.37	<5.96
MDT	94.79	<6.68	0.94	<5.20	<6.44	0.92	<5.19	5.99	0.86	5.19
Mean				**4.62**			**4.79**			**5.02**
S.D. (+/-)				**0.35**			**0.29**			**0.28**
Num stations				**41**			**48**			**53**

ҚУМА ТОЛҚЫНДЫ ТАЛДАУЫНДА НЕГІЗДЕЛГЕН ОРТАЛЫҚ АЗИЯ МЕН ҚИЫР ШЫҒЫСТАҒЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР КӨЗДЕРІН ОРНЫҚТЫ БАҒАЛАУ

[1)]Р. Джи, [,2)] Р. Вагнер

[1)]Қару туралы келісімдерді бақылау, верификациялау және сақтау бойынша бюро, АҚШ
[2)]Гринбелт ғылыми-зерттеу геофизика лабораториясы, АҚШ

Мақалада, көзді бағалаудың одан сенімді алгоритмі үшін, сондай-ақ Орталық Азиядағы тарихи ядролық жарылстырдың және 2013 жылғы Солтүстік Корея жүргізген ядролық сынаудың негізінде бірегей диагностикалық ақпаратын алу үшін, қума толқындардың бастапқы пакетіндегі қосымша сейсмикалық фазаларын пайдалануы мақсатқа лайықтылығы бойынша зерттеулердің нәтижелері келтіріледі.

УСТОЙЧИВАЯ ОЦЕНКА ИСТОЧНИКОВ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ, ОСНОВАННАЯ НА АНАЛИЗЕ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН

[1)]Джи Р., [2)]Вагнер Р.

[1)]Бюро контроля, верификации и соблюдения соглашений о вооружениях, США
[2)]Научно-исследовательская лаборатория геофизики Гринбелт, США

Представлены результаты исследования в подтверждение целесообразности изучения дополнительных сейсмических фаз начального пакета продольной волны с целью более надежной оценки источника, а также для получения уникальной диагностической информации. Основу исследований составило изучение записей исторических ядерных взрывов в Центральной Азии и ядерного испытания 2013 г, проведенного Северной Кореей (NK3).

УДК 621.039.9

УТЕЧКА ТРУДНОЛЕТУЧИХ НУКЛИДОВ ИЗ РЕАКТОРА ПРИ АВАРИИ НА АЭС «ФУКУСИМА-1» ПО ДАННЫМ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ ВТОРИЧНЫХ ИОНОВ

Вениаминов Н.Н.

12 Центральный научно-исследовательский институт Минобороны России, Сергиев Посад

Методом масс-спектрометрии вторичных ионов в аэрозолях, отобранных после аварии на АЭС «Фукусима-1», обнаружены изотопы ^{238}U и ^{232}Th, присутствующие только на поверхности частиц. Это означает, что топливные сборки расплавились, а изотопы проникли в окружающую среду через газовую фазу без утечки твердого вещества в виде первичных аэрозолей. Присутствие ^{232}Th трактовано как признак наработки ^{233}U.

Договором о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) предусмотрено создание Международной системы мониторинга (МСМ) с использованием четырех методов контроля: сейсмологического, радионуклидного, гидроакустического и инфразвукового. Российский сегмент МСМ представлен станциями наблюдения, функционирующими под управлением Службы специального контроля (ССК) Минобороны России [1]. В Договоре конкретно поименованы радионуклидные станции в Кирове, Норильске, Пеледуе, Билибино, Уссурийске, Залесово, Петропавловске-Камчатском и Дубне.

Радиационный контроль воздушной среды включает отбор проб аэрозолей на специальный фильтр-материал, брикетирование и анализ брикетов методом гамма-спектрометрии высокого разрешения непосредственно на станции. В МСМ предусмотрен именно этот метод, потому что он не требует трудоемкой пробоподготовки, отличается простотой выполнения измерений и позволяет оперативно анализировать пробы в ежедневном режиме их отбора. Производительность фильтровальной установки известна, поэтому легко рассчитывать объемные концентрации изотопов в атмосфере. Полученные результаты (в Бк/м^3) передаются в официальный банк данных МСМ, а исследованные пробы поступают на хранение в Вену в Международный центр данных, откуда могут быть официально затребованы странами-участницами ДВЗЯИ для более детального исследования в национальных лабораториях. Имеется возможность, которая использована в данном случае, исследовать те аэрозольные пробы, которые специалисты ССК параллельно отбирают в тех же географических пунктах в качестве образцов-свидетелей. Для отбора используется отечественный фильтр-материал ФПА (фильтр Петрянова ацетил-целлюлозный), который можно подвергать озолению в муфельной печи (~600 °С) для получения компактных образцов, анализируемых как с помощью торцевых гамма-детекторов, так и с использованием более чувствительных детекторов типа «колодец». В представленной статье объектами исследования являются зольные остатки проб.

Авария на АЭС «ФУКУСИМА-1» произошла 11 марта 2011 г., а 17 марта радиоактивное облако достигло Петропавловска-Камчатского. По данным гамма-спектрометрии, аэрозольная проба содержала, с одной стороны, летучие изотопы и те нуклиды, которые имеют летучих предшественников в изобарных цепочках распада [2]: **^{131}I, ^{132}I, ^{133}I, ^{137}Cs, ^{140}La**. Для их утечки в атмосферу не обязательно масштабное разрушение реактора, они могут покидать активную зону и по микротрещинам в конструкции. Но были найдены и те нуклиды, которые летучих предшественников не имеют, а также продукты активации (подчеркнуто): **^{24}Na, ^{99m}Tc, ^{110m}Ag, ^{129}Te, ^{129m}Te, ^{132}Te, ^{134}Cs, ^{136}Cs**. Если отношение активностей **^{134}Cs** и **^{137}Cs** больше 0,01, то принято делать вывод о том, что радиоактивность появилась не в результате ядерного взрыва, когда нет времени для накопления **^{133}Cs** (из него образуется **^{134}Cs**), а имеет «реакторное» происхождение; в пробе этот параметр достигал значения ~0,7.

Закономерен вопрос, сопровождалась ли авария выбросом твердого вещества, или радиоизотопы второй группы попали в окружающую среду по тем же каналам утечки, что и летучие продукты? Теоретически такое возможно в случае расплавления топливных сборок, учитывая физико-химические свойства циркония, идущего на изготовление оболочек ТВЭЛов, и окислов перечисленных элементов [3], (таблица 1). Для ответа на поставленный вопрос нужно экспериментально установить характер распределения примесей в частицах аэрозоля. В первом случае (выброс твердого вещества) они должны присутствовать в объеме частиц (*первичные аэрозоли*), во втором случае (вынос продукта с газовой фазой) – на их поверхности (*вторичные аэрозоли*).

Методом валового анализа разрешить дилемму невозможно, для этой цели идеально подходит масс-спектрометрия вторичных ионов (ВИМС), основанная на послойном ионном распылении поверхности твердого тела. Варьируя скорость эрозии, можно изучать элементный состав слоев, отличающихся глубиной залегания, в том числе, – анализировать внешний монослой. Трассером, несом-

ненно, должен служить изотоп ^{238}**U**, который по массе является основой ядерного топлива энергетических реакторов. В расплаве его на несколько порядков больше, чем любого из перечисленных радионуклидов [4], а сам диоксид урана тоже достаточно летуч. В случае реализации первого сценария в аэрозоле обязательно должны присутствовать частицы с его высокой объемной концентрацией. Всего методом ВИМС исследовано более двух десятков проб, отобранных в российских пунктах наблюдения до и после аварии, но в статье представлены наиболее эффектные результаты по двум пробам из Петропавловска-Камчатского с датами отбора 17.03.11 (проба № 1) и 21.02.11 (проба № 2).

Таблица 1. Содержание нуклидов в облученном ядерном топливе и физико-химические свойства элементов и их окислов

Нуклид	Содержание в ОЯТ, г/т	Физико-химические свойства элементов и их окислов	Элементы – предшественники в цепочках распада
Zr природный	—	идет на изготовление оболочек ТВЭЛов Zr-металл: $T_{пл}$= 1852 °C, $T_{кип}$= 3580 – 3700 °C	—
^{95}Zr	97	ZrO_2: $T_{пл}$ = 2900 °C, $T_{кип}$ = 4300 °C	Kr (0,4 с), Rb, Sr, Y
^{24}Na	?	Na-металл: $T_{пл}$ = 98°, $T_{кип}$ = 883° Na_2O: $T_{пл}$ = 920°, $T_{кип}$ = 1350°	—
^{99m}Tc	0,38	Tc-металл: $T_{пл}$ = 2140° Tc_2O_7: $T_{пл}$ = 119,5°, $T_{кип}$ = 311°	Zr, Nb, Mo
^{110m}Ag	0,44	Ag-металл: $T_{пл}$ = 960°, $T_{кип}$ = 2212° Ag_2O разлагается выше 200°	Pd
^{129m}Te	2,3	Te-элемент: $T_{пл}$ = 450°, $T_{кип}$ = 990° TeO_2: $T_{пл}$ = 733°, $T_{кип}$ = 1260°	Sb
^{134}Cs	74	Cs-металл: $T_{пл}$ = 28,5°, $T_{кип}$ = 705° Окислы цезия — ?	—
^{136}Cs	0,45		—
^{238}U	$9{,}4\cdot10^5$	U-металл: $T_{пл}$ = 1130°, $T_{кип}$ = 3813° UO_2 испаряется без разложения выше 1400°	—

Примечание: содержание нуклидов в ОЯТ (графа 2) рассчитано по активностям продуктов деления кассеты с обогащением 4,4% реактора ВВЭР-1000; для урана — данные по концентрациям основных долгоживущих актинидов в облученном топливе той же кассеты [4].

Для приготовления препаратов небольшая часть зольного остатка помещалась в пробирку с ацетоном, а затем взвесь частиц наносилась по каплям на графитовую подложку диаметром 10 мм, приклеенную серебросодержащим составом к стандартному держателю образцов установки «Микролаб». Связующее вещество не добавлялось, частицы и без него хорошо держались на поверхности подложки после испарения ацетона. Процедура повторялась до тех пор, пока на графите не образовывались видимые невооруженным глазом скопления частиц в виде белесых пятен (зольный остаток не содержит органических веществ, присутствие которых могло бы привести к зарядке поверхности под ионным пучком, поэтому эффективное стекание заряда на проводящую подложку гарантировано даже в том случае, если частицы расположены вплотную друг к другу).

Измерения выполнены на установке «Микролаб» (VG Scientific, Великобритания), которая ранее использовалась для определения изотопного состава урана в модельных частицах его оксидов [5], в частицах реальных проб с предприятий ядерного топливного цикла [6–10] и в массивных образцах из материала сердечника бронебойного снаряда, примененного НАТО в Югославии [11]. Прибор оснащен галлиевой жидкометаллической пушкой (энергия ионов до 10 кэВ), аргоновой пушкой (5 кэВ) и квадрупольным масс-спектрометром с пропорциональным разрешением по всей шкале масс от 1 до 800 а.е.м (атомная единица массы). Детектором вторичных ионов служит вторичный электронный умножитель канального типа. Детальное описание технических возможностей прибора дано в [5, 12].

Схема эксперимента показана на рисунке 1. Анализируемая поверхность сканируется пучком первичных ионов синхронно с лучом кинескопа, яркость которого модулируется потоком вторичных электронов, выбиваемых из образца. В результате на экране монитора формируется изображение распыляемого участка поверхности. Размер растра первичных ионов может быть дискретно изменен в соответствии с номиналами увеличения 2х, 5х, 10х и т.д., вплоть до 500х, а ток пучка можно варьировать в пределах от долей наноампера до 150–200 нА для галлиевой пушки и до ~500 нА – для аргоновой пушки. Таким образом, можно задавать скорость травления образца в очень широких пределах, включая так называемый статический режим, когда за все время эксперимента эрозии подвергается только поверхностный монослой.

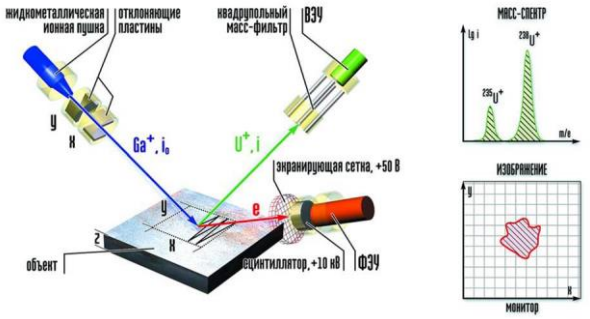


Рисунок 1. Схема установки «Микролаб», работающей в режиме ионного микрозонда

Для поиска индивидуальных частиц, содержащих уран, может быть использована только галлиевая жидкометаллическая пушка, позволяющая формировать хорошо сфокусированные ионные пучки, обеспечивающие высокое (~1 мкм) латеральное разрешение. Масс-спектрометр настраивается на массу 254, а выход вторичных ионов UO^+ контролируется по стрелочному прибору с пределом шкалы от 10 имп/с до $3 \cdot 10^6$ имп/с. Ток первичных ионов, приходящийся на отдельную частицу, пропорционален доле площади, занимаемой ею на всем облучаемом участке поверхности, поэтому, чем меньше растр, «накрывающий» частицу, тем выше скорость счета вторичных ионов. Перемещая растр по поверхности и последовательно сжимая его, можно точно локализовать место расположения искомого объекта, который можно и не увидеть на экране монитора, если он слишком мал. После того, как частица найдена, производится ее прицельное распыление с максимально возможным увеличением, и в это время в режиме быстрых (10 с) повторяющихся сканов в диапазоне 230–240 а.е.м. формируется масс-спектр, по которому рассчитывается изотопное отношение $^{235}U/^{238}U$ [6].

Поиск частиц с ураном с помощью описанной методики не дал результатов ни для одной пробы: на подложке не удалось локализовать такие места, откуда выход вторичных ионов с массой 254 был бы более высоким по сравнению с соседними участками, либо вообще значимым. Следовательно, в пробе 1 не было частиц, образовавшихся непосредственно из расплава. Такая категоричность вывода основана на многолетнем опыте анализа проб с предприятий ядерного топливного цикла, когда удавалось, например, не только идентифицировать субмикронные объекты, но даже оценивать их изотопный состав.

Положительный результат для пробы 1 достигался только в том случае, если поверхностный слой препарата распылялся под воздействием широкого и интенсивного пучка первичных ионов. Этот способ можно рассматривать как некий аналог валового анализа, но не совокупного объема частиц, а их поверхности. На рисунках 2, 3 приведены масс-спектры, полученные в тех диапазонах масс, где можно ожидать появление вторичных ионов $^{238}U^+$ и $^{238}UO^+$ (над пиками указаны их площади, выраженные в импульсах).

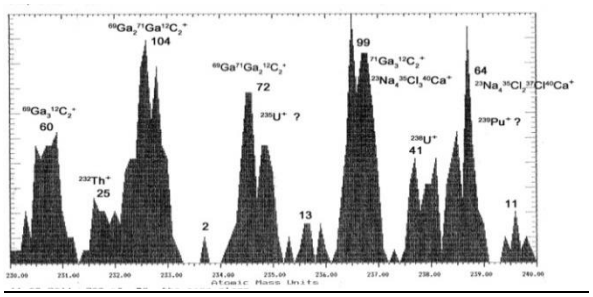


Рисунок 2. Проба 1. Первичные ионы Ga^+ с энергией 8 кэВ; диапазон масс 230 – 240. Ток пучка 200 нА; площадь растра 0,55 мм^2; плотность тока на образце 36 мкА/см^2; скорость травления поверхности ~0,2 нм/с; 55 разверток масс-спектра продолжительностью 10 с; толщина распыленного слоя при неподвижном растре ~110 нм

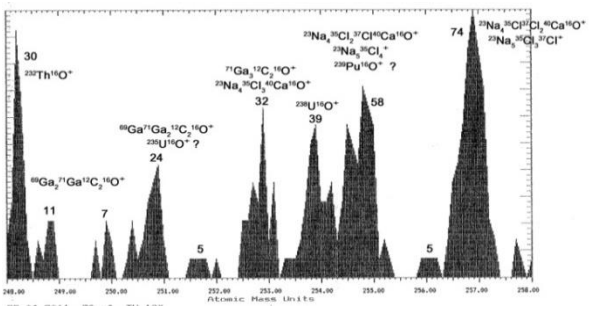


Рисунок 3. Проба 1. Первичные ионы Ga^+ с энергией 8 кэВ; диапазон масс 248 – 258. Ток пучка 20 нА, площадь растра 0,14 мм^2; плотность тока на образце 14 мкА/см^2; скорость травления поверхности ~0,08 нм/с; 31 развертка масс-спектра; толщина распыленного слоя при неподвижном растре ~25 нм

Как следует из рисунков 2, 3, идентификация изотопов урана и плутония с нечетной массой невозможна из-за эмиссии кластеров $BaGaO_2^+$, $Ga_3C_2^+$, $Na_5Cl_4^+$ [6], $BaGaO_3^+$, $Ga_3C_2O^+$ и $Na_4Cl_3Ca^+$, но в области четных масс картина другая: для 232-го, 238-го, 248-го и 254-го пиков наблюдается значимое превышение над фоном.

Одна развертка масс-спектра (скан) длится 10 с, а скорость распыления мишени составляет десятые доли нанометра в секунду [12], поэтому в ходе эксперимента подложка, находящаяся под воздействием ионного пучка, непрерывно перемещалась, чтобы захватывались все новые участки ее поверхности, не подвергавшиеся эрозии, и тем самым имитировался статический режим распыления. Без такой технологии самые первые развертки масс-спектра позволяют регистрировать группы импульсов, отвечающих именно этим массам, но полезный сигнал падает уже при записи второго скана, а по мере дальнейшего накопления масс-спектра его возвы-

шение над фоном становится все менее заметным, а затем исчезает. Все указывает на то, что атомы регистрируемых изотопов буквально «лежат» на поверхности частиц. В этом случае более эффективно применение аргоновой пушки, позволяющей формировать такие же интенсивные, но на два порядка менее плотные ионные пучки, обеспечивающие режим распыления, максимально приближающийся к статическому (перед каждым новым экспериментом препарат готовился заново). На рисунках 4, 5 приведены масс-спектры пробы 1, полученные с использованием аргоновой пушки.

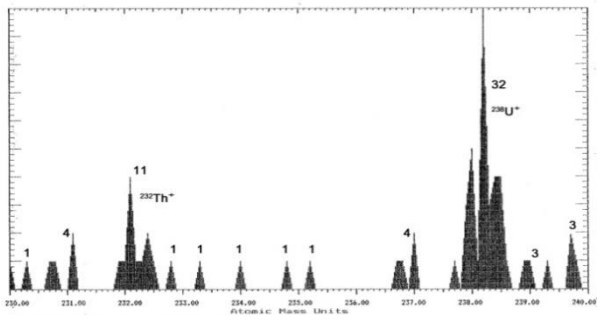


Рисунок 4. Проба 1. Первичные ионы Ar^+ с энергией 5 кэВ; диапазон масс 230 – 240. Ток пучка 400 нА; площадь облучаемого участка поверхности π/4 см^2; плотность тока на образце ~0,5 мкА/см^2; скорость травления поверхности ~10^{-3} нм/с; 17 разверток масс-спектра; толщина распыленного слоя ~0,2 нм

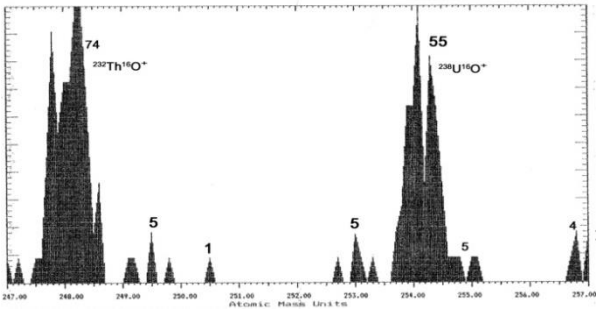


Рисунок 5. Проба . Первичные ионы Ar^+ с энергией 5 кэВ; диапазон масс 247 – 257. Ток пучка 480 нА; площадь облучаемого участка поверхности π/4 см^2; плотность тока на образце ~0,5 мкА/см^2; скорость травления поверхности ~10^{-3} нм/с; 30 разверток масс-спектра; толщина распыленного слоя ~0,3 нм.

Аргон, в отличие от галлия, не образует кластерных ионов, и пики идентифицируются однозначно. Для сравнения на рисунке 6 показан масс-спектр пробы 2, в котором можно идентифицировать только два первых пика квинтета $Na_5Cl_4^+$ из серии кластеров $Na_nCl_{n-1}^+$, характерных для проб, отбираемых вблизи морских акваторий.

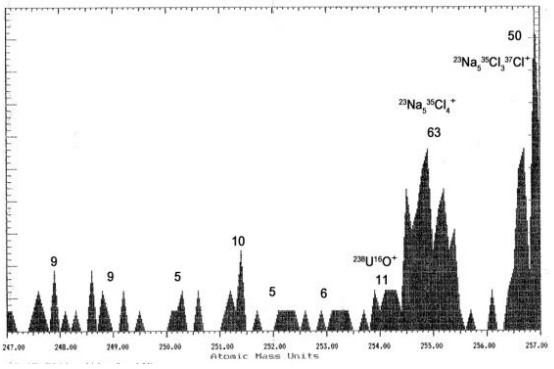


Рисунок 6. Проба 2. Первичные ионы Ar^+ с энергией 5 кэВ; диапазон масс 247 – 257. Ток пучка 410 нА; площадь облучаемого участка поверхности π/4 см^2; плотность тока на образце ~0,5 мкА/см^2; скорость травления поверхности ~10^{-3} нм/с; 31 развертка масс-спектра; толщина распыленного слоя ~0,3 нм

Отношение интенсивностей 232 и 238 пиков во всех масс-спектрах иное, чем для масс 248 и 254, следовательно, изотоп массой 232 является не ураном, а торием (после идентификации ториевых пиков в масс-спектрах повторена такая же, как для урана, процедура поиска частиц с торием – по массе 248, – но она тоже не дала результатов). Аналогичное характерное соотношение выходов вторичных атомарных и оксидных ионов данных элементов получено в [11], где методом ВИМС на поверхности сердечника бронебойного снаряда из обедненного урана было обнаружено ториевое покрытие, не выявленное при валовом химическом анализе.

Решающим следует признать эксперимент, проведенный в апреле 2013 г., когда удалось измерить профили концентраций урана и тория в нанометровом диапазоне толщин распыляемого слоя (рисунки 7, 8).

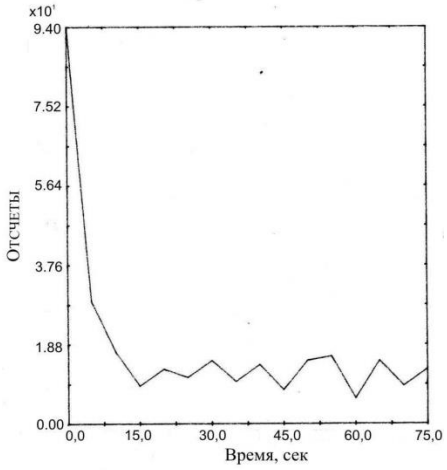


Рисунок 7. Проба 1. Зависимость выхода вторичных ионов UO+ от времени при распылении поверхности препарата пробы ионами Ga+ со скоростью ~0,2 нм/с

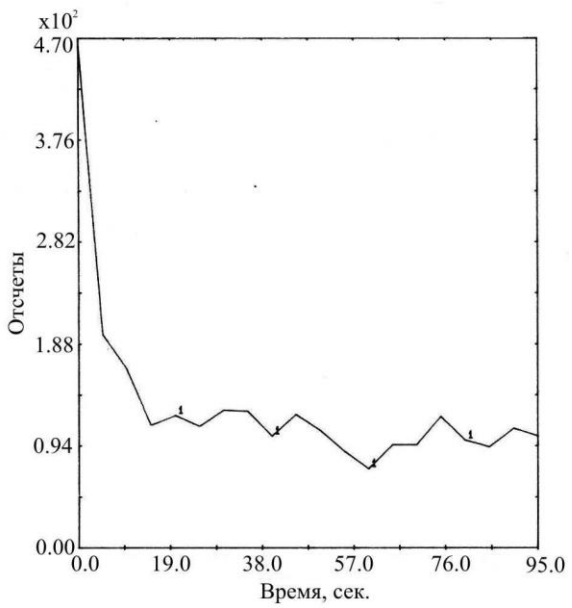


Рисунок 8. Проба 1. Зависимость выхода вторичных ионов ThO^+ от времени при распылении поверхности препарата пробы ионами Ga^+ со скоростью ~0,2 нм/с

Графики повторяются до деталей, в обоих случаях примерно через 15 с, когда толщина стравленного слоя составляет всего 3 нм (!), сигнал падает до фонового уровня. Даже в случае идеально плоской поверхности имеется множество причин, приводящих к «затягиванию» профилей [13], поэтому результат тем более убедителен, что получен для поверхности с развитым рельефом, у которого перепады высот многократно превышают это значение. Употребленное выше выражение «атомы…буквально лежат на поверхности частиц» не является метафорой — речь действительно идет о поверхностном монослое. Таким образом, получено прямое *доказательство* того, что и уран, и торий имеют *«реакторное»* происхождение: они адсорбированы из газовой фазы, где могли оказаться только в результате расплавления топливных сборок, испарения и последующего выноса в атмосферу под большим давлением вместе с летучими продуктами деления. В природе таких источников «напыления» урана и тория не существует.

Вторым признаком реакторного происхождения нуклидов является их концентрация на поверхности частиц. Для ее оценки использовалась зависимость из [14]:

$$i_k = Const \cdot i_{ok} \cdot c_k \cdot \beta_k^+ \qquad (1)$$

Здесь: i_k - скорость счета однозарядных положительных ионов; i_{ok} - ток первичного пучка в эксперименте по измерению i_k; c_k - атомная доля изотопа; β_k^+ – коэффициент ионизации данного элемента (доля распыленных атомов, покидающих поверхность в виде однозарядных положительных ионов). Если ток первичного пучка измеряется в наноамперах, то $Const = 6{,}24 \cdot 10^9 \cdot s \cdot f$, где s – коэффициент распыления (число распыленных атомов мишени, приходящихся на один падающий ион), f – коэффициент пропускания (доля вторичных ионов, достигающих детектора).

Количественный анализ методом ВИМС базируется на использовании стандартных образцов состава. Если химическое состояние элементов в них такое же, как в анализируемом объекте, то можно пренебречь матричными эффектами и считать коэффициенты ионизации неизменными. Зная концентрацию изотопа в стандартном образце c_m, рассчитывают концентрацию примеси по формуле:

$$c_k = c_m[(i_k/i_{ok})/(i_m/i_{om})], \qquad (2)$$

где выражение в квадратных скобках – отношение выходов вторичных ионов на единицу тока первичного пучка в исследуемом (числитель) и стандартном (знаменатель) образцах.

В качестве стандартных образцов состава были использованы металлические уран, торий и кремний (главный элемент матрицы), покрытые пленками их окислов. Конечным результатом исследований явились данные:

$$\begin{gathered} c(Si) = 0{,}24 \pm 0{,}01; \\ c(^{238}U) = (1{,}5 \pm 0{,}4) \cdot 10^{-5}; \\ c(^{232}Th) = (1{,}6 \pm 0{,}8) \cdot 10^{-4} \end{gathered} \qquad (3)$$

Ниже в порядке снижения среднего процентного содержания в земной коре перечислены 11 элементов, составляющих, по данным [3], более 99% ее массы (без учета водорода гидросферы); остальные присутствуют в концентрациях на уровне сотых долей % (масс.) и менее: торий и уран, соответственно, — $8 \cdot 10^{-4}$ и $3 \cdot 10^{-4}$ % (масс.). В скобках приведены атомные концентрации, рассчитанные из массовых концентраций и нормированные на единицу (атомные доли).

$$\begin{gathered} O\ (0{,}624),\ Si\ (0{,}208),\ Al\ (0{,}069),\ Fe\ (0{,}019), \\ Ca\ (0{,}019),\ Na\ (0{,}024),\ K\ (0{,}014),\ Mg\ (0{,}018), \\ Ti\ (0{,}003),\ C\ (0{,}002),\ Mn\ (0{,}0003); \\ Th\ (7{,}3 \cdot 10^{-7}),\ U\ (2{,}7 \cdot 10^{-7}) \end{gathered} \qquad (4)$$

Из этих данных видно, что содержание кремния в пробе примерно такое же, как среднее в земной коре, а урана и тория в распыленном поверхностном слое, соответственно, – в 56 и 220 раз больше. Далее, измеренные концентрации являются средними для великого множества частиц, из которых большинство до манипуляций с пробой было «чистым». Следовательно, те частицы, которые имели отношение к аварии, «вымазаны» ураном и торием еще более основательно. Есть еще и третий, косвенный признак того, что изотопы имеют «реакторное» происхождение: они найдены только в пробах, отобранных (в нескольких пунктах наблюдения) после аварии и содержавших характерные радионуклиды, прежде всего, – ^{134}Cs.

С учетом полученных данных основные выводы в части диагностики аварии сводятся к следующему.

1. Топливные сборки расплавились, о чем свидетельствует присутствие труднолетучих радионуклидов на поверхности частиц аэрозоля.

2. Конструкция аварийного реактора не претерпела масштабных разрушений, о чем свидетельствует отсутствие частиц, появившихся в результате выброса вещества расплава в твердом состоянии.

3. Аварию на АЭС «Фукусима-1», квалифицируемую по факту расплавления топливных сборок как «запроектную», следует по механизму утечки радионуклидов во внешнюю среду отнести к разряду «проектных», поскольку выброса первичных аэрозолей не было. Здесь просматривается аналогия с камуфлетными подземными ядерными взрывами, когда каналы для напорного истечения первичных аэрозолей на дневную поверхность тоже не образуются.

4. Утечка облученного топлива была незначительной, потому что произошла только через газовую фазу, что и предопределило ограниченный набор радионуклидов, зарегистрированных в атмосфере – отсутствие изотопов, для испарения которых развившиеся температуры были недостаточными (например, ^{95}Zr).

5. Впервые на практике совокупность методик на базе ВИМС использована в качестве дистанционного способа оценки состояния активной зоны и барьеров защиты реактора после аварии.

Атомная концентрация тория на поверхности частиц аэрозоля выше, и это бесспорный факт. Дело в том, что потенциал ионизации тория (6,95 эВ), определяющий вероятность образования его вторичных ионов, на целых 0,87 эВ выше потенциала ионизации урана (6,08 эВ), поэтому отношение коэффициентов β_U^+/β_{Th}^+ в формуле (1) должно быть гарантированно много больше единицы. В рамках модели локального термодинамического равновесия [15] при разнице потенциалов ионизации в 0,87 эВ и эффективной электронной температуре 3000 К (kT = 0,26 эВ) [12] экспоненциальные члены в уравнении Саха–Эггерта для двух компонентов отличаются в 28 раз: exp(0,87/0,26) = 28. Если ориентироваться на эту цифру, то отношение концентраций тория и урана, вычисляемое по масс-спектру (рисунок 2), составит (25/41)·28 = 17. В 2013 г. параметр β_U^+/β_{Th}^+ был определен экспериментально и оказался равным 17,3±0,7 – что соответствует отношению концентраций 10,5:1.

Уже не один десяток лет обсуждаются перспективы ядерного топливного цикла на основе тория и урана-233 [16], в котором делящийся изотоп воспроизводится в самом реакторе:

$$_{90}\mathrm{Th}^{232}\ (\mathrm{n},\gamma) \rightarrow\ _{90}\mathrm{Th}^{233}\ (\beta) \rightarrow\ _{91}\mathrm{Pa}^{233}\ (\beta) \rightarrow\ _{92}\mathrm{U}^{233}$$

Реализация этой ресурсосберегающей технологии в широких масштабах весьма заманчива, поскольку мировые запасы тория в 2 – 3 раза больше урановых. В таком цикле должно использоваться топливо, содержащее одновременно торий и все три изотопа урана в пропорциях, удовлетворяющих неравенству: $(m_{233} + 0{,}6\cdot m_{235})/m_{233+235+238} < 0{,}12$ (m – масса). Это ограничение признается в международном масштабе достаточным изотопным барьером против использования трехкомпонентного ядерного материала в военных целях [17].

В случае аварии на АЭС Фукусима-1 при утечке из реактора в газовой фазе оказалось на порядок больше тория, диоксид которого исключительно тугоплавок ($T_{пл}$ = 3200 °С, $T_{кип}$ = 4400 °С), чем урана, диоксид которого испаряется без разложения при температурах свыше 1400 °С (в производстве топлива для ядерных реакторов используют наиболее устойчивые окислы делящихся материалов, например, MOX-топливо (mixed oxide) содержит смесь диоксидов урана и плутония; эта технология также относится к разряду ресурсосберегающих, развиваемых, в том числе, в Японии). Этот феномен можно объяснить только тем, что торий оказался в расплаве не в виде окисла, как уран, а в виде другого химического соединения, еще более летучего, чем UO_2 (такими соединениями являются соли тория, например, $ThCl_4$: $T_{пл} = 765^o$, $T_{кип} = 922^o$). Это позволяет прийти к выводу: торий изначально не входил в состав реакторного топлива, что говорит о намерении облучать его отдельно, когда образующийся уран-233 можно извлекать химическими методами в чистом виде.

В задачах контроля ядерной деятельности по данным анализа тонкодисперсных продуктов (один из верификационных механизмов Договора о нераспространении ядерного оружия [18]) метод ВИМС с успехом использовался для изотопного анализа индивидуальных микрообъектов в динамическом режиме их распыления [6–10]. В настоящей работе в полной мере проявилось другое достоинство метода – возможность анализа тонких поверхностных слоев ансамблей частиц в режиме распыления, приближающемся к статическому. Чтобы еще раз убедиться в правильности этого тезиса, оценим массовые концентрации урана и тория «реакторного» происхождения в пробе 1.

Предположим, что содержание основных элементов в ней такое же, как и среднее в земной коре, то есть соответствует вышеприведенному ряду (4). Атомная доля урана в этом ряду ($2{,}7\cdot10^{-7}$) рассчитана по его массовой концентрации $3\cdot10^{-4}$ % масс. (3 г/т). Соответственно, атомной доле $1{,}5\cdot10^{-5}$ отвечает концентрация $1{,}67\cdot10^{-2}$ % масс. (167 г/т), но эти цифры относится только к тем атомам, которые образуют поверхностный слой частиц. Его доля P в общей массе аэрозоля зависит от удельной поверхности аэрозоля (отношения полной поверхности частиц к их совокупному объему S[см^2]/V[см^3]) и от средней атомной плотности частиц D[см$^{-3}$]. На единице поверхности содержится $D^{2/3}$ атомов, поэтому

$$P = \frac{D^{\frac{2}{3}} \cdot S}{D \cdot V} = D^{-\frac{1}{3}} \cdot \frac{S}{V} \qquad (5)$$

Расчет дроби S/V проще всего сделать для сферической частицы, имеющей такую же удельную поверхность, как аэрозоль в целом, радиус такого объекта $r_s = (r_3)^3/(r_2)^2$, где r_3 и r_2 – среднекубический и среднеквадратичный радиусы [19]. Дисперсный состав пробы не определен, поэтому для расчета r_s воспользуемся опубликованными данными [20] для типичного атмосферного аэрозоля, отбираемого у поверхности земли, получим $r_s \approx 0{,}65$ мкм. Примем $D = 6 \cdot 10^{22}$ см$^{-3}$, – это атомная плотность SiO_2 (кремнезем, кварц), атомные плотности большинства других распространенных минералов выше, поэтому для величины P получим оценку «сверху», – на поверхности частиц аэрозоля с такими характеристиками содержится не более 0,0012 атомов от их общего количества. Искомая массовая концентрация реакторного урана в пробе составит $2{,}0 \cdot 10^{-5}$ % или 0,2 г/т, что примерно в 15 раз меньше, чем масса естественного урана в одной тонне пыли. Такой же расчет для тория дает 2 г/т против 8 г/т для природного изотопа.

Приведенные оценки показывают, что никаким методом валового анализа было бы невозможно идентифицировать ^{238}U и ^{232}Th «реакторного» происхождения на фоне сопоставимых или даже больших количеств тех же природных изотопов, изначально присутствующих в объеме частиц. Но эта задача эффективно решается методом ВИМС, даже с использованием прибора, введенного в эксплуатацию четверть века назад и обладающего весьма скромными характеристиками. В настоящее время выпускается гораздо более совершенная аппаратура, среди которой особо выделяются магнитные масс-спектрометры серии IMS, выпускаемые фирмой “Cameca Instruments SA” (Франция). Приборы IMS-1270 и более поздние модификации IMS-1280 и IMS-1280 HR (high resolution) специально предназначены для анализа микрочастиц и обладают исключительно высокой чувствительностью, латеральным разрешением и разрешением по массе. На таком оборудовании можно было бы определить и фоновое содержание урана и тория в массе аэрозоля, и изотопный состав урана и плутония на поверхности частиц, а заодно выяснить, какие из них имели отношение к аварии, а какие нет и т. д.

Впервые результаты исследования аэрозольных проб методом ВИМС доложены на XV-й Международной научной конференции «Физико-химические процессы при селекции атомов и молекул», проходившей 1 – 5 октября 2012 г. в Звенигороде (Ершово). Традиционно ее организаторами выступили Троицкий институт инновационных и термоядерных исследований (ГНЦ РФ ТРИНИТИ) и НИЦ «Курчатовский институт». В 2013 г. материалы конференции опубликованы в журнале, который издает Институт металлургии и материаловедения им. А. А. Байкова РАН [21]. Вторая, более поздняя публикация [22] датирована 2012 г.

Благодарности.

Автор выражает благодарности: С. Н. Калмыкову – заведующему кафедрой радиохимии МГУ им. М. В. Ломоносова, – за предоставленный образец металлического тория и А. А. Сало – сотруднику 12 ЦНИИ Минобороны России, – за расчет морфологических характеристик аэрозоля.

Литература

1. Васильев, А.П. Дальневосточный дебют Службы контроля ядерных взрывов / А.П. Васильев [и др.] – М.: Полиграф сервис, 2010. – 163 с.
2. Гусев, Н.Г. Радиационные характеристики продуктов деления / Н.Г. Гусев [и др.] // Справочник. – М.: Атомиздат, 1974. – С. 28.
3. Краткая химическая энциклопедия. Т. 1 – Т. 5. – М.: Советская энциклопедия, 1961 – 1967.
4. Колобашкин, В.М. Радиационные характеристики облученного ядерного топлива / В.М Колобашкин, П.А. Ружанский, В.Д. Сидоренко // Справочник.- М.: Энергоатомиздат, 1983. – С. 173 185.
5. Вениаминов, Н.Н. Определение изотопного состава урана в микрочастицах методом масс-спектрометрии вторичных ионов / Н.Н. Вениаминов, О.Н. Колесников, В.А. Стебельков // Журн. аналит. химии, 1991. – Т. 46, вып. 9. – С. 1776 – 1781.
6. Вениаминов, Н.Н. Масс-спектрометрия вторичных ионов в исследовании частиц производственной пыли предприятий ядерного топливного цикла / Н.Н. Вениаминов // Журн. аналит. Химии, 2000. - Т. 55. № 3. – С. 294.
7. Вениаминов, Н.Н. К вопросу о методологии обнаружения незаявленной ядерной деятельности по обогащению урана электромагнитным методом (на примере Ирака) // Сборник докладов VIII Всероссийской (международной) научной конференции "Физико-химические процессы при селекции атомов и молекул". – М.: ЦНИИатоминформ, 2003. – С. 251 – 256.
8. Вениаминов, Н.Н. Масс-спектрометрия вторичных ионов как инструмент контроля ядерной деятельности. Уточнение банка данных МАГАТЭ 1991 г. по Ираку // В сб. Актуальные проблемы экологии и природопользования. – Вып. 5. Часть 1. – М.: Российский университет дружбы народов, 2003. – С. 41 – 57.
9. Вениаминов Н.Н. Новые данные по изотопному составу урана на фрагментах разрушенного масс-сепаратора электромагнитного типа. // Сборник докладов IX Всероссийской (международной) научной конференции “Физико-химические процессы при селекции атомов и молекул”. –М.: ЦНИИатоминформ. 2004. С. 162 – 165.

10. Вениаминов, Н.Н. К вопросу о производстве высокообогащенного урана в Ираке // Российский химический журнал, 2007. – Т. LI. № 1. – С. 158 – 164.
11. Вениаминов, Н.Н. Исследование изотопного и элементного состава сердечника бронебойного снаряда / Н.Н. Вениаминов, С.А. Ховавко, С.А. Воронов, С.Л. Орлов, Л.А. Азаров, С.Ю. Архипов, Т.Н. Евдокимов // Журн. аналит. Химии, 2003. – Т. 58. №4. – С. 401 – 407.
12. Вениаминов, Н.Н. Измерение профилей концентраций Sm и Yb в кремнии методом масс-спектрометрии вторичных ионов с использованием галлиевой жидкометаллической пушки / Н.Н. Вениаминов // Журн. аналит. химии, 1991. – Т.46, вып. 9. – С. 1782 – 1786.
13. Клячко, Д.В. Вопросы количественного анализа микропримесей методом масс-спектрометрии вторичных ионов / Д.В. Клячко, В.В. Угаров // Поверхность. Физика, химия, механика, 1991. – №8. – С. 5 – 16.
14. Вернер, Г. Введение во вторично-ионную масс-спектрометрию //В кн. Электронная и ионная спектроскопия твердых тел. Под ред. Л. Фирмэнса, Дж. Вэнника и В. Декейсера. – М.: Мир, 1981. – С. 361.
15. Andersen, C.A., Hinthorne J.R. // Anal. Chem., 1973. – V. 45. № 8. – P. 1421.
16. Казанцев, Г.Н., Мурогов В.М., Раскач Ф.П. и др. Ядерный топливный цикл на основе тория и урана-233. – Обнинск: Физ-энерг. ин-т: ФЭИ – 2183. – 1991. – 48 с.
17. Advanced Fuel Cycle and Reactor Concepts. Report of INFCE Working Group 8. – Vien: IAEA, 1980. Русский перевод: Перспективные концепции топливных циклов и реакторов. Отчет 8-й рабочей группы МОЯТЦ.- Вена: МАГАТЭ. 1980. – М.: ИАЭ им. И.В.Курчатова, 1980. – 208 с.
18. Donohue D. Strengthening IAEA Safeguards through Environmental Sampling and Analysis // Journal of Alloys and Compounds. 1998. Vol. 271 – 273. P. 11 – 18.
19. Фукс, Н.А. Механика аэрозолей. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – С. 25.
20. Кондратьев, К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. —Ленинград: Гидрометеоиздат, 1983. – 224 с.
21. Вениаминов, Н.Н. Масс-спектрометрия вторичных ионов как инструмент контроля ядерной деятельности. Диагностика аварии на АЭС «Фукусима-1». // Перспективные материалы, специальный выпуск № 14, февраль 2013 г. – С. 123 – 127.
22. Вениаминов, Н.Н. Масс-спектрометрическое определение следов урана и тория в аэрозолях, отобранных на российской территории после аварии на японской АЭС «Фукусима-1» / Н.Н. Вениаминов, А.В. Смирнов, А.В. Березин, А.Ю. Тарасов // Российский химический журнал, 2012. – Т. LVI. № 5-6. – С. 87 – 95.

ЕКІНШІ РЕТТІК ИОНДАРДЫҢ МАСС-СПЕКТМЕТРИЯСЫ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША «ФУКУСИМА-1» АЭС АПАТЫНДА РЕАКТОРДАН АУЫР ҰШАТЫН НУКЛИДТЕР СЕЙІЛУІ

Вениаминов Н.Н.

Ресей Қорғаныс министрлігінің 12 Орталық ғылыми-зерттеулік институтыСергиев Посад, Ресей

«Фукусима-1» АЭС-те апаттан кейін алынған аэрозолдердегі екінші реттік иондардың масс-спектрметрия әдісімен, бөлшектердің тек қана бетінде болатын ^{238}U және ^{232}Th изотоптар табылған. Бұл отын құраулары еріп кеткенін, ал изотоптар, қатты зат жылыстаусыз, бірінші реттік аэрозолдер түрінде газ фазасы арқылы қоршаған ортаға өтіп кеткенін білдіреді. ^{232}Th болуы ^{233}U басталу нышаны ретінде түсіндіріледі.

LEAKAGE OF HARD-VOLATILE NUCLIDES FROM REACTOR IN THE ACCIDENT AT THE NUCLEAR POWER PLANT “FUKUSHIMA-1” DEFINED BY SECONDARY ION MASS SPECTROMETRY

N.N. Veniaminov

12 Central Research Institute of Russian Ministry of Defense, Sergiev Posad, Russia

Secondary Ion Mass-Spectrometry was used to detect the isotopes ^{238}U and ^{232}Th in aerosols, sampled after the damage of “Fukushima-1” atomic station. The isotopes were present only on the surface of the particles, so, fuel assemblages melted, and isotopes penetrated into environment through the gaseous phase without leakage of a solid substance in the form of primary aerosols. The presence of ^{232}Th is treated as a sign of ^{233}U production.

УДК550.34:621.039.9

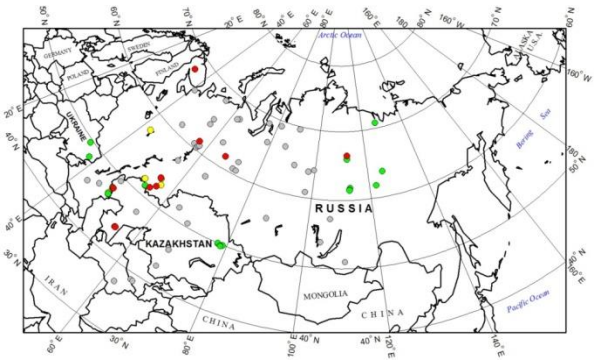
УЛУЧШЕНИЕ GT КЛАССИФИКАЦИИ СОВЕТСКИХ МИРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Макей К.Г., Фуджита К.

Государственный университет Мичигана, Ист-Лансинг, Мичиган, США

Начиная с 1960-х и до конца 1980-х годов Советский Союз произвел 122 мирных ядерных взрыва (МЯВ) на всей своей территории. Сейсмические записи этих МЯВ сейчас очень важны для сейсмологического сообщества в качестве так называемых «Ground truth» («Истина Земли» - GT события). МЯВ широко распределены по всей территории и принимаются как GT0-1, что означает, что истинное местоположение МЯВ определено с точностью в пределах ≤ 1 км, при которой, как известно, событие используется в качестве калибровочного при решении разнообразных задач: развития скоростных моделей распространения сейсмических волн, для тестирования моделей, для улучшения распознавания сейсмических явлений и т.д. Местоположения были определены с помощью комплексного подхода, охватывающего использование открытых публикаций, анализ космоснимков и региональных сейсмических данных. Кроме того, два участка МЯВ на территории Украины и три участка МЯВ на территории Казахстана были посещены, что позволило сделать для них определение спутниковых координат на месте.

На территории Советского Союза в рамках специальной программы произведено 122 мирных ядерных взрыва (МЯВ) – рисунок 1. Сейсмологическое сообщество при мониторинге/верификации сейсмических систем использует так называемые «Ground truth» («Истина Земли» - GT события). В настоящее время по МЯВ, проведенным в Советском Союзе, используют сведения об их местоположении из доклада Султанова и др., 1999 [1] в качестве известных/проверенных событий. На самом деле имеют место ошибки в местоопределении МЯВ и, кроме того, многие МЯВ недостаточно хорошо локализованы. В действительности, 43 из 122 расположений были определены по сейсмическим данным с ошибкой вплоть до 40 км.



Кружки: зеленые - GT0-1 установленные или достоверные; красные - GT0-1 установленные там, где новые координаты превышают ошибки расположения, опубликованные в [1]; желтые – события изучены, но расположение не удалось установить/подтвердить, или же есть доказательства того, что истинная погрешность расположения превышает, указанную в [1]; серые – события не исследованы

Рисунок 1. Мирные ядерные взрывы, произведенные в Советском Союзе

Авторы смогли установить значения GT0-1 для 18 мест проведения МЯВ, где были зарегистрированы сейсмические событий, а также подтвердить или откорректировать расположение 46 МЯВ, которые считались GT0-1. Некоторые МЯВ, классифицированные на данный момент как GT1 или близкие к GT1, имеют большие погрешности, вплоть до 16 км.

Местоположение МЯВ определялось путем интегрированного подхода, охватывающего изучение опубликованной открытой литературы, анализ космоснимков и региональных сейсмических данных. В дополнение, два участка МЯВ на территории Украины и три участка МЯВ на территории Казахстана были посещены, что позволило получить спутниковые координаты на месте. На рисунке 1 показаны все 122 участка МЯВ и состояние пересмотра и подтверждения расположения МЯВ (зеленый и красный цвет). Для нескольких МЯВ (отмечены желтым цветом) авторы не смогли окончательно установить или подтвердить расположение эпицентра. В некоторых случаях, как для Globe-1 [1], событие характеризуется как GT1 или меньше, но нет окончательных доказательств из-за отсутствия космоснимков с высоким разрешением для этого участка. Проблема усугублена пользовательскими фотографиями в программе GoogleEarth участка, показывающие знак запретной зоны и огражденную территорию, а также запечатанное устье скважины. Фотографии сделаны примерно в 2 км от места, указанного в [1], но нет 100%-ой уверенности в том, что они правильно расположены. Таким образом, Globe-1 является примером МЯВ, где указанное Султановым и др. (1999) расположение GT1 не является достоверным, и есть доказательство того, что погрешность расположения его эпицентра на самом деле может быть намного большей. В таблице 1 приведены сведения о МЯВ по результатам исследований, проведенных авторами.

Таблица 1. Подтвержденные и проверенные координаты МЯВ, установленные в данном исследовании

Дата	Название МЯВ	Широта по Султанову	Долгота по Султанову	GT по Султанову	Пересмотренная широта	Пересмотренная долгота	GT	Разница (км)
65.01.15	Чаган	49.935ºN	79.009ºE	0.2-1	49.935ºN	79.009ºE	0	0
65.10.14	Сары-Узень	49.991ºN	77.636ºE	0.2-1	49.9911ºN	77.6351ºE	0	0.07
68.07.01	Азгир А-2-1	47.909ºN	47.912ºE	0.2-1	47.907ºN	47.910ºE	0	0.23
68.10.21	Телкем1	49.728ºN	78.486ºE	0.2-1	49.728ºN	78.486ºE	0	0
68.11.12	Телкем2	49.712ºN	78.461ºE	0.2-1	49.712ºN	78.461ºE	0	0
69.12.06	Мангышлак-1	43.867ºN	54.800ºE	0.2-1	43.8625ºN	54.7727ºE	0	2.3
70.06.25	Магистраль	52.20	55.70	10	52.3265ºN	55.7238ºE	0	14.2
70.12.12	Мангышлак-2	43.85ºN	54.80ºE	10	43.9096ºN	54.7937ºE	0	6.7
70.12.23	Мангышлак-3	44.025ºN	54.933ºE	0.2-1	43.8858ºN	54.8973ºE	0	15.7
71.03.23	Тайга	61.40ºN	56.20ºE	10	61.306ºN	56.599ºE	0	23.7
71.10.22	Сапфир-1	51.60ºN	54.45ºE	10	51.5874°N	54.6146°E	0	11.5
71.12.22	Азгир А-3-1	47.897ºN	48.133ºE	0.2-1	47.8980ºN	48.1298ºE	0	0.16
72.07.09	Факел	49.80ºN	35.40ºE	10	49.552ºN	35.471ºE	0	28
72.09.04	Днепр-1	67.75ºN	33.10ºE	10	67.782ºN	33.618ºE	1	22
73.09.30	Сапфир-2	51.65ºN	54.55ºE	10	51.6052°N	54.5991°E	0	6.0
74.07.08	Кама-1	53.70ºN	55.10ºE	10	53.4097oN	55.6387oE	1	48.1
74.10.02	Кристалл	66.10ºN	112.65ºE	10	66.4573ºN	112.3989ºE	0	41.4
75.04.25	Азгир А-2-2	47.909ºN	47.912ºE	0.2-1	47.907ºN	47.910ºE	0	0.23
75.08.12	Горизонт-4	70.763ºN	126.953ºE	0.2-1	70.7636ºN	126.9518ºE	0	0.1
76.03.29	Азгир А-3-2	47.897ºN	48.133ºE	0.2-1	47.8980ºN	48.1298ºE	0	0.16
76.07.29	Азгир А-4	47.870ºN	48.150ºE	0.2-1	47.871ºN	48.138ºE	0	0.93
76.11.05	Ока	61.458ºN	112.860ºE	0.2-1	61.4608ºN	112.8592ºE	1	0.30
77.09.30	Азгир, А-5	47.897ºN	48.161ºE	0.2-1	47.888ºN	48.153ºE	0	1.12
77.10.14	Азгир А-2-3	47.909ºN	47.912ºE	0.2-1	47.907ºN	47.910ºE	0	0.23
77.10.30	Азгир А-2-4	47.909ºN	47.912ºE	0.2-1	47.907ºN	47.910ºE	0	0.23
78.08.09	Кратон-4	63.678ºN	125.522ºE	0.2-1	63.6773ºN	125.5266ºE	0	0.24
78.08.24	Кратон-3	65.925ºN	112.338ºE	0.2-1	65.9254ºN	112.3330ºE	0	0.2
78.09.12	Азгир А-2-5	47.909ºN	47.912ºN	0.2-1	47.907ºN	47.910ºE	0	0.23
78.10.08	Вятка	61.55ºN	112.85ºE	10	61.5565ºN	112.9922ºE	1	7.6
78.10.17	Азгир А-7	47.850ºN	48.120ºE	0.2-1	47.847ºN	48.120ºE	0	0.24
78.11.30	Азгир А-2-6	47.909ºN	47.912ºE	0.2-1	47.907ºN	47.910ºE	0	0.23
78.12.18	Азгир А-9	47.860ºN	48.160ºE	0.2-1	47.857ºN	48.161ºE	0	0.35
79.01.10	Азгир А-2-7	47.909ºN	47.912ºE	0.2-1	47.907ºN	47.910ºE	0	0.23
79.01.17	Азгир А-8	47.920ºN	48.120ºE	0.2-1	47.919ºN	48.124ºE	0	0.32
79.07.14	Азгир А-11	47.880ºN	48.120ºE	0.2-1	47.882ºN	48.120ºE	0	0.22
79.08.12	Кимберлит-4	61.803ºN	122.430ºE	0.2-1	61.7997ºN	122.4161ºE	0	0.8
79.09.16	Кливаж	48.2ºN	38.3ºE	-	48.214oN	38.284oE	0	2
79.10.07	Шексна	61.85ºN	113.1ºE	10	61.7679ºN	113.1554ºE	0	9.6
79.10.24	Азгир А-10	47.850ºN	48.140ºE	0.2-1	47.852ºN	48.143ºE	0	0.36
80.10.08	Вега	46.757ºN	48.275ºE	0.2-1	46.7565ºN	48.2738ºE	0	0.11
80.12.10	Ангара	61.75ºN	66.75ºE	10	61.7088ºN	67.0710ºE	0	18
81.09.26	Вега 2-1	46.790ºN	48.313ºE	0.2-1	46.7936ºN	48.3088ºE	0	0.52
81.09.26	Вега 2-2	46.771ºN	48.304ºE	0.2-1	46.7760ºN	48.3012ºE	0	0.59
82.10.10	Нева-1	61.55ºN	112.85ºE	10	61.5006ºN	112.9110ºE	1	6.4
82.10.16	Вега 3-1	46.759ºN	48.247ºE	0.2-1	46.7582ºN	48.2447ºE	0	0.20
82.10.16	Вега 3-2	46.752ºN	48.258ºE	0.2-1	46.7494ºN	48.2569ºE	0	0.30
82.10.16	Вега 3-3	46.766ºN	48.288ºE	0.2-1	46.7688ºN	48.2858ºE	0	0.36
82.10.16	Вега 3-4	46.760ºN	48.300ºE	0.2-1	46.7597ºN	48.2987ºE	0	0.10
83.07.10	Лира 1-1	51.363ºN	53.306ºE	0.2-1	51.3627ºN	53.3258ºE	0	0.04
83.07.10	Лира 1-2	51.367ºN	53.327ºE	0.2-1	51.3660ºN	53.306ºE	0	0.14
83.07.10	Лира 1-3	51.380ºN	53.340ºE	0.2-1	51.3802ºN	53.3388ºE	0	0.09
83.09.24	Вега 4-1	46.783ºN	48.315ºE	0.2-1	46.7812ºN	48.3197ºE	0	0.41
83.09.24	Вега 4-2	46.788ºN	48.297ºE	0.2-1	46.7872ºN	48.2966ºE	0	0.09
83.09.24	Вега 4-3	46.767ºN	48.310ºE	0.2-1	46.7671ºN	48.3079ºE	0	0.16
83.09.24	Вега 4-4	46.749ºN	48.303ºE	0.2-1	46.7500ºN	48.3006ºE	0	0.21
83.09.24	Вега 4-5	46.754ºN	48.289ºE	0.2-1	46.7538ºN	48.2877ºE	0	0.16
83.09.24	Вега 4-6	46.766ºN	48.274ºE	0.2-1	46.7657ºN	48.2740ºE	0	0.03
84.07.21	Лира 2-1	51.358ºN	53.319ºE	0.2-1	51.3584ºN	53.3198ºE	0	0.07
84.07.21	Лира 2-2	51.371ºN	53.337ºE	0.2-1	51.3717ºN	53.3357ºE	0	0.12
84.07.21	Лира 2-3	51.391ºN	53.351ºE	0.2-1	51.3916ºN	53.3497ºE	0	0.12
84.08.27	Днепр-2	67.75ºN	33.00ºE	10	67.782ºN	33.618ºE	1	26
87.07.07	Нева 2-1	61.50ºN	112.85ºE	10	61.4317ºN	112.8860ºE	1	7.8
87.07.24	Нева 2-2	61.45ºN	112.80ºE	10	61.4172ºN	112.8927ºE	1	6.1
87.08.12	Нева 2-3	61.45ºN	112.80ºE	10	61.4266ºN	112.8879ºE	1	5.4

Примечание: белый фон строки - проверенные координаты местонахождения МЯВ находятся в пределах погрешностей, приведенных в [1], красный фон – проверенные координаты превышают погрешности из [1].

Выводы и рекомендации

Взрывы, произведенные в рамках советской программы МЯВ, представляют большой массив данных GT, которые полезны для мирового сообщества в связи с мониторингом ядерных испытаний, а также для сейсмологов в целом. Данный проект успешно установил или подтвердил данные по 64 из 122 известных расположений МЯВ на уровне GT0-1.

Благодарность

Данный проект был профинансирован Государственным департаментом США в рамках Заказа №SAQMMA11M2465 и Министерством энергетики США в рамках гранта для Университета штата Мичиган №DE-AC52-09NA29323. Авторы выражают благодарность Эрику Бергману за содействие в расчетах месторасположения МЯВ на Мангышлаке, Константину Чалому за содействие в проведении полевых работ на территории Украины, администрации угольной шахты Юннокоммунарск и газового месторождения Хрестыще за обсуждение и информацию, относящуюся к МЯВ на их территориях, Институту геофизических исследований, Казахстанскому национальному центру данных и Алику Абишеву за содействие полевым работам в Казахстане.

Литература

1. Султанов, Д.Д. Обзор сейсмических источников советских мирных ядерных взрывов / Д.Д Султанов, Ж.Д. Мерфи, К.Д. Рубенштейн // Бюлл.сейсмол.общ.Америки, 1999. - т. 89. - С. 640 - 647.

КЕҢЕСТІК БЕЙЫТ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДЫҢ ЖЕР БЕТІНДЕГІ БАҚЫЛАУЛЫҚ ДЕРЕКТЕРІН ЖІКТЕУІН ЖАҚСАРТУ

Макей К.Г., Фуджита К.

Геологиялық ғылымдар факультеті, Мичиган Мемлекеттік университеті, ИстЛансинг, Мичиган, АҚШ

1960 жылдан 1980 жылдардың аяғына дейінгі кезеңінде Кеңес Одағы озінің бар аумағында 122 бейбіт ядролық жарылыстарын (БЯЖ) жүргізген. Сол БЯЖ жазбалары қазір сейсмологиялық қоғамы үшін жер бетіндегі бақылаулық деректері (GT) аталатын ретінде өте маңызды болып келеді. БЯЖ орындары кеңінен бөлінген. Мысалы, GT0-1 – БЯЖ эпиорталықтарының нақты орналасқан жері ≤ 1 км шегінде белгілі болғанын көрсетеді, және олсейсмикалық толқындар таралудың жылдамдық моделдерін дамыту үшін, моделдерді тестілеу үшін, сейсмикалық оқиғаларды тануын жақсарту ж.б. үшін калибрлік оқиға ретінде пайдаланылады. Қазіргі кезде сейсмикалық қоғамы мониторинг/верификацияда БЯЖ орналасқан жері туралы деректерін, белгілі/сенімді БЯЖ оқиғалары ретінде Султанов ж.б. баяндамасынан (1999) қолданады, бірақ іс жүзінде қателіктер орын алады да БЯЖ көбі қисынсыз орналасқан. Авторлар 64 кеңестік БЯЖ үшін GT0-1 орналасқан жерлерін анықтаған немесе тестілеген.Кейбір БЯЖ-де, осы кезге GT1 ретінде белгіленгендер, дөрекі қателікетірі (16 км дейін) бар болып шықты. Орналасқан жерлерін анықтауы, ащық басылымдарды, ғарыштық түсірулерді және аумақтық сейсмикалық деректерді қамтитын кешенді көзқарас көмегімен алынған. Одан басқа, Украина аумағындағы БЯЖ екі учаскелері және Қазақстан аумағындағы БЯЖ үш учаскелері барып көрілген, бұл жерсеріктік координаттарын орнында анықтауына мүмкіншілік берген.

IMPROVEMENT OF GT CLASSIFICATION OF SOVIET PNES

K. G. Mackey, K. Fujita

Michigan State University, East Lansing, Michigan, USA

From the 1960’s through the late 1980’s, the Soviet Union conducted 122 Peaceful Nuclear Explosions (PNE) across its territory. These PNEs are now very important to the seismological community as so-called Ground Truth (GT) events. The PNE locations are widely distributed, thus GT0-1 locations, meaning that true location is known to within 1 km or better, are used as calibration events for developing seismic velocity models, model validation, seismic discrimination, etc. The monitoring/verification community generally utilizes PNE locations from Sultanov et al. (1999) as known or verified GT events, though in reality there are errors and many PNEs are poorly located. We have determined or validated GT0-1 locations for 64 of the Soviet PNEs. Some PNEs currently listed as GT1 or better also have larger errors of up to 16 km. Our locations were determined using an integrated approach encompassing published open literature, analysis of satellite imagery and regional seismic data. In addition, two PNE sites in Ukraine and three PNE sites in Kazakhstan were visited allowing GPS coordinates to be obtained in the field.

УДК 550.34:621.039.9

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АКУСТО-ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН ПРИ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВАХ ДЛЯ МОДЕЛИ «ЗЕМЛЯ–АТМОСФЕРА» ПРИ НАЛИЧИИ ВЕТРА В АТМОСФЕРЕ

Михайленко Б.Г., Михайлов А.А.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия.

Рассматривается решение динамической задачи распространения сейсмических и акусто-гравитационных волн для совмещенной математической модели «Земля-Атмосфера» при наличии ветра в атмосфере. Распространение сейсмических волн в упругой среде описывается системой уравнений первого порядка теории упругости через взаимосвязь компонент вектора скорости смещений и компонент тензора напряжений. Система уравнений, описывающая распространение акусто-гравитационных волн в неоднородной неионизированной атмосфере, представляется через взаимосвязь компонент вектора скорости смещений, давления и изменения плотности воздуха при наличии ветра направленного в горизонтальной плоскости. Для численного решения поставленной задачи используется метод комплексирования интегральных преобразований Лагерра и Фурье с конечно-разностным методом.

ВВЕДЕНИЕ

При математическом моделировании сейсмических волновых полей внутри упругой среды обычно полагают, что поверхность среды граничит с вакуумом, и задают граничные условия на свободной поверхности. Тем самым полагают, что на границе сейсмические волны абсолютно отражаются, при этом пренебрегают эффектом генерации упругими волнами акусто-гравитационных волн в атмосфере и их взаимодействием при распространении вдоль границы.

В последнее десятилетие появились теоретические и экспериментальные исследования, в которых показана высокая степень взаимосвязи между волнами в литосфере и атмосфере. В [1] описан эффект акусто-сейсмической индукции, при которой акустическая волна от вибратора благодаря явлению рефракции в атмосфере возбуждает интенсивные поверхностные сейсмические волны на расстоянии десятков километров. В свою очередь, литосферные сейсмические волны от землетрясений и взрывов генерируют атмосферные акусто-гравитационные волны, которые особенно интенсивны в верхних слоях атмосферы с малой плотностью и ионосфере. Теоретическим исследованиям волновых процессов на границе упругого полупространства с изотермической однородной атмосферой посвящены работы [2, 3]. В них установлены и исследуются свойства поверхностной волны Стоунли-Шолтэ и модифицированной волны Лэмба. В данной статье рассматривается эффективный алгоритм для численных расчётов моделирования и изучения распространения сейсмических и акусто-гравитационных волн для пространственно-неоднородной модели "Атмосфера-Земля". Особенностью рассматриваемого алгоритма является комбинирование интегральных преобразований с конечно-разностным методом. Подобный подход к решению задачи для вертикально-неоднородной модели в цилиндрической системе координат без учёта ветра в атмосфере был рассмотрен в [4]. В рассматриваемой постановке задачи исходная система записывается в виде гиперболической системы первого порядка для трёхмерной Декартовой системы координат. При этом полагается, что параметры среды (плотность и скорости продольных и поперечных волн) изменяются только по двум координатам, а по третьей координате среда однородна. Данную постановку задачи принято называть 2.5-D задачей. Предлагаемый алгоритм основан на применении интегрального преобразования Лагерра по временной координате. Этот метод можно рассматривать как аналог известного спектрального метода на основе Фурье преобразования. Однако, в отличие от Фурье, применение интегрального преобразования Лагерра по времени позволяет свести исходную задачу к решению системы уравнений, в которой параметр разделения присутствует только в правой части уравнений и имеет рекуррентную зависимость. Данный метод решения динамических задач теории упругости был впервые рассмотрен в [5, 6], а затем развит для задач вязкоупругости [7, 8] и теории пористых сред [9]. В указанных работах рассмотрены отличительные особенности данного метода от принятых подходов и обсуждаются преимущества применения интегрального преобразования Лагерра в отличие от разностного метода и Фурье преобразования по времени.

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Распространение акусто-гравитационных волн в неоднородной неионизированной изотермической атмосфере в Декартовой системе координат (x,y,z) при наличии ветра направленного вдоль горизонтальной оси x и с вертикальной стратификацией по оси z записывается системой уравнений:

$$\frac{\partial u_x}{\partial t} + v_x \frac{\partial u_x}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial x} - u_z \frac{\partial v_x}{\partial z}, \qquad (1)$$

$$\frac{\partial u_y}{\partial t} + v_x \frac{\partial u_y}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial y}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u_z}{\partial t} + v_x \frac{\partial u_z}{\partial x} = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial P}{\partial z} - \frac{\rho g}{\rho_0}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + v_x \frac{\partial P}{\partial x} = c_0^2\left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + v_x \frac{\partial \rho}{\partial x} + u_z \frac{\partial \rho_0}{\partial z}\right] - u_z \frac{\partial P_0}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + v_x \frac{\partial \rho}{\partial x} = -\rho_0\left[\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z}\right] - u_z \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + F(x,y,z,t). \quad (5)$$

Здесь: g - ускорение силы тяжести, $\rho_0(z)$ - плотность невозмущённой атмосферы, $c_0(z)$ - скорость звука, $v_x(z)$ - скорость ветра вдоль оси x, $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)$ - вектор скорости смещения частиц воздуха, P и ρ - соответственно возмущения давления и плотности под действием распространения волны от источника массы $F(x,y,z,t)=\delta(r-r_0)f(t)$, где $f(t)$ - заданный временной сигнал в источнике. Полагаем, что ось z направлена вверх. Нулевые индексы для физических параметров среды означают, что их значения задаются для невозмущенного состояния атмосферы. Зависимость атмосферного давления P_0 для невозмущенного состояния атмосферы в однородном гравитационном поле можно определить как $\frac{dP_0}{dz} = -\rho_0 g$.

Распространение сейсмических волн в упругой среде записывается известной системой уравнений первого порядка теории упругости через взаимосвязь компонент вектора скорости смещений и компонент тензора напряжений.

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + F_i(x,y,z)\,f(t), \quad (6)$$

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t} = \mu\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k}\right) + \lambda\delta_{ik}\,div\vec{u}\,. \quad (7)$$

Здесь: δ_{ij} - символ Кронекера, $\lambda(x_1,x_2,x_3)$, $\mu(x_1,x_2,x_3)$, - упругие параметры среды, $\rho_0(x_1,x_2,x_3)$ - плотность среды, $\vec{u} = (u_1, u_2, u_3)$ - вектор скорости смещений, σ_{ij} - компоненты тензора напряжений. $\vec{F} = (x,y,z) = F_1\vec{e}_x + F_2\vec{e}_y + F_3\vec{e}_z$ описывает распределение локализованного в пространстве источника, а $f(t)$ - заданный временной сигнал в источнике. Тогда совмещённую систему уравнений для описания распространения сейсмических и акустогравитационных волн в Декартовой системе координат $(x,y,z)=(x_1,x_2,x_3)$ можно записать как:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + F_i(x,y,z)\,f(t) - K_{атм}\left[v_x\frac{\partial u_i}{\partial x_1} + \frac{\rho g}{\rho_0}e_z - u_z\frac{\partial v_x}{\partial x_3}e_x\right], \quad (8)$$

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t} = \mu\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k}\right) + \lambda\delta_{ik}\,div\vec{u} - \delta_{ik}K_{атм}\left[v_x\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_1} + \rho_0 g u_z\right], \quad (9)$$

$$K_{атм}\left[\frac{\partial \rho}{\partial t} + v_x\frac{\partial \rho}{\partial x} = -\rho_0\,div\vec{u} - u_z\frac{\partial \rho_0}{\partial z}\right]. \quad (10)$$

Здесь: σ_{ij} - символ Кронекера, $\rho_0(x,z)$ - плотность среды, $\lambda(x,z)$, $\mu(x,z)$ - упругие параметры среды, $\vec{u} = (u_1, u_2, u_3)$ - вектор скорости смещений, σ_{ij} - компоненты тензора напряжений. $\vec{F} = (x,y,z) = F_1\vec{e}_x + F_2\vec{e}_y + F_3\vec{e}_z$ описывает распределение локализованного в пространстве источника, а $f(t)$ - заданный временной сигнал в источнике. Полагается, что по оси ***y*** среда однородна.

Система (1) - (5) для атмосферы получается из системы (8) - (10), если полагать $\sigma_{11}=\sigma_{22}=\sigma_{33}=-P$, $\mu=0$, $\lambda=c_0^2\rho_0$, $\sigma_{12}=\sigma_{13}=\sigma_{23}=0$, $K_{атм}=1$. Принимая в системе (9) - (10) $K_{атм}=0$, получим систему уравнений (6) - (7) для распространения сейсмических волн в упругой среде.

Полагаем, что граница раздела сред атмосфера и упругое полупространство проходит по плоскости $z=x_3=0$. В этом случае условие контакта двух сред при $z=0$ записывается как:

$$u_z\big|_{z=-0} = u_z\big|_{z=+0};\quad \left.\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t}\right|_{z=-0} = \left.\left(\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} + \rho_0 g u_z\right)\right|_{z=+0};\quad \sigma_{xz}\big|_{z=-0} = \sigma_{yz}\big|_{z=-0} = 0. \quad (11)$$

Задача решается при нулевых начальных данных

$$u_i\big|_{t=0} = \sigma_{ij}\big|_{t=0} = P\big|_{t=0} = \rho\big|_{t=0} = 0,\quad i=1,2,3\quad j=1,2,3 \quad (12)$$

2. АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ

На первом этапе решения воспользуемся конечным косинус-синус преобразованием Фурье по пространственной координате y. В данном направлении среда считается однородной. Для каждой компоненты системы введем соответствующее косинус или синус преобразование:

$$\overrightarrow{W}(x,z,n,t) = \int_0^a \overrightarrow{W}(x,y,z,t)\begin{Bmatrix}\cos(k_n y)\\ \sin(k_n y)\end{Bmatrix} d(y),\quad n=0,1,2,\ldots,N \quad (13)$$

с соответствующей формулой обращения

$$\overrightarrow{W}(x,y,z,t) = \frac{1}{\pi}\overrightarrow{W}(x,0,z,t) + \frac{2}{\pi}\sum_{n=1}^{N}\overrightarrow{W}(x,n,z,t)\cos(k_n y)$$

$$\vec{W}(x,y,z,t)=\frac{1}{\pi}\vec{W}(x,0,z,t)+ +\frac{2}{\pi}\sum_{n=1}^{N}\vec{W}(x,n,z,t)\cos(k_n y) \quad (14)$$

или

$$\vec{W}(x,y,z,t)=\frac{2}{\pi}\sum_{n=1}^{N}\vec{W}(x,n,z,t)\sin(k_n y), \quad (15)$$

где $k_n=\frac{n\pi}{a}$.

Выберем расстояние a достаточно большим и будем рассматривать волновое поле до момента времени $t<T$, где T - минимальное время распространения продольной волны до границы $y=a$. В результате данного преобразования получим $N+1$ независимых двухмерных по пространству нестационарных задач.

На втором этапе решения, к полученным $N+1$ независимым задачам, применим интегральное преобразование Лагерра по времени вида:

$$\vec{W}_p(x,n,z)=\int_0^{\infty}\vec{W}(x,n,z,t)(ht)^{-\frac{\alpha}{2}}l_p^{\alpha}(ht)d(ht), \quad p=0,1,2,\ldots \quad (16)$$

с формулой обращения

$$\vec{W}(x,n,z,t)=(ht)^{\frac{\alpha}{2}}\sum_{p=0}^{\infty}\frac{p!}{(p+\alpha)!}\vec{W}_p(x,n,z)l_p^{\alpha}(ht), \quad (17)$$

где $l_p^{\alpha}(ht)$ - ортогональные функции Лагерра.

Функции Лагерра $l_p^{\alpha}(ht)$ выражаются через классические ортонормированные полиномы Лагерра $L_p^{\alpha}(ht)$ [10]. Здесь α (порядок функций Лагерра) выбирается целым и положительным, в этом случае имеет место представление:

$$l_p^{\alpha}(ht)=(ht)^{\frac{\alpha}{2}}e^{-\frac{ht}{2}}L_p^{\alpha}(ht).$$

Для удовлетворения начальных условий (12) необходимо и достаточно положить $\alpha\geq 1$. Кроме того, введен параметр сдвига $h>0$, смысл и эффективность применения которого подробно обсужден в [6].

В результате всех этих преобразований решение исходной системы (8) - (10) сводится к решению $N+1$ независимым двумерных дифференциальных задач в спектральной области вида:

$$\frac{h}{2}u_x^p-\frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\partial\sigma_{xz}^p}{\partial z}+\frac{\partial\sigma_{xx}^p}{\partial x}+k_n\sigma_{xy}^p\right)+ +K_{атм}\left[v_x\frac{\partial u_x^p}{\partial x}-u_z^p\frac{\partial v_x}{\partial z}\right]=F_x(x,z,n)f^p-h\sum_{j=0}^{p-1}u_x^j, \quad (18)$$

$$\frac{h}{2}u_y^p-\frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\partial\sigma_{yz}^p}{\partial z}+\frac{\partial\sigma_{xy}^p}{\partial x}-k_n\sigma_{yy}^p\right)+K_{атм}v_x\frac{\partial u_y^p}{\partial x}= =F_y(x,z,n)f^p-h\sum_{j=0}^{p-1}u_y^j, \quad (19)$$

$$\frac{h}{2}u_z^p-\frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\partial\sigma_{zz}^p}{\partial z}+\frac{\partial\sigma_{xz}^p}{\partial x}+k_n\sigma_{yz}^p\right)+ +K_{атм}\left[v_x\frac{\partial u_z^p}{\partial x}+\frac{g}{\rho_0}\bar{\rho}^p\right]=F_z(x,z,n)f^p-h\sum_{j=0}^{p-1}u_z^j, \quad (20)$$

$$\frac{h}{2}\sigma_{xx}^p-\lambda\left(\frac{\partial u_z^p}{\partial z}+k_n u_y^p\right)-(\lambda+2\mu)\frac{\partial u_x^p}{\partial x}+ +K_{атм}\left[v_x\frac{\partial\sigma_{xx}^p}{\partial x}+\rho_0 g u_z^p\right]=-h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{xx}^j, \quad (21)$$

$$\frac{h}{2}\sigma_{yy}^p-\lambda\left(\frac{\partial u_z^p}{\partial z}+\frac{\partial u_x^p}{\partial x}\right)-(\lambda+2\mu)k_n u_y^p+ +K_{атм}\left[v_x\frac{\partial\sigma_{yy}^p}{\partial x}+\rho_0 g u_z^p\right]=-h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{yy}^j, \quad (22)$$

$$\frac{h}{2}\sigma_{zz}^p-\lambda\left(\frac{\partial u_x^p}{\partial x}+k_n u_y^p\right)-(\lambda+2\mu)\frac{\partial u_z^p}{\partial z}+ +K_{атм}\left[v_x\frac{\partial\sigma_{zz}^p}{\partial x}+\rho_0 g u_z^p\right]=-h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{zz}^j, \quad (23)$$

$$\frac{h}{2}\sigma_{xy}^p-\mu\left(\frac{\partial u_y^p}{\partial x}+k_n u_x^p\right)=-h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{xy}^j, \quad (24)$$

$$\frac{h}{2}\sigma_{xz}^p-\mu\left(\frac{\partial u_x^p}{\partial z}-\frac{\partial u_z^p}{\partial x}\right)=-h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{xz}^j, \quad (25)$$

$$\frac{h}{2}\sigma_{yz}^p-\mu\left(\frac{\partial u_y^p}{\partial z}+k_n u_z^p\right)=-h\sum_{j=0}^{p-1}\sigma_{yz}^j, \quad (26)$$

$$K_{атм}\left[\frac{h}{2}\rho^p+v_x\frac{\partial\rho^p}{\partial x}+\rho_0\left(\frac{\partial u_x^p}{\partial x}+k_n u_y^p+\frac{\partial u_z^p}{\partial z}\right)+ +u_z^p\frac{\partial\rho_0}{\partial z}=-h\sum_{j=0}^{p-1}\rho^j\right], \quad (27)$$

где f^p - коэффициенты Лагерра функции источника $f(t)$. Коэффициенты u_x^p, u_y^p, u_z^p, σ_{xx}^p, σ_{yy}^p, σ_{zz}^p, σ_{xy}^p, σ_{xz}^p, σ_{yz}^p, ρ^p в формулах (18)-(27) являются функциями от переменных (n,x,z).

Легко заметить, что параметр преобразования Лагерра p присутствует только в правой части уравнений и спектральные гармоники для всех компонент поля имеют рекуррентную зависимость.

Для решения полученной задачи воспользуемся конечным косинус-синус преобразованием Фурье по пространственной координате x и конечно-раз-

ностной аппроксимацией производных по координате z со вторым порядком точности на сдвинутых сетках [11]. По координате x применяем косинус-синус преобразованием Фурье, аналогично сделанному ранее преобразованию по координате y, с соответствующими формулами обращения:

$$\vec{W}_p(x,n,z_i,p)=\frac{1}{\pi}\vec{W}_0(n,z_i,p)+$$
$$+\frac{2}{\pi}\sum_{m=1}^{M}\vec{W}(m,n,z_i,p)\cos(k_m x) \qquad (28)$$

или

$$\vec{W}(x,n,z_i,p)=\frac{2}{\pi}\sum_{m=1}^{M}\vec{W}(m,n,z_i,p)\sin(k_m x)\,, \quad (29)$$

где $k_m=\frac{m\pi}{b}$.

Следует учитывать, что среда в данном направлении является неоднородной.

В результате всех проведенных преобразований получим $N+1$ систем линейных алгебраических уравнений, где N- количество гармоник преобразования Фурье по координате y. Представим искомый вектор решения $\vec{W}$ в следующем виде:

$$\vec{W}(p)=(\vec{V}_0(p),\vec{V}_1(p),...,\vec{V}_K(p))^T,$$
$$\vec{V}_t=(\vec{\rho}^p(m=0,...,M;z_i),\vec{\sigma}^p(m=0,...,M;z_i),$$
$$\vec{u}_x^p(m=0,...,M;z_i),...)^T,\ \ i=0,...,K.$$

Тогда, для каждой n-той гармоники $(n=0,...,N)$ система линейных алгебраических уравнений в векторной форме может быть записана как:

$$\left(A+\frac{h}{2}E\right)\vec{W}(p)=\vec{F}(p-1). \qquad (30)$$

Последовательность компонент волнового поля в векторе решения $\vec{V}$ выбирается с учетом минимизации количества диагоналей в матрице A. При этом на главной диагонали матрицы решаемой системы уравнений специально располагаются компоненты, входящие в уравнения системы как слагаемые, имеющие в качестве сомножителя параметр h (параметр преобразования по Лагерру). За счет выбора значения параметра h имеется возможность существенно улучшать обусловленность матрицы системы. Решив систему линейных алгебраических уравнений (30) можно определить спектральные значения для всех компонент волнового поля $\vec{W}(m,n,z_i,p)$. Затем, воспользовавшись формулами обращения для Фурье преобразования (14), (15), (28), (29) и преобразования Лагерра (17), получим решение исходной задачи (8) - (12).

В аналитических преобразованиях Фурье и Лагерра при определении значений функций по их спектру используются формулы обращения в виде сумм с бесконечным пределом. При численной реализации необходимым условием является определение требуемого количества членов суммируемого ряда для построения решения с заданной точностью. Так, например, количество гармоник в формулах обращения преобразования Фурье зависит от минимальной пространственной длины волны в среде и размеров расчётной пространственной области восстанавливаемого поля, которая задаётся конечными пределами интегрального преобразования. Кроме того, скорость сходимости суммируемого ряда зависит от гладкости функций моделируемого волнового поля. Количество гармоник по Лагерру, необходимых для определения функций по формуле (17), зависит от задаваемого сигнала в источнике $f(t)$, выбора параметра h и значения временного интервала моделируемого волнового поля. Как можно определить требуемое количество гармоник и выбрать оптимальное значение параметра h, подробно рассмотрено в работах [6–8].

3. Численные результаты

Результаты численных расчетов волнового поля в виде мгновенных снимков в фиксированный момент времени для горизонтальной компоненты скорости смещения $u_x(x,y,z)$ представлены на рисунках 1 и 2. На рисунке 1 приведены мгновенные снимки волнового поля для $u_x(x,y,z)$ в плоскости XZ в момент времени $t=15$ *сек* при наличии ветра в атмосфере и без ветра. Заданная модель среды состоит из однородного упругого слоя и слоя атмосферы, разделенных плоской границей. Физические характеристики слоёв были следующими: 1) для атмосферы – скорость звука c_p=340 м/сек; плотность в зависимости от координаты z рассчитывалась по формуле $\rho_0(z)=\rho_1 exp(-z/H)$, где $\rho_1=1.225\cdot10^{-3}$ г/см^3, H=6700 м; 2) для упругого слоя – скорость продольной волны c_p=300 м/сек, скорость поперечной волны c_s=200 м/сек, плотность ρ_0=1.2 г/см^3. Для расчётов использовалась область среды размерностью $(x,y,z)=(30$ *км,* 30 *км,* 20 *км)*. Моделировалось волновое поле от точечного источника типа центр давления расположенного в упругой среде на глубине 1/4 длины продольной волны с координатами $(x_0,y_0,z_0)=(12$ *км,* 15 *км,* -0.075 *км)*. Временной сигнал в источниках задавался в виде импульса Пузырёва с частотой $f_0=1$ *Гц*. На рисунке изображены волновые поля в момент времени t=30 сек для горизонтальной u_x компоненты скорости смещений в плоскости XZ при $y=y_0=15$ *км*: без ветра (рисунок 1а), при ветре скоростью 50 м/с (рисунок 1б). Граница раздела упругой среды и атмосферы показана сплошной линией.

Из рисунка 1 видно, что в упругой среде, кроме сферической продольной волны P и конической поперечной волны S, распространяется "нелучевая" сферическая волна S^*, а далее следует поверхностная волна Стоунли-Шолтэ. В атмосфере распро-

страняется преломленная на границе Земля-Атмосфера акусто-гравитационная волна с трассой вдоль границы и генерирует в упругой среде соответствующие продольную и поперечную волны.

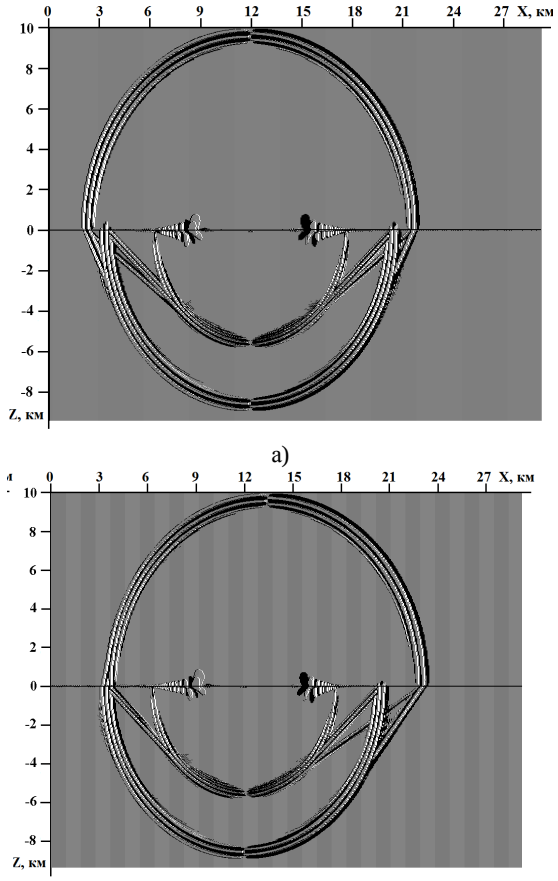


Рисунок 1. Мгновенные снимки волнового поля в момент времени t=30 с для компоненты скорости u_x в плоскости XZ: а – без ветра, б – с ветром (50 м/с)

На рисунке 2 приведены мгновенные снимки волнового поля в случае, когда скорость сейсмических волн в упругой среде больше, чем скорость звука в атмосфере. В данной модели физические характеристики упругой среды и атмосферы были заданы следующими:

1) для атмосферы – скорость звука $c_p=340$ м/сек; плотность в зависимости от координаты z рассчитывалась по формуле $\rho_0(z)=\rho_1 exp(-z/H)$, где $\rho_1(z)=1.225\cdot10^{-3}$ г/см^3, H=6700 м;

2) для упругого слоя – скорость продольной волны c_p=800 м/сек, скорость поперечной волны c_s=500 м/сек, плотность $\rho_0=1.5$ г/см^3. При расчётах использовалась область среды размерностью (x,y,z)=*(40 км, 40 км, 35 км)*. Моделировалось волновое поле от точечного источника типа центр давления, расположенного в упругой среде на глубине 1/4 длины продольной волны с координатами (x_0,y_0,z_0)=*(20 км, 20 км, –0.2 км)*. Временной сигнал в источниках задавался в виде импульса Пузырёва с частотой $f_0=1$ *Гц*. На рисунке 2 показаны волновые поля в момент времени t=25 сек для горизонтальной u_x компоненты скорости смещений в плоскости *XZ* при $y=y_0$=20 *км*: без ветра (рисунок 2а) и с ветром со скоростью 50 м/с (рисунок 2б). Граница раздела упругой среды и атмосферы показана сплошной линией.

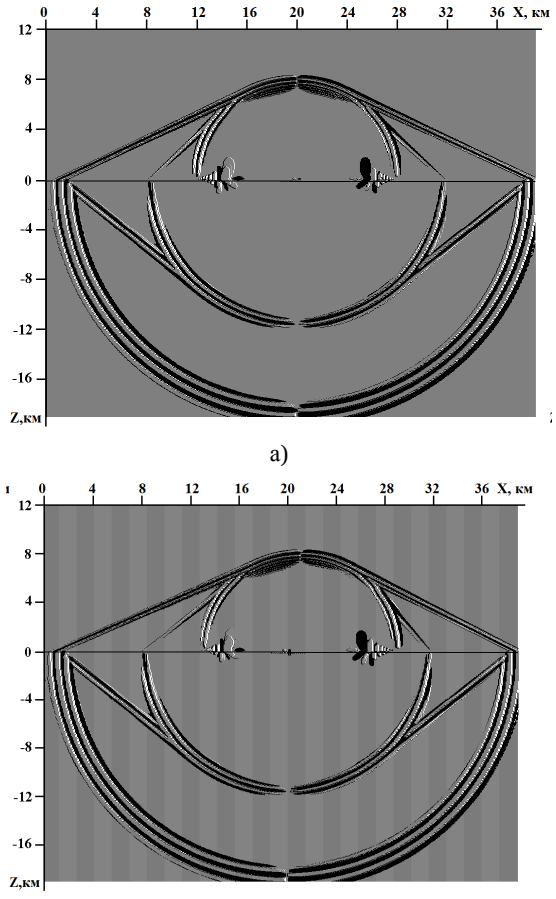


Рисунок 2. Мгновенные снимки волнового поля в момент времени t=25 с для компоненты скорости u_x в плоскости XZ: а – без ветра, б – с ветром (50 м/с)

Из рисунка 2 видно, что в атмосферной среде, кроме преломленных на границе конических продольной волны *P* и поперечной волны *S*, распространяется "нелучевая" сферическая волна P^*, а далее следует поверхностная волна Стоунли-Шолтэ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложены подход к постановке и решение задачи распространения сейсмических и акусто-гравитационных волн для совмещенной математической модели "Земля-Атмосфера" при наличии ветра в атмосфере. Решение позволяет моделировать эффекты распространения волнового поля для единой математической модели среды «Земля-Атмосфера» и исследовать процессы возникновения обменных волн на их границе. Численное моделирование таких процессов

позволяет также исследовать особенности влияния ветра на распространение акусто-гравитационных волн в атмосфере и поверхностных волн Стоунли.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 14-05-00867).

Литература

1. Алексеев, А. С. Эффект акустосейсмической индукции при вибросейсмическом зондировании / А. С. Алексеев, Б. М. Глинский, С. И. Дряхлов [и др.] // Доклады РАН, 1996. – Т. 346. – № 5. – С. 664 – 667.
2. Гасилова, Л. А. К теории поверхностных волн, распространяющихся вдоль разных границ раздела в атмосфере / Л. А. Гасилова, Ю. В. Петухов // Известия РАН. Физика Атмосферы и Океана, 1999. – Т. 35. – № 1. – С. 14 – 23.
3. Разин, А. В. Распространение сферичного акустического дельта-импульса вдоль границы газ—твёрдое тело / А. В. Разин // Известия РАН. Физика Земли ,1993. – № 2. – С. 73 – 77.
4. Михайленко, Б. Г. Математическое моделирование распространения сейсмических и акустогравитационных волн для неоднородной модели Земля-Атмосфера / Б. Г. Михайленко, Г. В. Решетова // Геология и Геофизика, 2006. – Т. 47. – № 5. – С. 547 – 556.
5. Mikhailenko, B.G. Spectral Laguerre method for the approximate solution of time dependent problems / B.G. Mikhailenko // Applied Mathematics Letter, 1999. – № 12. – P. 105 – 110.
6. Konyukh, G.V. Application of the integral Laguerre transforms for forward seismic modeling / G.V. Konyukh, B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov // Journal of Computational Acoustics, 2001. – Vol. 9. – № 4. – P. 1523 – 1541.
7. Mikhailenko, B.G. Numerical modeling of transient seismic fields in viscoelastic media based on the Laguerre spectral method / B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov, G.V. Reshetova // Journal Pure and Applied Geophysic, 2003. – № 160. – P. 1207 - 1224
8. Mikhailenko, B.G. Numerical viscoelastic modeling by the spectral Laguerre method / B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov, G.V. Reshetova // Geophysical, 2003. – № 51. – P. 37 – 48.
9. Имомназаров, Х.Х. Использование спектрального метода Лагерра для решения линейной двумерной динамической задачи для пористых сред / Х.Х. Имомназаров, А.А. Михайлов // Сибирский журнал индустриальной математики , 2008. – Т. 11. – № 2(35). – С. 86 – 95.
10. Суетин, П.К. Классические ортогональные многочлены. – Москва: Наука, 1974. – 327 с
11. Virieux, J. P-, SV- wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method / J. Virieux // Geophysics, 1986. – № 51. – P. 889 - 901.

«ЖЕР-АТМОСФЕРА» МОДЕЛІ ҮШІН ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛСТАРДА АТМОСФЕРАДА ЖЕЛ БОЛУЫНДА АКУСТО-ГРАВИТАЦИЯЛЫҚ ТОЛҚЫНДАР ТАРАЛУЫН МОДЕЛДЕУ

Михайленко Б.Г., Михайлов А.А.

РҒА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск қ., Ресей

«Жер-Атмосфера» бірлестірілген математикалық моделі үшін атмосферада жел болуында сейсмикалық және акусто-гравитациялық толқындар таралудың динамикалық міндетін шешуі қарастырылады. Серпімді ортада сейсмикалық толқындардың таралуы жылжу жылдамдығы векторының компонеттері мен кернеу тензоры компоненттерінің байланысы арқылы серпімділік теориясының бірінші ретті теңдеулер жүйесімен жазылады. Акусто-гравитациялық толқындар таралуын сипаттайтын теңдеулер жүйесі, жылжу жылдамдығы векторының, қысымның және горизонталь жазықтығында бағытталған жел болуында ауаның тығыздығы өзгерілу компонеттерінің байланысы арқылы жазылады. Қойылған міндетті сандық шешу үшін Лаггер және Фурье интегралдық түрлендірулерін кешенділеу әдісі қолданылады.

NUMERICAL MODELING OF EXCITATION OF ACOUSTIC-GRAVITY WAFES FROM NUCLEAR EXPLOSIONS IN A HETEROGENEOUS EARTH-ATMOSPHERE MODEL WITH WIND

B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov

***Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics,
Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia***

The paper presents a study of an algorithm for the numerical modeling the propagation of seismic and acoustic-gravity waves for heterogeneous Earth-Atmosphere model with wind in the atmosphere. Seismic wave propagation in an elastic medium is described by a system of first-order dynamic equations of the elastic theory via the correlation of velocity vector component and stress tensor component. The set of equations that describes propagation of acoustic-gravity waves in the heterogeneous non-ionized atmosphere is described via the correlation of component of drift velocity vector, pressure and change of density of the air during the wind directed in horizontal surface. To solve this task numerically the method of combining the integral Laguerre and Fourier transforms with finite difference method.

УДК 550.34

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ В ВЯЗКОУПРУГОЙ И ПОРИСТОЙ СРЕДЕ С ДИССИПАЦИЕЙ ЭНЕРГИИ

Имомназаров Х.Х., Михайлов А.А.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Предлагается алгоритм численного моделирования распространения сейсмического волнового поля в вязкоупругой и в пористой среде с учётом диссипации энергии. Рассматривается совмещенная модель неоднородной среды составленная из изотропных вязкоупругих и пористых слоёв. Исходная задача записывается в виде динамических уравнений распространения волнового поля. Уравнения для пористой среды записаны в терминах компонент скоростей, напряжений и порового давления с учётом диссипации энергии. Распространение волн в вязкоупругой среде записывается системой уравнений через взаимосвязь компонент вектора скорости смещений и компонент тензора напряжений используя принцип суперпозиции Больцмана в интегралах свёртки с функциями последействия. Для решения задачи предлагается метод на основе совместного использования интегрального преобразования Лагерра по времени и конечно-разностной аппроксимации по пространственным координатам. Приводится описание численной реализации предлагаемого алгоритма и анализируются его эффективность при расчетах.

Введение

При моделировании сейсмических полей в реальных средах необходимо учитывать механизмы поглощения упругой энергии в среде и соответствующие законы дисперсии. Такая модель может быть описана в рамках совмещённой модели для общей теории вязкоупругости и пористой среды заполненной вязкой жидкостью. Такой подход позволяет объяснять наблюдаемые эффекты сейсмических исследований свойств горных пород при наличии поглощения энергии распространяющихся сейсмических волн.

В данной статье рассматривается задача моделирования распространения волн в совмещённой математической модели вязкоупругой и пористой среды с учётом диссипации энергии. В качестве модели пористой среды используется модель, предложенная в 1989 г. В.Н. Доровским [1]. В отличие от моделей типа Френкеля-Био в линеаризованной модели Доровского среда описывается тремя упругими параметрами [2, 3], которые взаимно-однозначно выражаются тремя скоростями упругих колебаний. Это обстоятельство является важным для численного моделирования распространения упругих волн в пористых средах, когда известны распределения скоростей акустических волн и определены физические плотности среды с заданной пористостью и насыщающей её жидкости. Математическая модель для вязкоупругой среды описывается через взаимосвязь компонент вектора скорости смещений и компонент тензора напряжений используя принцип суперпозиции Больцмана в интегралах свёртки с функциями последействия [4]. Это позволяет рассматривать самые общие связи между напряжением и деформацией с помощью задания произвольных функций последействия.

Для численного решения поставленной задачи используется метод комплексирования аналитического преобразования Лагерра и конечно-разностного метода. Данный метод решения динамических задач теории упругости был впервые рассмотрен в [5, 6], а затем развит для задач вязкоупругости в [7, 8]. Предлагаемый метод решения можно рассматривать как аналог известного спектрально-разностного метода на основе Фурье-преобразования, с заменой частоты ω параметром m - степень полиномов Лагерра. Однако, в отличие от Фурье, применение интегрального преобразования Лагерра по времени позволяет свести исходную задачу к решению системы уравнений, в которой параметр разделения присутствует только в правой части уравнений и имеет рекуррентную зависимость. В отличие от конечно-разностного в спектральном методе с помощью аналитического преобразования можно свести исходную задачу к решению дифференциальной системы уравнений, в которой имеются производные только по пространственным координатам. Это позволяет применить известные устойчивые разностные схемы для последующего решения подобных систем. Такой подход является эффективным при решении нестационарных динамических задач для пористых сред. Из-за наличия второй продольной волны с малой скоростью при использовании разностных схем по всем координатам для устойчивости решения необходимо задавать согласованный малый шаг дискретизации и по времени, и по пространству, что неизбежно увеличивает объем требуемых вычислений.

1. Постановка задачи

Система уравнений, описывающая распространение сейсмических волн в пористой среде насыщенной флюидом при наличии потери энергии для декартовой системы координат описывается следующей системой дифференциальных уравнений [2, 3, 9]:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t}+\frac{1}{\rho_{0,s}}\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k}+\frac{\rho_{0,l}}{\rho_{0,S}\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x_i}+$$

$$+\frac{\rho_{0,l}}{\rho_{0,S}}\chi\rho_{0,l}(u_i-v_i)=F_i\,, \qquad (1)$$

$$\frac{\partial v_i}{\partial t}+\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x_i}-\chi\rho_{0,l}(u_i-v_i)=F_i\,, \qquad (2)$$

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t}+\mu\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i}+\frac{\partial u_i}{\partial x_k}\right)+\left(\frac{\rho_{0,S}}{\rho_0}K-\frac{2}{3}\mu\right)\delta_{ik}div\vec{u}-$$

$$-\frac{\rho_{0,S}}{\rho_0}K\delta_{ik}div\vec{v}=0\,, \qquad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t}-\left(K-\alpha\rho_0\rho_{0,s}\right)div\vec{u}+\alpha\rho_0\rho_{0,l}\,div\vec{v}=0\,. \qquad (4)$$

Здесь: $\rho_{0,S}$ - парциальная плотность пористого тела, $\rho_{0,l}$ – парциальная плотность жидкости, $\rho_0=\rho_{0,l}+\rho_{0,S}$, $\rho_{0,s}=\rho^f_{0,s}(1-d_0)$, $\rho_{0,l}=\rho^f_{0,l}d_0$, $\rho^f_{0,s}$и $\rho^f_{0,l}$ – физические плотности упругого пористого тела и жидкости соответственно, d_0 – пористость, χ- коэффициент межфазного трения, δ_{ik} – символ Кронекера, p - поровое давление, σ_{ik}- тензор напряжений, $\vec{u}=(u_1,u_2)$ и $\vec{v}=(v_1,v_2)$ – вектора скоростей смещения частиц в пористом теле и жидкости соответственно, $\vec{F}=(F_1,F_2)$ – вектор массовых сил, $K=\lambda+2\mu/3$, $\lambda>0$, $\mu>0$ коэффициенты Ламе, $\alpha=\rho_0\alpha_3+K/\rho_0^2$, $\rho_0^2\alpha_3>0$ - модуль объемного сжатия жидкой компоненты гетерофазной среды. Упругие модули K, μ, α_3 выражаются через скорость распространения поперечной волны c_s и две скорости продольных волн c_{p1}, c_{p2} соответствующими выражениями [10,11]:

$$\mu=\rho_{0,s}c_s^2\,,$$

$$K=\frac{\rho_0}{2}\frac{\rho_{0,s}}{\rho_{0,l}}\left(c_{p_1}^2+c_{p_2}^2-\frac{8}{3}\frac{\rho_{0,l}}{\rho_0}c_s^2-\right.$$

$$\left.-\sqrt{\left(c_{p_1}^2-c_{p_2}^2\right)^2-\frac{64}{9}\frac{\rho_{0,l}\rho_{0,s}}{\rho_0^2}c_s^4}\right),$$

$$\alpha_3=\frac{1}{2\rho_0^2}\left(c_{p_1}^2+c_{p_2}^2-\frac{8}{3}\frac{\rho_{0,s}}{\rho_0}c_s^2+\right.$$

$$\left.+\sqrt{\left(c_{p_1}^2-c_{p_2}^2\right)^2-\frac{64}{9}\frac{\rho_{0,l}\rho_{0,s}}{\rho_0^2}c_s^4}\right).$$

Распространение сейсмических волн в вязкоупругой среде записывается через взаимосвязь компонент вектора скорости смещений и компонент тензора напряжений системой уравнений первого порядка, используя принцип суперпозиции Больцмана в интегралах свёртки с функциями последействия. Математическая постановка задачи в декартовой системе координат приводит к системе уравнений вида [4]:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t}+\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k}=F_i f(t)\,, \qquad (5)$$

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t}+\mathrm{M}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i}+\frac{\partial u_i}{\partial x_k}\right)+\delta_{ik}\Lambda div\vec{u}=0\,. \qquad (6)$$

Здесь: δ_{ij}- символ Кронекера, $\rho_0(x_1,x_2)$ – плотность среды, $\vec{u}=(u_1,u_2)$ – вектор скорости смещений, σ_{ij} – компоненты тензора напряжений. $\vec{F}(x_1,x_2)=F_1\vec{e}_x+F_2\vec{e}_z$ описывает распределение локализованного в пространстве источника, а $f(t)$ – заданный временной сигнал в источнике. Λ и M – интегральные операторы следующего вида:

$$\Lambda w(t)=\lambda w(t)-\hat{\lambda}\int_{-\infty}^{t}w(\tau)\gamma(t-\tau)d\tau\,,$$

$$\mathrm{M}w(t)=\mu w(t)-\hat{\mu}\int_{-\infty}^{t}w(\tau)\eta(t-\tau)d\tau\,, \qquad (7)$$

где: $\lambda(x_1,x_2)$, $\mu(x_1,x_2)$ – упругие параметры среды; $\hat{\lambda}(x_1,x_2)$, $\hat{\mu}(x_1,x_2)$ – параметры неупругости среды; $\gamma(t)$, $\eta(t)$ - некоторые функции последействия.

Следовательно, задача для совмещённой математической модели пористой и вязкоупругой среды может быть записана системой уравнений вида:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t}+\frac{1}{\rho_{0,s}}\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k}+$$

$$+\Pi\frac{\rho_{0,l}}{\rho_{0,s}}\left[\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x_i}+\chi\rho_{0,l}(u_i-v_i)\right]=F_i f(t)\,, \qquad (8)$$

$$\Pi\left[\frac{\partial v_i}{\partial t}+\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial x_i}-\chi\rho_{0,l}(u_i-v_i)=F_i f(t)\right], \qquad (9)$$

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t}+\mathrm{M}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_i}+\frac{\partial u_i}{\partial x_k}\right)+$$

$$+\left(\frac{\rho_{0,S}}{\rho_0}K-\frac{2}{3}\mathrm{M}\right)\delta_{ik}div\vec{u}-\Pi\frac{\rho_{0,S}}{\rho_0}K\delta_{ik}div\vec{v}=0\,, \qquad (10)$$

$$\Pi\left[\frac{\partial p}{\partial t}-\left(K-\alpha\rho_0\rho_{0,s}\right)div\vec{u}+\alpha\rho_0\rho_{0,l}\,div\vec{v}\right]=0\,. \qquad (11)$$

Система уравнений (1) - (4) для пористой среды получается из системы (8) - (11), если принять функции последействия $\gamma(t)=\eta(t)=0$ и $\Pi=1$. Полагая в системе (8) – (11) $\Pi=0$, $d=0$ и $K=\Lambda+\frac{2}{3}\mathrm{M}$ получим систему уравнений распространения сейсмических волн в вязкоупругой среде.

Задача решается при нулевых начальных данных

$$u_i\big|_{t=0}=v_i\big|_{t=0}=\sigma_{ij}\big|_{t=0}=p\big|_{t=0}=0 \qquad (12)$$

и граничных условиях на свободной поверхности при $x_2=0$

$$\sigma_{22} + p\big|_{x_2=0} = \sigma_{12}\big|_{x_2=0} = \frac{\rho_{0,l}}{\rho_0}\, p\Big|_{x_2=0} = 0. \quad (13)$$

Полагаем, что все функции компонент волнового поля обладают достаточной гладкостью для применения последующих преобразований.

2. Алгоритм решения

На первом этапе применим интегральное преобразование Лагерра по времени вида:

$$\vec{W}_m(x_1,x_2) = \int_0^\infty \vec{W}(x_1,x_2,t)(ht)^{-\frac{\alpha}{2}} l_m^\alpha(ht)d(ht), \quad (14)$$

с формулой обращения

$$\vec{W}(x_1,x_2,t) = (ht)^{\frac{\alpha}{2}} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{m!}{(m+\alpha)!} \vec{W}_m(x_1,x_2) l_m^\alpha(ht), \quad (15)$$

где $l_m^\alpha(ht)$ – функции Лагерра. Функции Лагерра $l_p^\alpha(ht)$ выражаются через классические ортонормированные полиномы Лагерра $L_p^\alpha(ht)$ [12]. Выбираем α (порядок функций Лагерра) целым и положительным, тогда имеет место представление:

$$l_p^\alpha(ht) = (ht)^{\frac{\alpha}{2}} e^{-\frac{ht}{2}} L_p^\alpha(ht).$$

Для удовлетворения начальных условий (12) необходимо и достаточно положить $\alpha \geq 1$. Кроме того, введен параметр сдвига $h>0$, смысл и эффективность применения которого подробно обсуждается в работах [6–8].

При применении преобразования Лагерра к членам уравнений в виде интегралов свёртки (7) использовалась теорема о разложении по функциям Лагерра свертки двух произвольных функций доказанная в работах [7, 8]. Согласно этой теоремы справедлива формула:

$$\int_0^\infty (ht)^{-\frac{\alpha+\beta}{2}} l_m^{(\alpha+\beta)}(ht)\left[\int_0^t w(\tau)\psi(t-\tau)d\tau\right]d(ht) =$$

$$= \frac{1}{h}\psi_0 w_m + \frac{1}{h}\sum_{j=0}^{m-1}(\psi_{m-j} - \psi_{m-j-1})w_j,$$

где функции $w(t)$ и $\psi(t)$ представимы в виде рядов

$$w(t) = (ht)^{\frac{\alpha}{2}} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{m!}{(m+\alpha)!} w_m l_m^\alpha(ht),$$

$$\psi(t) = (ht)^{\frac{\beta}{2}} \sum_{m=0}^{\infty} \frac{m!}{(m+\beta)!} \psi_m l_m^\beta(ht).$$

В результате преобразования по времени решение исходной задачи сводится к решению пространственной дифференциальной задачи в спектральной области. Для получения решения воспользуемся конечно-разностной аппроксимацией производных по пространственным координатам на сдвинутых сетках с 4-ым порядком точности [13]. Для этого, в расчетной области введем по координатам x_1 и x_2 сетки с шагом дискретизации Δx и сдвинутые относительно друг друга на $\Delta x/2$. На данных сетках введем операторы дифференцирования D, аппроксимирующие производные $\frac{d}{dx_1}$ и $\frac{d}{dx_2}$ с четвертым порядком точности по координатам x_1 и x_2

$$Du(x^j) = \frac{9}{8\Delta x}\left[u(x^j + \frac{\Delta x}{2}) - u(x^j - \frac{\Delta x}{2})\right] -$$

$$- \frac{1}{24\Delta x}\left[u(x^j + \frac{3\Delta x}{2}) - u(x^j - \frac{3\Delta x}{2})\right], \; j=1,\ldots N$$

и определим искомые компоненты вектора решения в соответствующих узлах сеток.

В результате данной конечно-разностной аппроксимации получим систему линейных алгебраических уравнений. Представим искомый вектор решения $\vec{W}$ в следующем виде:

$$\vec{W}(m) = (\vec{V}_0(m), \vec{V}_1(m), \ldots, \vec{V}_{K+N}(m))^T,$$

$$\vec{V}_{i+j} = (\, u_1^{i,j}, u_2^{i+1/2,j+1/2}, \nu_1^{i,j}, \nu_2^{i+1/2,j+1/2},$$

$$\sigma_{11}^{i+1/2,j}, \sigma_{22}^{i+1/2,j}, \sigma_{12}^{i,j+1/2}, P^{i+1/2,j})^T.$$

Тогда, данная система линейных алгебраических уравнений в векторной форме может быть записана как:

$$(A_\Delta + \frac{h}{2}E)\,\vec{W}(m) = \vec{F}_\Delta(m-1). \quad (16)$$

Последовательность компонент волнового поля в векторе решения $\vec{V}$ выбирается с учетом минимизации количества диагоналей в матрице A_Δ. При этом на главной диагонали матрицы специально располагаются компоненты, входящие в уравнения системы как слагаемые, имеющие в качестве сомножителя параметр h (параметр преобразования по Лагерру). Следует отметить, что за счет выбора параметра h имеется возможность существенно улучшать обусловленность матрицы системы. Решив систему линейных алгебраических уравнений (16) можно определить спектральные значения для всех компонент волнового поля $\vec{W}(m)$. Затем, воспользовавшись формулой обращения преобразований Лагерра (15), получим решение исходной задачи (8) - (13).

В аналитической формуле преобразования Лагерра (15) при определении значений функций по их коэффициентам разложения используется сумма с бесконечным пределом. При численной реализации необходимым условием является определение требуемого количества членов суммируемого ряда для построения решения с заданной точностью. Количество гармоник по Лагерру, необходимых для определения функций по формуле (15), зависит от

задаваемого сигнала в источнике $f(t)$, выбора параметра h и значения временного интервала моделируемого волнового поля. Как можно определить требуемое количество гармоник и выбрать оптимальное значение параметра h, подробно рассмотрено в [6–8].

3. Численные результаты

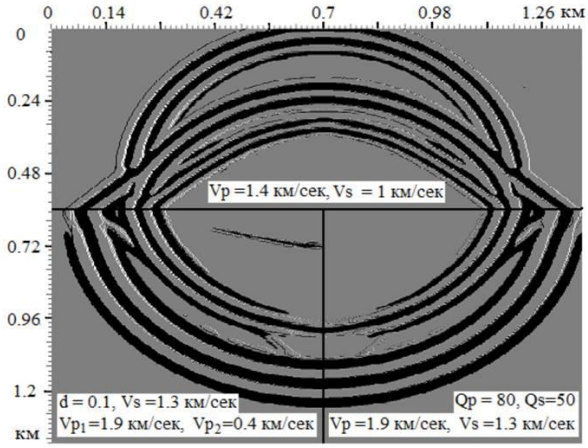
Пример результатов расчёта волнового поля для совмещённой модели вязкоупругой и пористой сред представлен на рисунке 1. В качестве модели была задана среда, состоящая из трёх однородных слоёв: верхний слой – упругая среда; нижний левый слой – пористая среда; нижний правый слой – вязкоупругая среда. Физические характеристики слоёв были заданы следующими: верхний упругий слой – ρ=1.2 г/см^3, c_p=1.4 км/с, c_s=1 км/с; 2) нижний правый вязкоупругий слой с заданными функциями последействия – ρ=1.5 г/см^3, c_p=1.9 км/с, c_s=1.3 км/с, Q_p=80, Q_S=50; 3) нижний левый пористый слой с поглощением – $\rho^f_{0,S} = 1.5$ г/см^3, $\rho^f_{0,l} = 1$ г/см^3, c_{P1}=1.9 км/с, c_{P2}=0.4 км/с, c_S=1.3 км/с, d=0.1, χ=100 см^3/(г·с).

Времена релаксаций подобрано так, чтобы задать значения добротности Q_p=80 для продольной волны и Q_S=50 для поперечной волны в частотном диапазоне моделируемого сигнала в источнике. Значения функций добротности среды показывают, на скольких пространственных длинах волн амплитуда плоской волны затухает в e^{π} раз. Соответствующие формулы для вычисления функций добротности и фазовых скоростей в вязкоупругих средах с функциями последействия для обобщенной модели стандартного линейного твердого тела приведены в работе [4]. Толщина верхнего упругого слоя – 0.6 км. Вертикальная граница раздела между пористыми слоями проходит по линии x_1=0.7 км. Волновое поле моделировалось от точечного источника типа центра расширения с координатами x_1=0.7 км, x_2=0.5 км, расположенным в верхнем упругом слое. Временной сигнал в источниках задавался в виде импульса Пузырёва:

$$f(t) = \exp\left(-\frac{2\pi f_o (t-t_0)^2}{\gamma^2}\right)\sin(2\pi f_0 (t-t_0)),$$

где γ=4, f_0=30 Гц, t_0=0.05 с.

На рисунке 1 изображен мгновенный снимок волнового поля для вертикальной компоненты скорости смещений $u(x_1,x_2)$ в фиксированный момент времени при T= 0.4 с.



Сплошная линия - граница раздела слоёв.
Верхний слой – упругая среда, левый нижний – пористый слой,
правый нижний — вязкоупругий слой

Рисунок 1. Мгновенный снимок волнового поля для вертикальной компоненты скорости смещений $u(x_1,x_2)$ в момент времени t=0.4 с. Несущая частота сигнала = 30 Гц

Из рисунка 1 видно, что в нижнем левом пористом слое присутствует вторая продольная волна c_{p2}=0.4 км/с, а в правом вязкоупругом слое распространяется только поперечная и одна продольная волны, имеющие заданное поглощение.

Заключение

Предлагаемый метод позволяет эффективно проводить расчёты при моделировании сложно-построенной совмещённой вязкоупругой и пористой сред и исследовать возникающие в таких средах волновые эффекты. Анализ тестовых расчетов показывает устойчивость разработанного алгоритма даже для моделей сред, имеющих резкоконтрастные границы раздела слоев или содержащих тонкие слои, сравнимые с пространственной длиной волны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-01-00689).

Литература

1. Доровский, В.Н. Континуальная теория фильтрации / В.Н. Доровский // Геология и геофизика, 1989. – №7. – С. 39–45
2. Доровский, В.Н. Волновые процессы в насыщенных пористых упругодеформируемых средах / В.Н. Доровский, Ю.В. Перепечко, Е.И. Роменский // Физика горения и взрыва. – 1993. – № 1. – С. 100–111.
3. Blokhin, A.M. Mathematical modelling in the theory of multivelocity continuum / A.M. Blokhin, V.N. Dorovsky // New York: Nova Science, 1995.
4. Carcione, J.M. Wave propagation simulation in a linear viscoelastic medium / J.M. Carcione [et al] // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. – 1988. – № 95. – P.597–611
5. Mikhailenko, B.G. Spectral Laguerre method for the approximate solution of time dependent problems / B.G. Mikhailenko // Applied Mathematics Letters. – 1999. – № 12. – P. 105– 110.

6. Konyukh, G.V. Application of integral Laguerre transformation for solving dynamic seismic problem / G.V. Konyukh, B.G. Mikhailenko // Bull. Of the Novosibirsk Computing Center, series: Mathematical Modeling in Geophysics. – 1998. – № 4. – P. 79–91.
7. Mikhailenko, B.G. Numerical modeling of transient seismic fields in viscoelastic media based on the Laguerre spectral method / B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov, G.V. Reshetova // Journal Pure and Applied Geophysics – 2003. – № 160. – P. 1207-1224.
8. Mikhailenko, B.G. Numerical viscoelastic modeling by the spectral Laguerre method / B.G. Mikhailenko, A.A. Mikhailov, G.V. Reshetova // Geophysical Prospecting – 2003. – № 51. – P. 37-48.
9. Imomnazarov, Kh.Kh. A Mathematical Model for the Movement of a Conducting Liquid Through a Conducting Porous Medium: I. Excitation of Oscillations of the Magnetic Field by the Surface Rayleigh Wave / Kh.Kh. Imomnazarov // Math. Comput. Modeling – 1996. – Vol. 24. – № 1. – P. 79–84.
10. Имомназаров, Х.Х. Несколько замечаний о системе уравнений Био / Х.Х. Имомназаров // Доклады РАН – 2000. – Т. 373. – № 4. – С. 536–537.
11. Imomnazarov, Kh.Kh. Some Remarks on the Biot System of Equations Describing Wave Propagation in a Porous Medium / Kh.Kh. Imomnazarov // Appl. Math. Lett. – 2000. – Vol. 13. – № 3. – P. 33–35.
12. П.К. Классические ортогональные многочлены. – Москва: Наука, 1974. – 327 с.
13. Levander, A.R. Fourth order velocity-stress finite-difference scheme / A.R. Levander // Proc. 57-th SEG Annual Meeting. – New Orleans, 1987. – P. 234–245.

ТҰТҚЫРСЕРПІМДІ ЖӘНЕ КЕУЕКТІ ОРТАЛАРДА СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОЛҚЫНДАРДЫҢ ӨРІСТЕРІ КУАТЫ ДИИСИПАЦИЯСЫМЕН ТАРАЛУЫН МОДЕЛДЕУ

Имомназаров Х. Х., Михайлов А. А.

РҒА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск қ., Ресей

Тұтқырсерпімді және кеуекті ортада қуат диссипациясын есепке алумен сейсмикалық толқындық өрістері таралуын сандық моделдеу алгоритмі ұсынылады. Изотропты тұтқырсерпімді және кеуекті қабаттардан құрастырылған біртекті емес ортаның бірлестірілген моделі қарастырылады. Батсапқы міндет толқындық өрісі таралудың динамикалық теңдеулері түрінде жазылады. Кеуекті орта үшін теңдеулері, қуат диссипациясын есепке ала отырып, жылдамдықтардың, кернеулердің және табалдырық қысымдардың компоненттері терминдерінде жазылған. Тұтқырсерпімді ортада толқындар таралуы әрекеттен кейінгі үйірткінің интегралдарында Больцман суперпозиция принципін пайдаланып жылдамдық векторының компоненттері мен кернеу тензордың компоненттері байланысы арқылы теңдеулер жүйесімен жазылады. Міндетті шешу үшін кеңістік координаттар бойынша уақыт және ақырғы-айырымдық жуықтамасы бойынша Лагерр интгралдық түрлендіруін бірлесіп пайдалану негізіндегі әдіс ұсынылады. Ұсынылған алгоритмін сандық жүзеге асырудың сипаттауы келтіріледі және есептерде оның тиімділігі талданылады.

MATHEMATICAL MODELING OF EXCITATION OF SEISMIC FIELDS IN VISCOELASTIC AND POROUS MEDIA FOR DISSIPATIVE CASE

Kh. Kh. Imomnazarov, A. A. Mikhailov

***Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics,
Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russia***

In the present work, an algorithm of numerical model study of seismic wave's propagation in viscoelastive and porous medium with allowance for energy dissipation is considered. The combined mathematical model of heterogeneous medium composed of isotropic viscoelastic and porous layer is studied. The initial task is written in terms of dynamic equations of seismic wave's propagation. The equations for porous medium are written in terms of the components of velocities, stresses and porous pressure under energy dissipation. The propagation of seismic waves in a viscoelastic medium is written as a set of equations via association of component of drift velocity vector and component of stress tensor using the Boltzmann superposition principle in convolution integrals with relaxation functions. To solve this problem numerically, an algorithm for combining the integral Laguerre transform with respect to time with a finite-difference approximation along the spatial coordinates is used. The algorithm used for the solution makes it possible to perform efficient calculations in simulation of a complicated combined viscoelastic and porous medium and study wave effects emerging in such media.

УДК550.34:621.039.9

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ В ЗОНАХ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Хайретдинов М.С., Караваев Д.А., Якименко А.А.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

В интересах решения задач Инспекции на месте представлена технология численного моделирования волновых полей на гибридной супер-ЭВМ. В расчетах использованы известные модели кавернозных зон, применительно к которым получены волновые картины сейсмических полей и выполнен их анализ. Выделены информативные группы сейсмических волн, которые могут быть использованы в работах по обнаружению и распознаванию кавернозных зон, которые образуются в результате проведения подземных взрывов.

Введение

Создание вычислительной технологии на принципах распараллеливания для численного моделирования процессов распространения упругих волн в неоднородных 2D, 3D средах, имеющих включения в виде подземных полостей, является актуальной для многих приложений. В данной работе это связано с обеспечением контроля за непроведением ядерных испытаний и изучением последствий таких испытаний. Инспекция на месте является составной частью мер, предусмотренных Договором о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) [1] и содержит задачи, направленные на локализацию подземных полостей (каверн), образуемых в результате проведения подземного ядерного взрыва (ПЯВ). В [2] в качестве одного из подходов предложен вибросейсмический метод обнаружения кавернозных включений в неоднородных средах. При этом важным ключевым вопросом является поиск информативных типов волн, характеризующих наличие кавернозных включений на фоне примыкающих областей. Решение этой задачи позволяет определить выбор оптимальных параметров полевой технологии зондирования и регистрации волн - задание характеристик вибрационного источника, геометрии расстановки приемо-регистрирующей системы, ориентацию на регистрируемые типы сейсмических волн и др.

Предварительный этап поиска информативных типов волн связан с численным моделированием процессов распространения сейсмических колебаний через рассматриваемые среды. Наиболее гибкими для моделирования процессов распространения волн в сложно построенных 3-х мерных неоднородных упругих средах являются разностный метод и метод конечных элементов. Применение таких методов численного моделирования требует больших вычислительных затрат даже в случае применении кластерных суперЭВМ [3]. Поэтому существует необходимость в распараллеливании вычислений, а также в проведении расчетов для «больших» моделей упругих сред с применением мелкой расчетной сетки с целью выявления тонких неоднородностей среды. Создание такой технологии на основе гибридной супер-ЭВМ и ее описание является одной из целей данной работы.

Очевидно, что полнота складывающейся картины волнового поля в результате численного моделирования зависит от выбора модели рассматриваемой среды, от выбора параметров зондирующих вибросейсмических колебаний, параметров расстановки регистрирующей системы датчиков. Изучение влияния перечисленных факторов также является целью исследований. Для модели кавернозной зоны без учета откольной зоны, представленной в [4], разработаны технология и результаты численного моделирования, представленные в [5]. Однако существует необходимость в привлечении более реалистичной модели зоны взрыва, включающей и откольную зону. В качестве такой модели выбрана ранее предложенная модель зоны разрушения среды в месте проведения подземного ядерного взрыва [6,7], детальные компоненты, которой будут рассмотрены ниже.

Конечная цель настоящей работы состоит в создании суперкомпьютерной технологии численного моделирования процессов вибрационного зондирования поствзрывной среды и выделение типов волн и их параметров, несущих информацию о кавернозных и откольных зонах.

Технология моделирования

С использованием конечно-разностного метода разработана параллельная программа для численного моделирования распространения упругих волн в трехмерно неоднородной упругой среде. Реализация программного инструментария выполнена с применением гибридной вычислительной архитектуры в составе мультикластерной супер-ЭВМ НКС-30Т и высокопроизводительного GPU (graphics processing unit). Основные функциональные особенности программного инструментария связаны с: возможностями задания трехмерной модели упругой среды с включением неоднородностей с различными параметрами упругости, а также непосредственно программы численного моделирования по конечно-разностной схеме. Разработан построитель моделей, с помощью которого можно создавать сложные модели неоднородностей, близких к ре-

альным включениям. Для устранения отражений упругих волн от границ расчетной области реализованы поглощающие границы. Общий алгоритм построения конечно-разностной схемы для 3D задач численного моделирования, а также описание построителя упругих моделей и параллельная реализация более подробно освещены в [8, 9]. Алгоритм адаптирован к модели распространения упругих волн от сосредоточенного источника вертикальной силы (вибрационного источника) в средах, которые могут содержать включения кавернозного типа, образованные в результате проведения подземных ядерных взрывов на испытательных полигонах.

Для реализации нескольких вариантов распараллеливания были использованы технологии MPI (Message Passing Interface) и OpenMP (Open Multi-Processing). Первоначально исходная область расчетов делилась по координатам «X» и «Z» на подобласти в количестве, равном числу вычислительных узлов. При этом резко возрастает число обменов информацией между гранями соседних подобластей. В случае разбиения расчетной области на слои вдоль пространственной координаты «Z» (рисунок 1) число возможных слоев определятся количеством вычислительных узлов (ядер), выделяемых для проведения расчета.

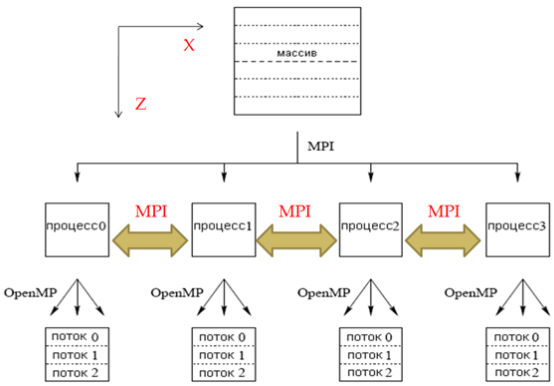


Рисунок 1. Использованная структурная схема параллельных вычислений

При такой организации вычислений значительно уменьшается количество обменов информацией между узлами и используется обмен по общей горизонтальной границе двух соседних слоев. Весь обмен информацией реализован через MPI. OpenMP применялся для распараллеливания задачи в пределах отдельно взятого слоя. Таким образом, количество обменов зависит от количества расчетных «слоев». Отметим, что на каждом шаге по времени необходимо проводить две серии обменов: одна – для расчета поля скоростей смещений, другая – для расчета тензора напряжений.

МОДЕЛЬ СРЕДЫ В РАЙОНЕ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА

По опубликованным материалам проведен аналитический обзор результатов изучения геофизического строения среды в местах проведения ПЯВ [4,6,7]. С целью выделения зон разрушений с помощью сейсмических наблюдений выполнены теоретические оценки размеров областей разрушения горных пород. Инженерно-геофизические исследования, проведенные в местах проведения ПЯВ [6,7] позволили выделить следующие зоны (рисунок 2): камуфлетная полость; зона смятия горных пород; зона дробления горных пород; зона интенсивной трещиноватости; зона блоковых подвижек; зона откольного разрушения; вмещающая среда.

На рисунке 3 приведена модель, построенная по изученным теоретическим данным, с геометрическими размерами 5 км по оси X и 1 км по оси У, включающая следующие зоны: камуфлетная полость (1); зона смятия горных пород (2); зона дробления горных пород (3); зона интенсивной трещиноватости (4);зона откольного разрушения (5); вмещающая среда (6).

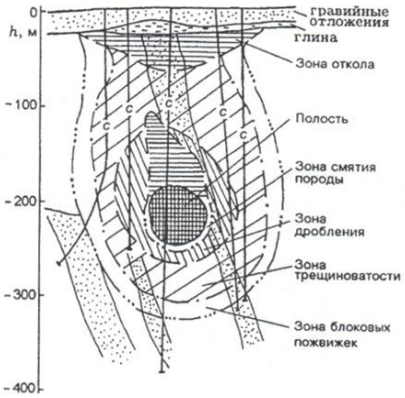


Рисунок 2. Зоны деформации в месте проведения ПЯВ [6]

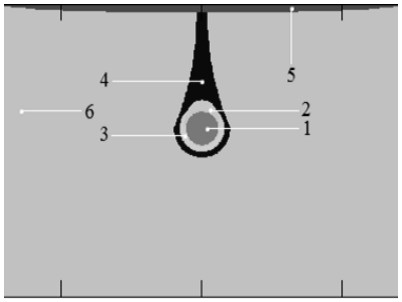


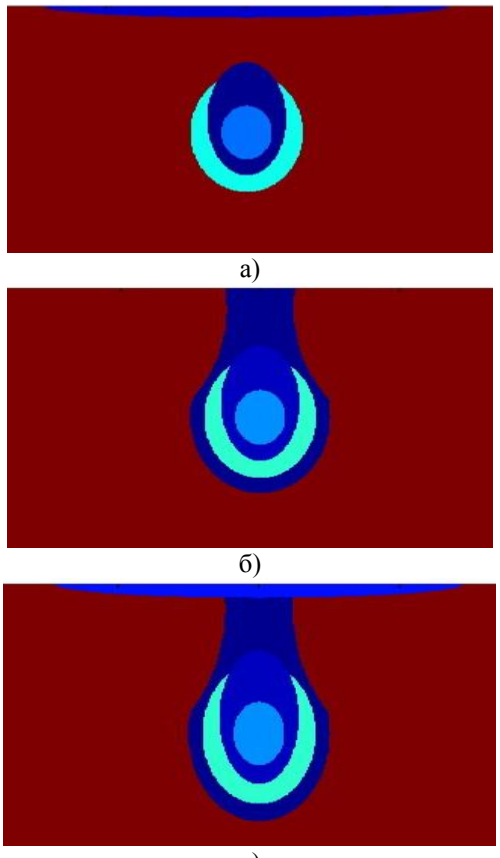
Рисунок 3. Фрагмент изучаемой модели ПЯВ (цифры – элементы модели)

Геометрические размеры и геофизические характеристики зон, включенных в модель, приведены в таблице. На дневной поверхности модели располагались 217 регистрирующих приемников. Частоты источника - 35, 60 Гц.

Таблица 1. Характеристики зон, включенных в модель ПЯВ

№	R; (a, b), м	Vp, км/с	Vs, км/с	p, кг/м³
1	90	2,98	1,72	2,16
2	(140, 190)	2,75	1,59	1,95
3	200	3,15	1,82	2,295
4	250	2,39	1,55	1,89
5	(724, 40)	2,83	1,63	2,025
6		3,8	2,2	2,7

Особое внимание в выбранной модели уделено зонам интенсивной трещиноватости (4), описывающей столб обрушения, и откольного разрушения (5). Для выявления характерных особенностей, создаваемых основными элементами реальной модели ПЯВ в картине волнового поля, вычислены также разностные сейсмограммы для моделей без зоны интенсивной трещиноватости и без зоны откольного разрушения (рисунок 4).



а)

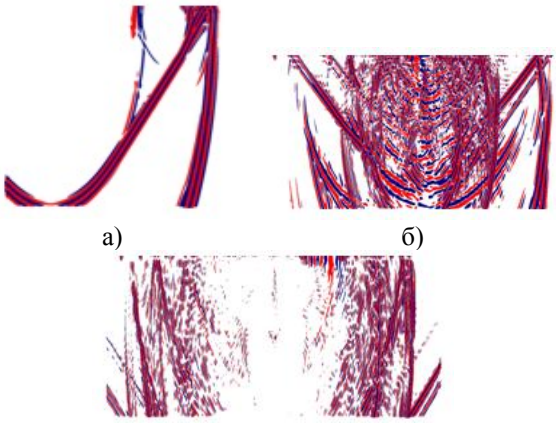
б)

в)

Рисунок 4. Рассчитанные модели ПЯВ: а – без зоны интенсивной трещиноватости, б – без зоны откольного разрушения, в – с учетом всех зон разрушения

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

По результатам численного моделирования получены снимки волнового поля в различные моменты времени (рисунок 5), которые отражают общую динамику распространения волнового поля в исследуемой модели.



а) б)

в)

Рисунок 5. Снимки волнового поля в различные моменты времени. Частота источника 35 Гц: а – t1, б – t2, в – t3

В момент времени t2 можно наблюдать эффект резонанса в зоне интенсивной трещиноватости, представленной в виде столба, соединяющего каверзную полость с зоной откола. На рисунке 6 показана синтетическая сейсмограмма, на которой можно выделить основные типы волн: 1 – прямая Р волна; 2 – поверхностная волна Рэлея; 3 – Р волна, отраженная от каверны; и некоторые эффекты (4), вызванные присутствием зоны откола.

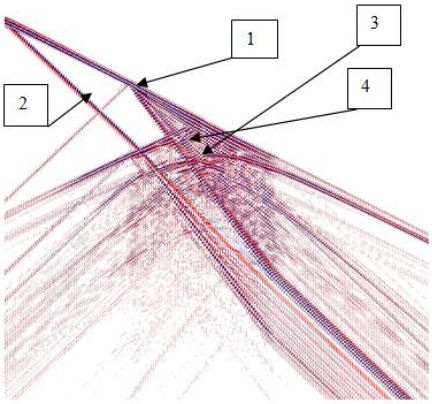


Рисунок 6. Синтетическая сейсмограмма для полной модели/ Частота источника 35 Гц

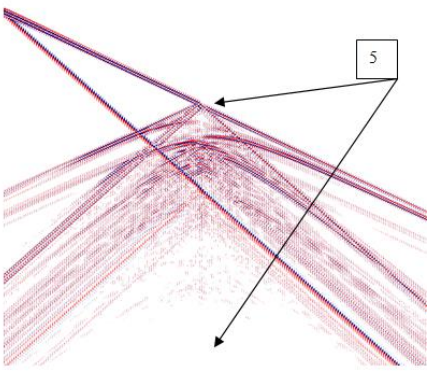


Рисунок 7. Синтетическая сейсмограмма для модели без зоны откола. Частота источника 35 Гц

Для сравнения, на рисунке 7 приведена синтетическая сейсмограмма для модели, в которой отсутствует зона откола. На сейсмограмме более заметно проявляется влияние зоны интенсивной трещиноватости (5). Основные особенности групп волн (6), порожденных зоной откола, можно увидеть на разностной синтетической сейсмограмме (рисунок 8). Важно, что под зоной откола наблюдается «зашумленность» волнового поля, что может являться характерным признаком наличия такой зоны.

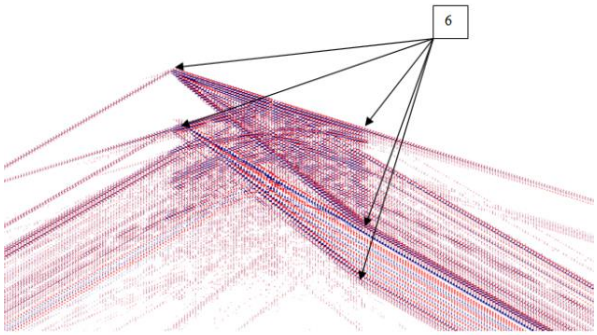


Рисунок 8. Разностная синтетическая сейсмограмма между полной моделью и моделью без зоны откола. Частота источника 35 Гц

Дальнейшие расчеты были выполнены для аналогичной модели с частотой источника 60 Гц. На рисунках 9 и 10 приведены соответственно разностные синтетические сейсмограммы: между полной моделью и моделью без зоны интенсивной трещиноватости; (рисунок 9), а также между полной моделью и моделью без зоны откола (рисунок 10).

Как следует из последних рисунков основные характерные особенности волнового поля, отмеченные на частоте зондирования 35 Гц, сохраняются и для частоты 60 Гц

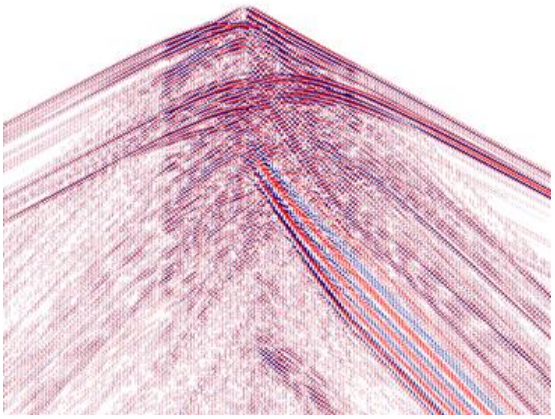


Рисунок. 9. Разностная синтетическая сейсмограмма между полной моделью и моделью без зоны интенсивной трещиноватости. Частота источника 60 Гц

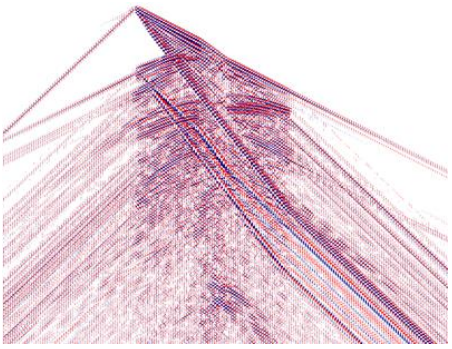


Рисунок 10. Разностная синтетическая сейсмограмма между полной моделью и моделью без зоны откола. Частота источника 60 Гц

Заключение

Для решения задач Инспекции на месте в рамках ДВЗЯИ:

1. Разработана вычислительная технология для проведения численного моделирования сейсмических волновых полей в зонах проведения ядерных взрывов с использованием гибридной суперЭВМ. В качестве основных компонент созданная технология включает построитель моделей неоднородстей в виде каверн различных геометрической конфигурации и параметров, программный инструментарий для распараллеливания задач численного моделирования средствами MPI, OpenMP , а также средства визуализации сейсмического волнового поля, что позволяет изучать его динамику во времени и пространстве. В качестве источника зондирующих колебаний выступает сейсмический вибратор, охватывающий сейсморазведочный диапазон частот. Технология реализована в рамках гибридной вычислительной архитектуры в составе мультикластерной супер-ЭВМ НКС-30Т и высокопроизводительного GPU, что обеспечивает многократное повышение производительности вычислений.

2. Проведена с применением созданной технологии серия вычислительных экспериментов для различных моделей сред , кавернозных и откольных включений при заданных площадных системах наблюдения. Показано, что в волновом поле выделяются информативные группы P- и S-волн, связанные с кавернозным включением, а также откольной зоны. Представлена интерпретация полученных синтетических сейсмограмм, отражающих влияние кавернозного включения и откольной зоны на картину волнового поля.

Полученные результаты численного моделирования волновых сейсмических полей могут быть использованы при проведения экспериментов для обнаружения кавернозных полостей, при изучении мест проведения ПЯВ. Прежде всего, это относится к обоснованию методики изучения очаговых зон в интересах Инспекции на месте.

Литература

1. Арднт, Р. Проведение комплексного полевого эксперимента (ИПЭ08) ОДВЗЯИ - организации Договора о всеобщем запрещении ядерных испытаний / Р Арднт, М. Прах // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып.1. – С. 79 - 87.
2. Алексеев, А.С. Активная сейсмометрия с использованием вибрационных источников в проблеме инспекции на месте / А.С. Алексеев, Б.М. Глинский, М.С. Хайретдинов // Вестник НЯЦ РК, 2006. – Вып. 2. – С. 142 - 149.
3. Михайленко, Б.Г. Сейсмические поля в сложно построенных средах - Новосибирск. 1988. – 312 с.
4. Каплан, Ю.В. Пассивная сейсмометрия при проведении инспекции на месте: этап поиска и этап локализации события / Ю.В Каплан, Г.В. Шилина // Вестник НЯЦ РК, 2004. – Вып. 2 (18) – С. 112 – 117.
5. Глинский, Б.М. Численное моделирование распространения упругих волн в кавернозных средах / Б.М. Глинский, Д.А. Караваев, В.Н. Мартынов, М.С. Хайретдинов // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 3. – С. 96 - 100.
6. Садовский, М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва / М.А. Садовский; Отв. ред. В.В. Адушкин // М.:Наука. – 2004. – 440 с. – ISBN 5-02-032960-6.
7. Беляшов, А.В. Скоростная структура техногенно-измененной верхней части разреза на Семипалатинском полигоне: Дис… канд. геолого-минералогических наук. – Новосибирск, 2013. – 114 с.
8. Караваев, Д.А. Параллельная реализация метода численного моделирования волновых полей в трехмерных моделях неоднородных сред / Д.А.Караваев // Информационные технологии. Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского, 2009. – № 6 (1). – С. 203 – 209.
9. Якименко, А.А. Численное моделирование распространения упругих волн в средах с подземными полостями на суперЭВМ / А.А. Якименко, Д.А. Караваев // Научный вестник НГТУ, 2013. – №2. – С. 99 - 104.

ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР ЗОНАЛАРЫНДАҒЫ ТОЛҚЫНДЫҚ ӨРІСТІ САНДЫҚ МОДЕЛДЕУ

Хайретдинов М.С., Караваев Д.А., Якименко А.А.

РҒА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей

Орнындағы инспекция міндеттерін шешу мұддесінде гибридті супер-ЭЕМ пайдаланып толқындық өрістерді сандық моделдеудің технологиясы көрсетілген. Есептеулерде, оларға қатысты сейсмикалық өрістердің толқындық көріністері алынған және оларды талдауы орындалған, қуыстылы зоналардың танымал моделдері пайдаланылған. Жерасты жарылыстарды жүргізу нәтижесінде пайда болатын қуыстылы зоналарды табу және тану бойынша жұмыстарда пайдалануға болатын, сейсмикалық толқындардың ақпараттылық топтары бөлінген.

NUMERICAL SIMULATION OF WAVE FIELD IN UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSIONS ZONES

M.S. Khayretdinov, D.A. Karavaev, A.A.Yakimenko

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The paper presents a method of numerical simulation of wave fields at a hybrid super-ECM to solve the tasks of an On-site Inspection. Well-known models of cavernous areas were used in calculations, as applied to which the wave trains of seismic fields were obtained and their analysis has been carried out. Informative groups of seismic waves, which can be used in works on detection and recognition of cavernous areas that are formed as a result of implementation of underground explosions, have been detected.

УДК 550.34:621.039.9

ЛИНЕЙНЫЙ ТРЕНД ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ПРОДОЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Приведён краткий обзор 13-тилетних исследований линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени на эпицентральных расстояниях от 1° до 146° по каждой из 29 трасс. Для этих исследований систематизированы и использованы точные гипоцентральные координаты и времена ядерных испытаний, произведенных на участках Семипалатинского испытательного полигона Балапан, Дегелен, Сары-Узень, Телькем. Установлена достаточно чёткая зависимость линейного тренда времени пробега от эпицентрального расстояния: уменьшение до 5120 км и увеличение на расстояниях более 5450 км. Даны рекомендации по продолжению исследования вариаций скоростей сейсмических волн в календарном времени для повышения оценки сейсмической безопасности прилегающих территорий.

Введение

В процессе сейсмологического контроля за проведением подземных ядерных испытаний было обнаружено изменение времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени на одних и тех же трассах. После публикации точных гипоцентральных координат и времени испытаний стало возможным исследовать вариации времени пробега сейсмических волн, как правило, не превышающие ±0.5 секунды вне зависимости от эпицентрального расстояния. Была обнаружена достаточно чёткая зависимость линейного тренда времени пробега от эпицентрального расстояния: уменьшение до 5120 км и увеличение на расстояниях более 5450 км. Методика и результаты исследования линейного тренда времени пробега продольной волны на различных трассах опубликованы в [1–9]. В настоящей работе они обобщены с некоторыми исправлениями и дополнениями.

Экспериментальные данные, методика и результаты исследования

Для анализа времён пробега сейсмических волн рассмотрены результаты наблюдений подземных ядерных испытаний на Невадском (NTS) и Семипалатинском (СИП) полигонах 17-ю сейсмическими станциями: «Семипалатинск» (SEM), «Боровое» (BRVK), «Талгар» (AAB), «Пржевальск» (PRZ), «Фрунзе» (Бишкек, FRU), «Каджи-Сай» (KDS), «Манас» (MNS), «Арал» (ARL), «Нарын» (NRN), «Свердловск» (SVE), «Норильск» (NRI), «Хейс» (KHE), «Иультин» (ILT), «Сеймчан» (SEY), «Бодайбо» (BOD), «Закаменск» (ZAK), «Мирный» (MIR). На сейсмической станции «Боровое» с 23 июля 1966 г. осуществлялась цифровая регистрация [10], а на остальных - фотооптическая со скоростью записи 60 – 120 мм/мин стандартными короткопериодными каналами СКМ с увеличениями порядка 25000 – 100000 [11].

На трёх основных площадках Невадского полигона в период 1961 – 1992 гг. проведено 872 испытаний. Из них 85 в скважинах площадки Пахьют (Pahute), 51 в штольнях площадки Рейниер (Rainier) и в скважинах площадки Юкка (Yucca) с m_b>4.1 порядка 300 [12]. Наиболее мощные испытания выполнены на площадке Pahute (Pahu). На Семипалатинском полигоне в период 1961 – 1989 гг. выполнено 352 испытания: 106 в скважинах на площадке Балапан (Bal), 219 в штольнях площадки Дегелен (Deg) и 27 в скважинах площадок Сары-Узень и Телькем [13].

Методика исследования линейного тренда времени пробега в календарном времени $t= F(T_{years})$ достаточно проста [2, 4]. По координатам станции и эпицентра испытания рассчитывалось эпицентральное расстояние Δ, а по времени испытания в гипоцентре, пересчитанном к уровню моря, и времени вступления продольной волны на станции определялось время пробега t. По результатам анализа рассчитывался локальный годограф продольной волны на интервале анализа $t=F(\Delta)$, в соответствии с которым все времена пробега отдельных испытаний пересчитывались к среднему значению Δ. Изменение приведённого времени пробега продольной волны в календарном времени δt является оценкой линейного тренда. Линейный тренд волны PKiKP на трассе Bal (Балапан) – BRVK (Боровое) исследовался по иной методике. Выбирались участки записей длиной 40 секунд с ожидаемым вступлением волны PKiKP по годографу примерно в их середине. Амплитуда записей на отобранных участках должна значительно превышать сейсмический фон и при этом не иметь ограничения амплитуды сигнала. По таким критериям удалось отобрать 31 сейсмограмму за период с 1976 по 1989 гг. На первом этапе в соответствии с ожидаемым частотным составом волны PKiKP такие участки были отфильтрованы полосовым фильтром Баттерворта с угловыми частотами 1 и 4 Гц и логарифмическим склоном, равным 4. На втором этапе были определены относительные временные сдвиги между волнами PKiKP в пределах предполагаемого их вступления. Предварительный анализ показал, что волна PKiKP представляет собой волновой пакет, состоя-

щий обычно из двух минимумов и двух максимумов. При этом доминируют первый минимум («ведущий») и второй максимум, а остальные элементы сильно варьируют и могут даже отсутствовать. Поэтому за основу был выбран один полный период, местоположение которого на сейсмограмме определяется «ведущим» минимумом. На последнем этапе вычислялись окончательные временные сдвиги волны PKiKP.

В таблице 1 приведены основные характеристики исследованных сейсмических трасс: Δ, t, T – интервалы эпицентрального расстояния (в километрах или градусах), времени пробега продольной волны и годы принятых в обработку испытаний, соответственно, а также t_{cp} – среднее значение времени пробега, N – количество испытаний и H_{max} – максимальная глубина траектории сейсмического луча по модели ak135 [14]. Эпицентральное расстояние приведено в километрах или градусах, как оно использовалось в цитируемой работе по данной трассе. Количество и годы принятых в обработку записей испытаний по одной и той же площадке полигона для различных станций существенно различаются. Это связано со многими причинами: период работы станции, увеличение вертикального коротко-периодного канала, надёжность поправок станционной службы времени, а иногда с чисто организационными. Так, например, в некоторые интервалы времени сейсмической станции «Семипалатинск» было предписано прекращать регистрацию.

Таблица 1 . Основные характеристики сейсмических трасс

Трасса	Тип волны	Δ км / °	t сек	t_{cp} сек	T год	N	H_{max} км
Bal–SEM [3]	P_g	97 – 130 км	15.8 – 21.3	18.5	1978 – 1989	66	20.0
СИП–SEM [7]	P_g	97 – 177 км	15.8 – 29.4	22.6	1964 – 1989	126	35.2
Deg–SEM [3]	P_g	164 – 177 км	27.1 – 29.4	28.2	1964 – 1989	60	35.2
Deg–BRVK [2]	P_n	645 – 659 км	88.1 – 89.8	88.9	1961 – 1989	160	42.1
СИП–BRVK [7]	P_n	645 – 698 км	88.1 – 93.8	91.0	1961 – 1989	249	43.1
Bal–BRVK [1,2]	P_n	678 – 698 км	91.6 – 93.8	92.7	1968 – 1989	89	43.1
Bal–AAB [6]	P	740 – 767 км	99.5 – 102.5	101.0	1965 – 1989	92	45.0
Bal–PRZ [6]	P	820 – 846 км	108.9 – 113.8	111.3	1965 – 1989	78	47.4
Bal–FRU [6]	P	841 – 872 км	110.3 – 115.2	112.7	1969 –1989	75	48.3
Bal–KDS [9]	P	7.82° – 8.05°	114.7 – 117.6	116.1	1972 – 1989	48	49.1
Bal–MNS [9]	P	8.52° – 8.82°	122.4 – 126.2	124.3	1973 – 1989	40	52.2
Bal–ARL [9]	P	8.56° – 8.85°	125.9 – 129.5	127.7	1968 – 1989	53	52.3
Bal–NRN [6]	P	961 – 989 км	126.8 – 130.8	128.8	1965 – 1989	75	52.5
Bal–SVE [5]	P	1417 – 1437 км	179.2 – 181.5	180.3	1971 – 1989	53	74.1
Bal–NRI [5]	P	2212 – 2238 км	270.5 – 273.4	271.9	1971 – 1989	82	449.2
Deg–NRI	P	2250 – 2262 км	273.9 – 275.6	274.7	1970 – 1989	61	452.5
Bal–KHE [5]	P	3489 – 3513 км	382.8 – 384.8	383.8	1965 – 1989	77	780.8
Pahu–ILT [4]	P	5065 – 5085 км	502.7 – 504.1	503.4	1968 –1992	60	1104.2
NTS–ILT [8]	P	45.56° – 46.09°	502.3 – 506.2	504.2	1964 – 1992	198	1114.3
Bal–ILT [4]	P	5448 – 5480 км	526.8 – 529.5	528.1	1965 – 1989	84	1207.1
NTS–SEY [8]	P	58.00° – 58.44°	594.7 – 598.2	596.4	1969 – 1992	71	1496.6
NTS–BOD [8]	P	76.11° – 76.51°	709.0 – 711.1	710.0	1963 – 1992	71	2157.1
NTS–ZAK [8]	P	85.90° – 86.29°	761.6 – 763.9	762.7	1966 – 1992	59	2574.3
Pahu–BRVK [5]	P	9977 – 9992 км	781.2 – 782.1	781.6	1962 – 1991	66	2740.7
NTS–BRVK [1,2]	P	89.78° – 90.14°	781.2 – 783.2	782.2	1962 – 1991	319	2741.2
Bal–KHE [5]	PcP	3492 – 3513 км	555.3 – 556.4	555.8	1965 – 1989	79	2891.5
Bal–ILT [5]	PcP	5448 – 5480 км	611.0 – 612.3	611.6	1965 – 1989	85	2891.5
Pahu–MIR [5]	$PKIKP_{BC}$	16237 – 16256 км	1179.9 – 1180.9	1180.4	1966 – 1991	57	4648.7
Bal–BRVK [1,2]	PKiKP	6.11° – 6.25°	991.8 – 992.2	992.0	1976 – 1989	31	5153.5

Примечание: синий цвет – параметры трасс с отрицательной оценкой тренда: зелёный цвет – параметры трасс с положительной оценкой тренда.

Для Семипалатинского полигона наибольшее число исследований выполнено по результатам регистрации подземных испытаний на площадке Балапан. Это обусловлено двумя причинами. Во-первых, на этой площадке произведены испытания наибольшей мощности и, во-вторых, известны скорости продольных волн в гипоцентрах для пересчёта времени испытания к уровню моря. В нашем распоряжении не оказалось данных по скоростям пробега продольных волн для испытаний в штольнях площадки Дегелен (Deg). В связи с этим для приведения времени испытания к уровню моря всех испытаний на площадке Дегелен была принята одна и та же скорость V_p=5.4 км/сек, что, безусловно, не соответствует действительности, но позволяет сравнивать результаты анализа по этой площадке на различных трассах [2, 3].

Для каждой трассы в таблице 2 представлены уравнения локального годографа и локального линейного тренда, а также оценка линейного тренда δt на интервале времени исследования в миллисекундах за год и в процентах от среднего значения времени пробега на данной трассе t_{cp}. В [1, 2] линейный тренд на трассах Bal – BRVK, Deg – BRVK

и NTS – BRVK рассчитан для среднегодовых значений времён пробега продольной волны. В дальнейшем расчет по среднегодовым значениям не проводился. В данной работе тренд вычислен по календарному распределению испытаний. При разных методиках оценки тренда тенденция изменения времени пробега продольной волны в календарном времени сохраняется [3]. Исследование линейного тренда времени пробега продольной волны для сейсмических станций Талгар, Пржевальск, Фрунзе (Бишкек), Нарын выполнено по данным оперативных донесений этих станций [6]. Обработка материалов станций Каджи-Сай, Манас, Арал выполнена по фотокопиям фрагментов сейсмограмм [9]. Обработка сейсмограмм станции Семипалатинск выполнена сотрудниками РГП ИГИ [3]. Измерение времён вступлений волны P на остальных станциях выполнено по сейсмограммам архива Геофизической службы РАН (г. Обнинск Калужской области). Вариации времён пробега по данным станции Боровое анализировались в основном по цифровым сейсмограммам [10].

Таблица 2 . Локальные годографы и оценки линейного тренда времени пробега продольной волны

Трасса	Тип волны	Локальный годограф на интервале анализа t = F (Δ° или $\Delta_{км}$) сек	Линейный тренд времени пробега на интервале анализа t = F (T_{years}) сек	Оценка линейного тренда времени пробега	
				δt мс/год	$\delta t/t_{cp}$ 10^{-3} % в год
Bal–SEM	P_g	0.25 + (0.1640 ± 0.0040) × $\Delta_{км}$	19.25 – (0.0057 ± 0.0089) × T	–5.7 ± 8.9	–30.8
СИП–SEM	P_g	0.11 + (0.1651 ± 0.0008) × $\Delta_{км}$	23.52 – (0.0094 ± 0.0068) × T	–9.4 ± 6.8	–41.6
Deg–SEM	P_g	3.57 + (0.1441 ± 0.0146) × $\Delta_{км}$	28.64 – (0.0073 ± 0.0071) × T	–7.3 ± 7.1	–25.9
Deg–BRVK	P_n	7.69 + (0.1245 ± 0.0038) × $\Delta_{км}$	88.89 – (0.0006 ± 0.0016) × T	–0.6 ± 1.6	–0.7
СИП–BRVK	P_n	22.31 + (0.1022 ± 0.0006) × $\Delta_{км}$	91.13 – (0.0026 ± 0.0013) × T	–2.6 ± 1.3	–2.9
Bal–BRVK	P_n	6.68 + (0.1250 ± 0.0018) × $\Delta_{км}$	93.06 – (0.0046 ± 0.0015) × T	–4.6 ± 1.5	–5.0
Bal–AAB	P	18.45 + (0.1094 ± 0.0048) × $\Delta_{км}$	101.63 – (0.0102 ± 0.0059) × T	–10.2 ± 5.9	–10.1
Bal–PRZ	P	–31.59 + (0.1717 ± 0.0077) × $\Delta_{км}$	112.53 – (0.0128 ± 0.0084) × T	–12.8 ± 8.4	–11.5
Bal–FRU	P	–16.47 + (0.1509 ± 0.0055) × $\Delta_{км}$	115.00 – (0.0270 ± 0.0072) × T	–27.0 ± 7.2	–24.0
Bal–KDS	P	34.28 + (10.3649 ± 0.5866) × Δ°	117.58 – (0.0132 ± 0.0074) × T	–13.2 ± 7.4	–11.4
Bal–MNS	P	16.16 + (12.4866 ± 0.4612) × Δ°	123.82 + (0.0069 ± 0.0078) × T	+6.9 ± 7.8	+5.6
Bal–ARL	P	22.07 + (12.1076 ± 0.3077) × Δ°	127.74 – (0.0031 ± 0.0042) × T	–3.1 ± 4.2	–2.4
Bal–NRN	P	2.64 + (0.1294 ± 0.0071) × $\Delta_{км}$	129.45 – (0.0074 ± 0.0088) × T	–7.4 ± 8.8	–5.7
Bal–SVE	P	12.73 + (0.1174 ± 0.0043) × $\Delta_{км}$	180.37 – (0.0019 ± 0.0047) × T	–1.9 ± 4.7	–1.1
Bal–NRI	P	269.49 + (0.0929 ± 0.0039) × $\Delta_{км}$	272.12 – (0.0008 ± 0.0058) × T	–0.8 ± 5.8	–0.3
Deg–NRI	P	93.08 + (0.0806 ± 0.0085) × $\Delta_{км}$	275.12 – (0.0043 ± 0.0053) × T	–4.3 ± 5.3	–1.6
Bal–KHE	P	78.86 + (0.0871 ± 0.0032) × $\Delta_{км}$	384.05 – (0.0034 ± 0.0033) × T	–3.4 ± 3.3	–0.9
Pahu–ILT	P	241.67 + (0.0516 ± 0.0055) × $\Delta_{км}$	503.46 – (0.0009 ± 0.0036) × T	–0.9 ± 3.6	–0.2
NTS–ILT	P	166.51 + (7.3668 ± 0.0997) × Δ°	504.24 – (0.0013 ± 0.0020) × T	–1.3 ± 2.0	–0.3
Bal–ILT	P	104.07 + (0.0776 ± 0.0020) × $\Delta_{км}$	528.03 + (0.0001 ± 0.0028) × T	+0.1 ± 2.8	+0.02
NTS–SEY	P	227.23 + (6.3429 ± 0.1986) × Δ°	595.66 + (0.0105 ± 0.0042) × T	+10.5 ± 4.2	+1.8
NTS–BOD	P	387.86 + (4.2210 ± 0.1504) × Δ°	709.50 + (0.0059 ± 0.0026) × T	+5.9 ± 2.6	+0.8
NTS–ZAK	P	740.51 + (3.7446 ± 0.1842) × Δ°	762.23 + (0.0082 ± 0.0036) × T	+8.2 ± 3.6	+1.1
Pahu–BRVK	P	373.33 + (0.0409 ± 0.0034) × $\Delta_{км}$	781.47 + (0.0017 ± 0.0017) × T	+1.7 ± 1.7	+0.2
NTS–BRVK	P	384.56 + (4.4190 ± 0.0973) × Δ°	781.68 + (0.0054 ± 0.0010) × T	+5.4 ± 1.0	+0.7
Bal–KHE	PcP	452.02 + (0.0297 ± 0.0030) × $\Delta_{км}$	555.41 + (0.0065 ± 0.0031) × T	+6.5 ± 3.1	+1.2
Bal–ILT	PcP	609.31 + (0.0379 ± 0.0019) × $\Delta_{км}$	611.80 – (0.0008 ± 0.0028) × T	–0.8 ± 2.8	–0.1
Pahu–MIR	$PKIKP_{BC}$	1013.07 + (0.0103 ± 0.0058) × $\Delta_{км}$	1180.10 + (0.0034 ± 0.0027) × T	+3.4 ± 2.7	+0.3
Bal–BRVK	PKiKP	constant 6.18°	991.42 + (0.0067 ± 0.0043) × T	+6.7 ± 4.3	+0.7

Примечание: T_{years} – десятки и единицы календарных годов (например, 70 это 1970 г.); цветовая раскраска пояснена в таблице 1.

Оценка линейного тренда времени пробега продольной волны в календарном времени изменяет свою полярность в интервале между трассами NTS–ILT и Bal–ILT, т.е. на глубинах в пределах 1114 км и 1207 км по модели ak135. На всех трассах, менее протяжённых NTS–ILT (синий цвет), время пробега t уменьшается, а на трассах, протяжённее Bal–ILT (зелёный цвет), t увеличивается. Исключения составляют трассы, отмеченные красным: Bal–MNS (волна P) и Bal–ILT (волна PcP). На трассе Bal–MNS наблюдается увеличение времени пробега продольной волны P на интервале времени 1973 – 1989 гг. Однако пока нет веских оснований утверждать реальность этого факта по следующим причинам. Как видно из таблицы 1, на этой трассе наименьшее количество экспериментальных данных и наиболее короткий календарный интервал наблюдений. На трассе Bal–ILT приведенное время пробега волны PcP уменьшается в календарном времени в отличие от трассы Bal–KHE, где оно увеличивается. Эпицентральное расстояние Bal–ILT почти на 2000 км больше Bal–KHE. Станция Иультин расположена на Чукотке, а станция Хейс на архипелаге Земля Франца-Иосифа. Одним словом, исследования вариаций времени пробега волны P в среднеазиатском регионе, а также волны PcP в различных регионах мира необходимо продолжить.

Погрешность определения момента вступления волны P на различных трассах различна. На станции BRVK поправка станционной службы времени

определена по сигналам точного времени (СТВ) с погрешностью до 0.001 – 0.01 секунды. Время вступления волны P на сейсмограммах станций SEM, AAB, PRZ, FRU, NRN определено сотрудниками станций с точностью до 0.1 с. На фрагментах сейсмограмм станций KDS, MNS, ARL поправка времени указана также с точностью до 0.1 с. На остальных станциях погрешность момента вступления определена по ближайшим (предыдущей и последующей) сигналам проверки времени (СПВ), которые передавались «с погрешностью, не превышающей 0.3 с для европейской территории СССР и 0.5 с для других районов страны» [15]. Правда, и пути доставки СПВ на сейсмические станции в этот период мало изменялись, так что с некоторой вероятностью можно их считать относительно постоянными. Другими словами, с метрологической точки зрения только на станции BRVK времена вступления сейсмических сигналов можно считать наиболее надёжными.

Приведение времени испытания к уровню моря для площадки Балапан выполнено по скорости продольной волны V_p. Поправка составляет от –0.027 с до +0.049 с, если принимать значение V_p на всю глубину до уровня моря [4]. Для площадок Pahute, Rainier и Yucca поправки находятся в пределах +0.125 с …+0.520 с [8]. При этом эти поправки определены не по скоростному разрезу каждой отдельно взятой скважины, а по осреднённому разрезу для всей испытательной площадки [16]. Очевидно, что в обоих случаях допущено некоторое приближение.

Несмотря на многие вопросы, на которые пока нет ответа, можно сделать предварительные выводы. Время пробега продольной волны на одной и той же трассе в течение периода 1961 – 1992 гг. изменяется. Обращает на себя внимание достаточно чёткая смена полярности оценки линейного тренда времени пробега продольной волны в интервале максимальной глубины траектории сейсмического луча в пределах 1114 – 1207 км по модели ak135. На трассах с максимальной глубиной сейсмического луча до H_{max}=1114 км оно уменьшается, а на трассах с H_{max} больше 1207 км – увеличивается. В первом приближении это можно объяснить увеличением плотности среды выше 1114 км и уменьшением на глубинах более 1207 км в период 1961 – 1992 гг. Исследование вариаций времени пробега сейсмических волн в календарном времени, по нашему мнению, необходимо продолжить.

В таблицах 3, 4, 5 приведены параметры подземных ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне. Некоторые из этих данных опубликованы [13,17–20], другие собраны и уточнены сотрудниками ИДГ РАН, но не являются официальными. Задержка между взрывами на площадке Балапан при многозарядных испытаниях, по данным авторов, не превышает 10 – 15 мс.

Таблица 3. Параметры подземных ядерных испытаний на площадке Балапан СИП

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °- ' - "	Долгота °- ' - "	H м	h м	V_p км/с	P кт	m_b	№ испытания
1	15.01.65	06-00-00.80	49-56-06.0	79-00-33.7	305	178	4.7	140 выброс	6.3	1004
2	19.06.68	05-05-59.808	49-58-48.9	78-59-07.8	313	316	3.1	<20	5.4	1053
3	30.11.69	03-32-59.732	49-55-27.4	78-57-20.7	322	472	4.7	125	6.0	1054
4	30.06.71	03-56-59.80	49-56-45.6	78-58-49.7	317	217	5.9	<20	5.2	1056
5	10.02.72	05-02-59.98	50-01-27.4	78-52-41.1	311	295	4.6	16	5.4	1007
6	02.11.72	01-27-00.2	49-55-37.1	78-49-02.1	337	521	5.1	165	6.1	1061
7	10.12.72 Д	04-27-10.0	50-01-37.2	78-59-44.0	308	478	4.8	140	6.0	1204
8	23.07.73	01-23-00.285	49-58-07.5	78-49-03.2	327.0	465	5.1	150-1500	6.1	1066
9	20.09.73	06-12-59.837	49-57-42	78-51-20	327.0			< 0.001		1267
10	04.11.73	03-57-00.062	50-02-49	78-59-14	306.0	429.7	5.1	<20		1069
11	14.12.73	07-46-59.8	50-02-37.7	78-59-08.9	308.0	473.4	4.9	<150	5.8	1064
12	16.04.74	05-52-59.788	50-01-37	78-59-44	315.0	375.5	4.8	<20		1301
13	31.05.74	03-26-59.993	49-57-46	78-51-20	327.0	315.7	5.4	<150	5.9	1207
14	29.07.74	03-02-59.874	49-56-15	78-56-09	324.0	420	5.9	<20		1050
15	16.10.74	06-33-00.06	49-59-02.6	78-53-38.1	321.3	316	4.1	<20	5.5	1005
16	27.12.74	05-46-59.525	49-58-03.9	79-00-19.2	311.0	380	4.7	<150	5.6	1058
17	27.04.75	05-36-59.76	49-56-21	78-54-28	327.0	440	3.9	<150		1205
18	30.06.75	03-27-00.25*	49-59-08	78-53-49	321.2			<20	5.0	A
19	29.10.75	04-46-59.891	49-57-17.1	78-52-26.9	326.0	464.3	2.3	<150	5.8	1206
20	25.12.75	05-16-59.787	50-02-54	78-49-10.8	315.0	473.2	4.9	<150	5.7	1067
21	21.04.76 Д	05-02-59.688	49-54-04.0	78-49-45.8	338.0	295	5.0	<20	5.3	1201
22	09.06.76	03-02-59.802	49-59-40.7	79-01-27.5	306.0	298	5.9	<20	5.3	1075
23	04.07.76	02-57-00.07	49-54-14.5	78-53-54.4	319.0	560	6.4	<150	5.8	1062
24	28.08.76	02-57-00.075	49-58-30	78-55-45	321.0	401	5.2	<150	5.8	1202
25	23.11.76	05-02-59.996	50-01-03	78-56-49	315.5	455	5.4	<150	5.8	1207бис
26	07.12.76	04-57-00.019	49-56-39.4	78-50-21.1	332.0	455	4.6	<150,<20	5.9	1304
27	-- "" --	04-57-00.030	49-53-57.8	78-47-08.5	343.0	365	5.1	<20		1209

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	h м	V_p км/с	P кт	m_b	№ испы-тания
28	29.05.77	02-57-00.2	49-56-48.6	78-46-18	335.0	393	5.0	<150	5.8	1400
29	29.06.77	03-07-00.215	50-00-04.6	78-52-01.5	298.0	341	4.9	<20	5.3	1080
30	05.09.77	03-03-00.095	50-03-38.3	78-54-49.9	311.0	455	6.0	<150,<20	5.8	1079
31	29.10.77 Д	03-07-05.084	50-03-26.4	78-58-47.4	307.0	376	5.0	<150	5.6	1214
32	12.11.77	03-27-00.199	50-03-08	78-51-52	311.0			<20		1073
33	30.11.77	04-06-59.962	49-58-06.3	78-52-27.4	325.5	496.3	2.8	<150,<20	6.0	Глубокая
34	11.06.78	02-57-00.18	49-54-49.1	78-48-06.2	339.0	556.4	5.1	<150	5.9	1010
35	05.07.78	02-47-00.17	49-54-11.8	78-52-02.6	332.0	445	4.6	<150	5.8	1077
36	29.08.78 Д	02-37-08.954	50-00-33.1	78-58-03.1	314.0	486	4.2	<150	5.9	1228
37	15.09.78	02-37-00.07	49-55-45.3	78-51-45.7	334.0	477	4.8	<150	6.0	1211
38	04.11.78	05-06-00.032	50-02-47.8	78-56-49.8	311.0	455	5.6	<150,<20	5.6	1302
39	29.11.78 Д	04-33-05.07	49-57-15.2	78-47-41.1	333.0	520	5.0	<150,<20	6.0	1222
40	01.02.79	04-13-00.142	50-05-08.3	78-51-08.5	306.0	309.4	4.7	<20	5.4	1006
41	23.06.79	02-57-00.19	49-54-56.2	78-50-42.6	337.0	490	5.4	<150	6.2	1223
42	07.07.79	03-47-00.06	50-02-21.5	78-59-24.4	307.5	460	4.7	<150,<20	5.8	1225
43	04.08.79	03-56-59.76	49-54-15.7	78-53-12.9	324.0	590	5.8	<20,<150	6.1	1085
44	18.08.79	02-51-59.78	49-56-54.1	78-55-07.3	324.0	495	3.8	<150,<20	6.1	1226
45	28.10.79	03-16-59.71	49-59-49	78-59-43.8	310.0	529.3	5.3	<20,<150	6.0	1224
46	02.12.79	04-37-00.05	49-54-35	78-47-06	343.0	522.6	4.5	<20,<150	6.0	1309
47	23.12.79	04-57-00.067	49-55-58.21	78-45-00.73	335.5	535.4	4.7	<150,<20	6.2	Глубо-кая-1
48	25.04.80	03-57-00.07	49-58-37.3	78-45-34.00	330.0	341.2	4.6	<20,<20	5.5	1071
49	12.06.80	03-27-00.25	49-59-21.7	78-59-29.6	312.9	354.5	4.4	<150	5.6	1083
50	29.06.80	02-33-00.24	49-56-57.3	78-49-02.9	329.0	417.8	4.5	<20×2,<150	5.7	1227
51	14.09.80	02-42-41.8	49-56-13.3	78-47-50.6	324.0	482.6	5.2	<150	6.2	1220
52	12.10.80	03-34-16.8	49-58-07.46	79-01-21.71	306.0	508.0	5.0	<150,<150	5.9	1087
53	14.12.80	03-47-09.065	49-54-32.3	78-55-07.3	326.5	530	4.5	<20×2,<150	5.9	1086
54	27.12.80	04-09-10.8	50-04-03.29	78-58-32.65	305.3	440	5.6	<150,<20	5.9	1303
55	29.03.81	04-03-52.705	50-01-21	78-58-46.69	311.2	433	5.9	<20×3	5.6	1234
56	22.04.81	01-17-13.94	49-53-57.7	78-48-24.3	341.0	535	5.1	<150,<20×2	6.0	1232
57	27.05.81	03-58-14.89	49-59-17.01	78-58-13.0	315.0	244	5.9	<20	5.5	1203
58	13.09.81	02-17-20.91	49-54-50.38	78-53-42.84	331.0	530.8	4.7	<150	6.1	1233
59	18.10.81	03-57-05.27	49-55-42.9	78-50-40.7	336.0	550	4.6	<150,<20	6.1	1236
60	29.11.81	03-35-11.18	49-54-07.9	78-50-53.2	336.0	537.5	4.6	<20×3	5.7	1237
61	27.12.81	03-43-16.8	49-55-59.1	78-46-46.3	338.0	529	3.9	<150	6.2	1312
62	25.04.82	03-23-07.92	49-55-04.49	78-53-13.4	332.0	547.7	5.0	<150×3	6.1	1219
63	04.07.82	01-17-16.74	49-57-34.2	78-48-32.5	328.0	550	5.0	<20,<150,<20	6.1	1321
64	31.08.82	01-31-03.15	49-54-51.42	78-45-42.03	342.5	540	4.7	<20×2	5.3	1317
65	05.12.82	03-37-15.18	49-55-53.88	78-48-31.55	334.0	529.4	5.0	<150,<20	6.1	1314
66	26.12.82	03-35-16.81	50-04-05.6	78-59-37.7	304.0	441.4	4.5	<150×2	5.7	1415
67	12.06.83	02-36-46.21	49-55-30	78-53-54	332.0	530.2	4.3	<150,<20	6.1	1320
68	06.10.83	01-47-09.17	49-55-30.72	78-45-25.9	336.5	507.6	5.4	<150,<20	6.0	1325
69	26.10.83	01-55-07.44	49-54-47.8	78-49-27.1	339.3	527.5	5.0	<150	6.1	1307
70	20.11.83	03-27-07.04	50-03-22.30	78-59-54.62	306.0	304.7	5.5	<20×2	5.5	1235
71	19.02.84	03-57-05.97	49-54-00	78-44-39.2	347.0	532	4.6	<150	5.9	1331
72	07.03.84	02-39-09.04	50-03-17.2	78-57-18.0	309.0	465	5.0	<150	5.7	1308
73	29.03.84	05-19-10.84	49-54-41.3	78-55-41.0	326.0	475	6.1	<150	5.9	1335
74	25.04.84	01-09-06.14	49-56-13.28	78-51-03.52	333.0	540	5.4	<150,<20	6.0	1316
75	26.05.84	03-13-15.12	49-58-48.78	79-00-22.48	309.0	489.3	5.2	<150,<20	6.1	1414
76	14.07.84	01-09-13.14	49-54-32.88	78-52-40.20	333.0	528.6	5.0	<150,<20	6.2	1344
77	27.10.84	01-50-13.11	49-56-02.30	78-45-49.86	337.0	523.9	4.5	<150	6.2	1323
78	02.12.84	03-19-09.1	50-00-32.61	79-00-31.60	309.0	437.3	5.5	<150,<20	5.9	1411
79	16.12.84	03-55-05.23	49-56-46.98	78-48-28.04	332.0	542.6	5.0	<150,<20	6.1	1313
80	28.12.84	03-50-13.23	49-52-45.90	78-42-12.12	351.0	530.9	5.0	<150,<20	6.0	1353
81	10.02.85	03-27-10.0	49-53-55	78-46-48	342.5	529	5.0	<20×2,<150	5.9	1340
82	25.04.85	00-57-09.14	49-55-33	78-52-52	333.0	530.9	5.5	<150,<150	5.9	1319
83	15.06.85	00-57-03.25	49-54-29	78-50-22	337.0	463	4.2	<150,<20	6.1	1341
84	-- "" --	00-57-03.34	49-55-14	78-49-14	338.0	251.3	4.6	<20		1061бис
85	30.06.85	02-39-05.26	49-51-50	78-40-06	350.0	525.4	6.0	<20,<150	6.0	1354
86	20.07.85	00-53-17.02	49-56-55	78-47-02	336.0	465.9	5.7	<150	6.0	1322
87	12.03.87	01-57-19.61	49-56-10	78-49-32	334.5	529	5.4	<20×2	5.6	1315

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	h м	V_p км/с	P кт	m_b	№ испытания
88	03.04.87 Д	01-17-10.256	49-55-07	78-46-48	342.0	509.5	5.4	<150	6.2	1318
89	17.04.87 Д	01-03-07.241	49-53-01	78-40-19	346.0	529.5	5.7	<150,<20×2	6.0	1384
90	20.06.87	00-53-07.165	49-56-13	78-44-44	328.0	530	4.5	<150,<20	6.1	1326
91	02.08.87	00-58-09.27	49-52-51	78-52-29	327.7	526.2	5.2	<20,<150×2	5.9	1348
92	15.11.87	03-31-09.215	49-53-55.5	78-45-24	345.2	530.6	5.2	<150,<20	6.1	1332
93	13.12.87	03-21-07.31	49-57-41.4	78-47-36.2	331.0	530	5.3	<20,<150	6.1	1355
94	27.12.87	03-05-07.262	49-52-45	78-43-29	350.3	530	5.0	<150,<20	6.1	1388
95	13.02.88	03-05-08.327	49-55-56	78-52-05	331.5	526.5	5.5	<150,<20	6.1	1361
96	03.04.88	01-33-08.294	49-54-26	78-54-26	323.0	529.5	5.1	<150	6.0	1336
97	04.05.88	00-57-09.261	49-57-08	78-44-53	328.0	519.2	5.0	<150	6.1	1359
98	14.06.88	02-27-09.006	50-01-24	78-57-35	313.0	271	5.5	<20	5.1	1421
99	14.09.88	03-59-59.846	49-52-41.56	78-49-24.73	334.3	642.3	5.0	<150	6.1	1350
100	12.11.88	03-30-06.377	50-02-47	78-58-09	308.5	395	5.0	<20	5.7	1412
101	17.12.88	04-18-09.291	49-52-50	78-55-25	320.4	641.5	4.1	<150,<20	5.9	1346
102	22.01.89	03-57-09.149	49-56-25	78-49-03	327.4	573.5	5.0	<20,<150	6.1	1328
103	12.02.89	04-15-09.342	49-55-00	78-42-47	344.0	572	4.5	<150	5.9	1366
104	08.07.89	03-47-00.076	49-52-05	78-46-45	353.0	550	5.2	<150	5.6	1352
105	02.09.89	04-16-59.973	50-00-43	78-59-09	312.2	478	5.5	<20×2	5.0	1410
106	19.10.89	09-49-59.982	49-55-18.3	78-54-32.1	328.0	628.5	5.0	<150,<20×2	6.0	1365

Примечание: Время (по Гринвичу) – взрыва в гипоцентре (при нескольких зарядах время первого взрыва); Д после даты – примерно в это же время было испытание на площадке Дегелен; H – высота поверхности над уровнем моря; h – глубина заложения заряда (при нескольких зарядах указана наибольшая глубина); V_p – скорость продольной волны в гипоцентре; P – мощность взрыва [13]; № испытания [13]; * – секунды времени взрыва 30.06.75 [21].

Координаты некоторых испытаний на площадке Дегелен возможно были определены по «Схеме размещения штолен в горном массиве Дегелен (площадка Г)» масштаба 1:100000 [20, рис. 11.2] при соответствующем увеличении, используя параметры ранее опубликованных испытаний [17]. Отдельные параметры заимствованы из других источников с соответствующей ссылкой [21–23]. Необходимо отметить, что параметры по площадкам Балапан и Дегелен (таблицы 3, 4) в некоторых случаях существенно отличаются от данных [21, 22]. Эти вопросы требуют дополнительного исследования.

Таблица 4. Параметры подземных ядерных испытаний на площадке Дегелен СИП

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	L м	P кт	m_b	№ испытания
1	11.10.61	07-39-59.9	49-46-21.8	77-59-42.0	724	116	1		В-1
2	02.02.62	08-00-00.21	49-46-38.9	78-00-05.9	700	238	<20		А-1
3	15.03.64	08-00-00.4	49-48-57.5	78-04-30.6	710	220	<150	5.6	А-6
4	16.05.64	06-00-59.8	49-48-27.8	78-06-07.1	698	253	<150	5.6	А-4 (22)
5	06.06.64	00-00-00.065	49-46-20	77-59-09	700	68	<20		В-2 (12)
6	19.07.64	06-00-00.56	49-48-32.7	78-05-34.5	695	168	<150	5.4	А-5
7	18.08.64	05-59-59.8	49-49-20	78-04-47	700	85	<20		А-8ш
8	30.09.64	10-10-00	49-49-08	78-04-42	710	68	<20		А-6ш
9	16.11.64	06-00-00.18	49-48-31.4	78-08-00.4	730	194	<150	5.6	З-5
10	04.02.65	06-00-00.46	49-46-02	77-59-59	726	240	<20		А (13)
11	03.03.65	06-14-59.40	49-49-29.0	78-03-09.6	625	207	<20	5.5	Ж-3 (31)
12	27.03.65	06-30-00.042	49-46-24	77-59-14	700	50	<20		В-2п (5)
13	11.05.65	06-40-00.2	49-46-12.8	77-59-39.4	726	103	<20	4.9	А-п (10)
14	17.06.65	03-45-00.04	49-49-42.1	78-04-00.7	630	152	<20	5.2	Ж-1 (28)
15	29.07.65	03-05-00.2	49-46-47.0	77-59-53.1	700	126	<20	4.5	А-1ш
16	17.09.65	04-00-00.072	49-48-41.7	78-08-48.1	685	156	<20	5.2	1
17	08.10.65	06-00-00.4	49-49-33.3	78-06-41.2	630	204	<20	5.4	З-1 (27, 104)
18	21.11.65	04-58-00.0	49-49-09.1	78-03-48.9	650	278	29	5.6	Ж-2 (56)
19	24.12.65	05-00-00.2	49-48-16.2	78-06-24.0	781	213	<20	5.0	З-3
20	13.02.66	04-58-00.07	49-48-32.2	78-07-15.6	730	297	125		Е-1
21	20.03.66	05-50-00.331	49-45-41.9	78-01-26.0	765	294	100		11 (37)
22	21.04.66	03-58-00.07	49-48-34.8	78-06-00.1	698	178	<20		А-4п (4)
23	07.05.66	03-58-00.166	49-44-34.3	78-06-17.9	739	274	4	4.8	25 (36, 96)
24	29.06.66	06-58-00.52	49-50-03.9	78-04-24.1	600	187	<150	5.6	З-6
25	21.07.66	03-57-59.97	49-44-12.0	78-05-49.3	673	176	<150	5.3	24 (58)
26	05.08.66	03-57-59.63	49-45-51.5	78-02-32.7	748	171	<20	5.4	17

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	L м	P кт	m_b	№ испытания
27	19.08.66	03-52-59.9	49-49-37.5	78-06-31.5	630	134	<20	5.1	З-1п (17, 104)
28	07.09.66	03-51-59.709	49-49-43.8	78-03-49.5	630	117	<20	4.8	Ж-1п (14)
29	19.10.66	03-57-59.925	49-44-49.6	78-01-13.9	721	185	<150	5.6	13 (41)
30	29.10.66	03-57-59.62	49-47-02	78-00-15	705	82	<20		Г
31	19.11.66	03-57-59.4	49-49-38	78-03-19	625	93	<20		Ж-3п (11)
32	03.12.66	05-02-00.2	49-44-48.8	78-02-00.1	665	153	<20 <20	4.8	14 (180)
33	30.01.67	04-01-59.5 -59.525	49-46-02.8 49-46-01.2	77-59-29.0 77-59-29.4	727	131	<20 <20	4.8	611
34	26.02.67	03-57-59.852	49-44-44.5	78-04-56.3	676	241	<150	6.0	21 (100)
35	25.03.67	05-58-01.1 -01.101	49-45-13.0 49-45-12.4	78-03-46.8 78-03-46.9	728	152	<20 <20	5.3	19 (57)
36	20.04.67	04-08-00.145	49-44-29.8	78-06-19.5	739	225	<150	5.5	25п (23, 96)
37	28.05.67	04-07-59.608 -59.608	49-45-30.7 49-45-23.1	78-01-10.9 78-01-00.8	765	262	<20 <20	5.4	11п (21)
38	29.06.67	02-56-59.865	49-49-00.1	78-02-56.5	653	195	<20	5.3	703
39	15.07.67	03-26-59.90	49-50-09.3	78-07-05.4	580	161	<20	5.4	506 (64)
40	04.08.67	06-58-00.13 -00.13	49-45-39.9 49-45-37.0	78-03-21.8 78-03-19.8	537	160	<20 <20	5.3	18 (131)
41	02.09.67	04-04-00.11	49-44-42	78-01-21	721		<20		13п (29)
42	17.10.67	05-04-00.24 -00.24	49-46-51.2 49-46-48.4	78-00-13.8 78-00-19.9	698	181	<20 <20	5.6	Б
43	30.10.67	06-04-00.00	49-47-39.7	78-00-28.3	670	173	<20	5.3	501
44	08.12.67	06-03-59.8	49-49-01.7	78-09-49.6	504	150	<20	5.4	507
45	07.01.68	03-46-59.9	49-45-15.9	78-01-51.4	698	237	<20	5.1	810
46	24.04.68	10-35-59.7	49-50-42.7	78-06-11.6	587	127	<20	5.0	505 (89)
47	23.05.68				617		<0.001		504 (53)
48	11.06.68	03-05-59.69	49-47-34.8	78-08-42.3	660	149	<20	5.2	605 (142)
49	12.07.68	12-07-59.97 -59.97	49-45-16.9 49-45-16.6	78-05-23.8 78-05-29.7	642	172	<20 <20	5.3	608 (119)
50	20.08.68	04-05-59.6	49-49-21.5	78-04-28.1	705	208	<20 <0.001	4.8	А-7
51	05.09.68	04-05-59.615	49-44-29.8	78-04-32.1	651	162	<20	5.4	509
52	29.09.68	03-43-00.000	49-48-43.1	78-07-19.0	675	290	60	5.8	Е-2
53	29.10.68	03-54-00.01	49-49-50	78-05-19	617	143	<20		504п (47)
54	09.11.68	02-54-00.065	49-48-01.9	78-08-20.8	724	125	<20	4.9	606
55	18.12.68	05-01-59.725	49-44-45.4	78-05-31.3	670	194	<20	5.0	508
56	07.03.69	08-26-59.815	49-49-17.3	78-03-45.6	650	214	<150	5.6	Ж-2п (18)
57	04.04.69	04-56-59.92	49-45-12	78-03-35	728		<20		19п (35)
58	13.04.69	04-03-59.83	49-44-09	78-06-02	673	119	<20		24п (25)
59	16.05.69	04-02-59.677	49-45-33.9	78-04-32.8	629	184	<20	5.2	709 (107)
60	04.07.69	02-46-59.552 -59.552 -59.552	49-44-45.7 49-44-50.5 49-44-46.2	78-06-40.8 78-06-39.6 78-06-39.5	599	219	<20 <20 <20	5.2	710
61	23.07.69	02-47-00.2	49-48-56.3	78-07-46.6	659	175	16	5.4	801
62	11.09.69	04-02-00.038 -00.038	49-46-34.7 49-46-36.0	77-59-48.1 77-59-39.3	682	190	<20 <20	5.0	503
63	01.10.69	04-02-59.933 -59.933	49-46-57.0 49-46-57.7	78-05-53.9 78-05-56.2	634	144	<20 <20	5.2	607
64	30.10.69	04-06-59.7	49-50-20	78-07-03	580	86	<20		506п (39)
65	27.11.69	05-02-59.77	49-49-50	78-04-14	600	219	<20		511
66	29.12.69	04-02-00.0	49-44-01.2	78-06-08.1	496	86	<20	5.1	Ш-1
67	29.01.70	07-03-00.025	49-47-44.1 49-47-43.1 49-47-42.4	78-07-26.2 78-07-26.0 78-07-24.0	727	214	<20 <20 <20	5.5	802 (158)
68	18.02.70				700		<0.001		Ш-2
69	27.03.70	05-02-59.597	49-44-52.1	77-59-56.3	698	136	<20	5.0	610
70	27.05.70	04-03-00.0	49-43-52.7	78-05-55.0	580	66	<20	3.8	Ш-3
71	28.06.70	01-57-59.956	49-48-05.4	78-06-24.5	656	332	<150	5.7	510 (78)
72	28.06.70	01-57-59.956 -59.956	49-46-34.9 49-46-36.3	78-02-58.7 78-02-59.9	650	157	<20 <20		705
73	24.07.70	03-56-59.94	49-48-35.0	78-07-42.2	732	154	<20	5.3	120
74	06.09.70	04-02-59.91	49-45-35.1	78-00-19.4	752	188	<20	5.4	8

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	L м	P кт	m_b	№ испытания
75	06.09.70	04-02-59.926	49-47-05.5	78-00-32.8	680	212	<20		502
76	17.12.70	07-01-00.0	49-44-44.3	78-05-57.0	624	193	<150	5.4	193
77	29.01.71	05-02-59.95	49-48-13	78-09-42	657	135	<20		114
78	22.03.71	04-33-00.265	49-47-54.5	78-06-32.3	656	283	<150	5.7	510п (71)
79	22.03.71	04-33-00.29	49-46-05	78-04-26	601	145	<20		807
80	09.04.71	02-32-59.86	49-49-53	78-02-06	632	69	0.23		148/1
81	25.04.71	03-32-59.905	49-46-06.7	78-02-02.1	689	296	90	5.9	706 (125)
82	25.05.71	04-03-00.4	49-48-05.9	78-08-19.8	761	132	<20	5.1	119
83	29.11.71	06-02-59.87	49-44-36.3	78-04-42.6	766	203	<20 <20	5.4	105
84	15.12.71	07-52-59.8	49-49-35.0	77-59-50.3	691	115	<20	4.9	157
85	30.12.71	06-21-00.13	49-45-09	78-00-00	714	183	<20		809
86	30.12.71	06-21-00.182	49-45-36.1	78-02-13.7	715	249	<150	5.8	609 (120)
87	10.03.72	04-56-59.844 -59.846	49-44-43.1 49-44-44.7	78-07-10.9 78-07-10.5	672	171 167	<20 <20	5.4	201
88	28.03.72	04-22-00.056 -00.056 -00.056	49-43-58.8 49-43-59.0 49-44-01.5	78-04-27.1 78-04-32.5 78-04-48.3	655	140 124 55	<20 <20 <0.001	5.1	191
89	20.04.72				587		<0.001		505п (46)
90	07.06.72	01-27-59.98	49-49-36.3	78-06-55.7	618	208	<20	5.4	110 (102)
91	07.06.72	01-28-00.03	49-46-16	77-59-04	620		<20		601
92	06.07.72	01-03-00.0	49-44-15.0	78-06-36.2	650	81	<20	4.4	157-М
93	16.08.72	03-16-59.82	49-45-55.7	78-03-31.8	555	139	8	5.0	708
94	10.12.72 Б	04-27-00.04	49-49-09.8	78-03-29.6	646	264	<150	5.6	140
95	10.12.72	04-27-00.04	49-49-33.4	78-05-07.4	660	167	<20		3-2 (168)
96	28.12.72	04-27-00.0	49-44-21.1	78-06-22.5	739	132	<20	4.9	25пп (23, 36)
97	16.02.73	05-02-59.97	49-48-19.0	78-06-15.1	768	225	<150	5.5	113 (146)
98	10.07.73	01-27-00.057 -00.057 -00.057	49-46-22.7 49-46-21.3 49-46-21.9	78-02-45.1 78-02-47.4 78-02-50.0	684	171 165 160	<20 <20 <0.001	5.2	806
99	26.10.73	04-27-00	49-44-44	78-07-55	575	144	<20	5.2	205
100	31.12.73	04-03-00.11	49-44-34	78-05-04	676	145	<20		21п (34)
101	30.01.74	04-56-59.81 04-57-04.575 -04.575	49-48-55.4 49-48-54.1 49-48-58.5	78-02-24.6 78-02-30.2 78-02-30.3	677	149 186 157	<20 <20 <20	5.4	603 (159, 169, 170)
102	28.02.74				618		<0.001		110п (90)
103	16.05.74	03-03-00.07	49-44-43.9	78-02-16.9	652	156	<20	5.2	176 (189)
104	25.06.74	03-57-00.21			630		<20	4.7	3-1пп (17, 27)
105	10.07.74	02-56-59.98	49-46-42	78-06-10	600	139	<20	5.2	195 (154)
106	13.09.74	03-02-59.887	49-45-53.3	78-03-17.8	690	157	<20	5.2	179
107	16.12.74	06-22-59.96	49-45-42	78-04-39	629	137	<20	5.0	709п (59)
108	16.12.74	06-41-00.269	49-49-53	78-01-59	600	122	3.8	4.8	148/5
109	20.02.75	05-33-00.006 -00.006 -00.006	49-46-37.7 49-46-37.7 49-46-37.7	78-00-09.0 78-00-10.2 78-00-10.6	749	248 242 238	<20 <20 <20	5.7	163 (122)
110	20.02.75	05-33-00.14	49-47-47.6	78-00-43.7	665	149	<20		156
111	11.03.75	05-43-00.053	49-44-43.1	78-06-22.5	650	208	<20	5.4	101 (121)
112	08.06.75	03-27-00.00	49-45-36.1	78-00-52.0	772	298	<20	5.5	165
113	15.07.75	02-57-00.042	49-47-52.9	78-06-11	686		<20 <20		133 (138)
114	07.08.75	03-56-59.984	49-47-42	78-07-36	711	140	<20	5.2	123 (133)
115	07.08.75	03-57-00.005	49-48-12	78-07-25	711	150	<20		122 (134)
116	05.10.75	04-26-59.921	49-46-45	78-05-46	635	148	<20		192 (157)
117	13.12.75	04-56-59.95	49-48-26	78-06-55	770	257	<20	5.1	604 (127)
118	15.01.76	04-47-00.01	49-48-41.9	78-09-25.8	602	153	<20	5.2	115 (148, 149, 153)
119	17.03.76	05-03-00.24	49-45-16	78-05-46	642		<20		608п (49)
120	10.04.76	05-02-59.95	49-45-26	78-02-34	715	99	<20		609п (86)
121	21.04.76 Б	04-58-00.01	49-44-52.8	78-06-24.8	650	130	<20	5.1	101п (111)
122	19.05.76	02-56-59.91	49-46-37.7	78-00-28.7	749	142	<20	5.0	163п (109)
123	23.07.76	02-32-59.99	49-44-56	78-03-44	694	153	<20	5.1	185 (137, 139)
124	30.10.76	04-57-00	49-49-41	78-03-11	625	84	<20	4.7	143
125	30.12.76	03-57-00.094 -00.097	49-46-22.2 49-46-25.3	78-02-07.0 78-02-08.0	689	318 312	<20 <20	5.2	706п (81)

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	L м	P кт	m_b	№ испытания
126	29.03.77 СУ	03-56-59.902 -59.902 -59.902	49-46-12.3 49-46-13.8 49-46-16.9	78-00-55.0 78-00-55.9 78-00-57.3	739	188 169 143	<20 <20 <0.001		707
127	25.04.77	04-07-00.078	49-48-33.7	78-06-47.3	770	130	<20	5.1	604п (117)
128	30.07.77	01-57-00.061	49-44-59.8 49-45-01.3	78-02-24.1 78-02-21.7	682	175 158	<20 <20	5.1	175 (155, 201, 206)
129	17.08.77	04-27-00	49-49-37	78-07-08	640	137	<20	5.1	111 (166)
130	29.10.77 Б	03-07-00.054 -00.060	49-49-34.0 49-49-40.9	78-04-54.0 78-04-53.3	638	233 181	<20 <20	5.6	136 (152, 174, 178)
131	27.11.77	03-57-00	49-45-24	78-03-11	537	83	<20		18п (40)
132	26.12.77	04-03-00.15	49-48-59	78-03-18	722	138	<20	4.9	803 (147)
133	26.12.77	04-03-00.371	49-47-48	78-07-37	752	107	<20		123п (114)
134	26.12.77	04-03-00.37	49-48-10	78-07-34	711	82	<20 <20 <0.001		122п (115)
135	26.03.78	03-56-59.95 -59.955	49-45-50 49-45-47.5	78-00-00.1 77-59-59.2	704	260	<20 <20	5.6	701 (150)
136	22.04.78	03-07-00.03	49-44-44	78-07-30	579	162	<20 <20 <20	5.3	204 (165, 167)
137	24.05.78				694		<0.001		185п (123, 139)
138	29.05.78	04-56-59.92	*49.7986*	*78.1022*	686	108	<20	4.7	133п (113)
139	02.06.78				694		<0.001		185пп (123, 137)
140	28.07.78	02-46-59.95 -59.95	49-45-05 49-44-53	78-05-46 78-05-19.9	623	256	<150 <20 <20 <20 <20	5.7	104
141	29.08.78 Б	02-36-59.89 -59.89 -59.89	49-48-24.8 49-48-28.6 49-48-38	78-06-36.3 78-06-35.8 78-06-37	770	174 130 45	<20 <20 <0.001	5.2	107
142	20.09.78	05-03-00.094	49-47-44.2	78-08-56.7	660	75	<20	4.3	605п (48)
143	15.10.78	05-37-00.16	49-44-14	78-06-59	645	150	<20	5.2	200АСМ
144	31.10.78	04-17-00.20	49-47-13	78-05-52	638	142	<20	5.2	194
145	29.11.78 Б	04-32-59.92	49-46-56.5	78-00-32.4	750	164	<20	5.3	162
146	14.12.78	04-42-59.975	49-48-32	78-06-21	768	95	<20	4.8	113п (97)
147	20.12.78	04-32-58.84	*49.8169*	*78.0542*	722		<20 <20	4.7	803п (132)
148	23.03.79				602		<0.001		115п (118, 149, 153)
149	10.04.79				602		<0.001		115пп (118, 148, 153)
150	06.05.79	03-16-59.91 -59.91	49-45-47 49-45-46	77-59-42 77-59-36	704	167	<20 <20	5.2	701п (135)
151	31.05.79	05-55-00.10 -00.10 -00.10	49-49-03 49-49-02 49-48-59	78-04-10 78-04-08 78-04-03	745	165 140 98	<20 <20 <20	5.3	141
152	31.05.79	05-55-00.11	49-49-47	78-04-59	638	114	<20		136п (130, 174, 178)
153	12.06.79				602		<0.001		115ппп (118,148,149)
154	18.07.79 СУ	03-17-00.029	49-46-59	78-06-27	600	55	<20		195п (105)
155	27.09.79	04-12-59.99	49-45-00	78-02-35	682	100	<20	4.5	175п (128, 201, 206)
156	18.10.79	04-17-00.135	49-49-12	78-06-01	659	115	<20 <20	5.2	128
157	30.11.79	04-53-00.45	49-46-48	78-05-38	635	99	<20	4.5	192п (116)
158	21.12.79	04-42-00.01	49-47-38	78-07-10	727	102	<20	4.7	802п (67)
159	14.03.80						<0.001		603п (101, 169, 170)
160	10.04.80	04-07-00.109	49-46-59	78-03-16	655	144	<20 <20	5.0	181
161	22.05.80	03-57-00.096	49-46-23.1	78-01-47.6	691		<20 <20 <20	5.5	173
162	25.06.80	02-27-00.11	49-49-24	78-06-22	650	149	<20		127
163	31.07.80	03-33-00.1 -00.1	49-47-43 49-47-40	78-05-30 78-05-30	689	147 126	<20 <20	5.3	902

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	L м	P кт	m_b	№ испытания
164	25.09.80	06-21-13.091	*49.7855*	*78.0805*	663	93	<20	4.7	К-1 (К-2/1)
165	23.10.80	04-59-05.04	49-44-54	78-07-43	579		<20		204п (136, 167)
166	05.12.80	04-17-13.15	49-49-41	78-07-03	640	78	<20 <20 <20		111п (129)
167	05.12.80	04-57-13	49-44-57	78-07-46	579	33	<20		204пп (136, 165)
168	26.12.80	04-07-08.89	49-49-33	78-05-19	660	74	<20	4.5	3-2п (95)
169	25.03.81				677		<0.001		603пп (101, 159)
170	04.06.81				677		<0.001		603ппп (101,159,169)
171	30.06.81	01-57-15.29	49-45-57	78-04-29	633	110	<20 <20	5.2	187
172	17.07.81	02-37-18.2	49-48-22	78-08-06	802	146	<20	5.2	106
173	14.08.81	02-27-15.16	49-45-23	78-03-21	717	145	<20 <20 <20	5.0	184
174	16.10.81				638		<0.001		136пп (130, 152, 178)
175	20.11.81	04-57-05.144	49-44-20	78-05-52	620	165	<20 <20	5.1	103
176	22.12.81	04-31-05.26	49-49-40	78-04-38	638	165	<20 <20 <20	5.1	135
177	19.02.82	03-56-13.4	49-48-47 49-48-50	78-02-02 78-02-02	623	156 136	<20 <20	5.4	150 (183, 185, 188)
178	06.04.82	06-30-00	49-49-58	78-04-52	638	23	<20		136ппп (130,152,174)
179	25.06.82	02-03-07.16	49-46-26	78-06-06	590	128	<20 <20	4.2	196
180	23.08.82	02-43-06.69	49-44-39	78-01-58	665	112	<20 <20	4.7	14п (32)
181	21.09.82	02-57-03.17 -03.17	49-47-00 49-46-58	78-08-08 78-08-02	587	142 97	<20 <20	5.2	203 (191)
182	25.12.82	04-23-08.12 -08.12	49-46-41 49-46-40	78-01-55 78-01-53	706	107 92	<20 <20	4.8	172
183	11.03.83				623		<0.001		150п (177, 185, 188)
184	30.03.83	04-17-10.05	49-46-50	78-02-32	670	105	<20	4.9	177
185	11.04.83	03-53-09.17	49-49-02	78-02-02	623		<20		150пп (177, 183, 188)
186	12.04.83	03-41-08.02	49-47-22	78-04-55	672	90	<20	4.9	186
187	30.05.83	03-33-47.13	49-44-34.1	78-06-35.7	533		<20 <20	5.5	215
188	09.06.83	04-17-57.09	49-49-03	78-02-02	623	62	<20		150ппп (177,183,185)
189	24.06.83	02-56-13.67	49-44-49	78-02-15	652	93	<20	4.7	176п (103)
190	11.09.83	06-33-13.031	*49.7854*	*78.0806*	665		<20	4.9	К-2 (К-2/2)
191	02.11.83	04-19-05.02	49-46-54	78-07-53	587	64	<20		203п (181)
192	29.11.83	02-19-08.79	49-44-05	78-05-57	681	168	<20	5.4	216
193	29.11.83	02-19-08.85 -08.85	49-45-44 49-45-41	78-03-05 78-03-03	823	131 115	<20 <20		180
194	26.12.83	04-29-09.2	49-47-50	78-06-16	611	216	<20	5.6	129 (196, 199)
195	15.04.84	03-17-11.52 -11.52	49-44-57.8 49-45-07	78-04-48.6 78-05-04	650	277 187	<150 <20	5.7	190
196	07.06.84	04-20-05.91	49-47-36	78-06-26	611	45	<20		129п (194, 199)
197	09.09.84	02-59-08.72 -08.72	49-48-20 49-48-19	78-06-00 78-05-59	719	195 183	<20 <20 <20 <20	5.1	132 (210)
198	18.10.84	04-57-08.01	49-43-55	78-05-52	630	88	<20	4.5	200М-бис
199	25.10.84	13-06-04.79	49-47-33	78-06-27	611	41	<20		129пп (194, 196)
200	23.11.84	03-55-07.33 -07.33	49-48-58 49-48-53	78-03-25 78-03-26	732	110 113	<20 <20 <20	4.7	803-бис
201	11.07.85	02-57-02.896	49-45-00	78-02-41	682	64	<20	4.0	175пп (128, 155, 206)
202	19.07.85	04-07-03.12	49-48-23	78-03-31	710	128	<20		901 (217)
203	25.07.85	03-11-19.01	49-48-52	78-00-37	654	117	<20 <20 <20	5.0	152

№ п/п	Дата д. м. г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	L м	P кт	m_b	№ испытания
							<20		
204	26.02.87	04-58-24.287	49-49-44	78-05-02	635	146	<20	5.4	130
205	03.04.87 Б	01-17-16.31	49-44-46	78-06-54	597		<20 <20 <20		208
206	17.04.87 Б	01-03-07.143	49-45-02	78-03-15	682	27	<20		175ппп (128,155,201)
207	06.05.87	04-02-08.43	*49.7742*	*77.9986*	772		<20	5.6	164 (212)
208	06.06.87	02-37-09.256	49-49-55	78-04-18	604	172	<20	5.4	138
209	17.07.87	01-17-09.184	49-46-28	78-01-46	738	251	<150	5.8	168 (213)
210	18.09.87	02-32-08.86	49-48-16	78-05-40	719	69	<20 <20	4.3	132п (197)
211	16.10.87	06-06-06.519	49-43-49	78-05-22	620	76	<20	4.6	К-85
212	20.12.87	02-55-08.915	49-46-30	78-00-23	772	103	<20	4.8	164п (207)
213	06.02.88	04-19-08.72	49-46-11	78-01-33	738	163	<20 <0.001 <0.001	4.8	168п (209)
214	22.04.88	09-30-09.17	49-47-34	78-06-10	629	115	<20	4.9	704
215	18.10.88	03-40-08.927	49-46-48	78-00-38	733	122	<20	4.9	034
216	23.11.88	03-57-08.953 -08.953	49-46-21 49-46-29	78-02-14 78-02-16	693	193 103	<20 <20 <0.001	5.3	169/1
217	28.12.88	05-28-08.95 -08.95	49-48-19 49-48-19	78-03-49 78-03-51	710	135 114	<20 <20	3.9	901п (202)
218	17.02.89	04-01-09.08 -09.08	49-49-23 49-49-35	78-04-08 78-03-46	648	139 37	<20 <20	5.0	139
219	04.10.89	11-30-00.03	49-44-58	78-00-45	680	91	<20	4.7	169/2

Примечание: Время (по Гринвичу) – взрыва в гипоцентре; Б или СУ – примерно в это же время были испытания на площадках Балапан или Сары-Узень; широта и долгота в размерности градусов (полужирным курсивом) [22]; H – высота портала штольни над уровнем моря [23]; L – линия наименьшего сопротивления гипоцентра; P – мощность испытания [13]; № испытания – [13], в скобках номера п/п таблицы 4 предыдущих и последующих испытаний в этой же штольне.

Таблица 5 . Параметры подземных ядерных испытаний на площадках Сары-Узень и Телькем СИП

№ п/п	Дата д.м.г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	h м	V_p км/с	P кт	m_b	№ испытания
1	14.10.65	04-00-00.2	49-59-26.3	77-38-08.6	454	48	4.00	1.1		1003, выброс
2	18.12.66	04-58-00.023	49-55-28.5	77-44-50.0	451	427	4.70	<150	5.8	101
3	16.09.67	04-04-00.345	49-56-13.9	77-43-41.2	457	230	4.13	<20	5.3	102
4	22.09.67	05-04-00.0	49-57-34.7	77-41-27.8		229	3.38	10	5.2	105
5	22.11.67	04-03-59.88	49-56-31.0	77-41-12.6		227	3.40	<20	4.8	106
6	21.10.68 "Телькем"	03-52-00.0	49-43-40.3	78-29-10.6		31.4	3.50	0.24		2308, выброс
7	12.11.68 "Телькем-2"	07-30-00.0	49-42-44.8	78-27-40.8		31.4	3.20	0.24 0.24 0.24		2305, выброс 2306, выброс 2307, выброс
8	31.05.69	05-01-59.4	49-57-01.1	77-41-39.2		258	3.60	<20	5.3	108
9	28.12.69	03-47-00.201	49-56-14.4	77-42-51.2	657	388	4.13	40	5.7	107
10	21.07.70	03-02-59.72	49-57-08.7	77-40-22.4	457	225	4.73	<20	5.4	104
11	04.11.70	06-02-59.771	49-59-21.2	77-45-44.8	437	249	4.80	<20	5.4	125
12	06.06.71	04-02-59.664	49-58-31.5	77-39-37.0	627	299	3.60	16	5.5	110
13	19.06.71	04-04-00.140	49-58-08.5	77-38-26.9	459	290	3.90	<20	5.4	129
14	09.10.71	06-02-59.7	49-58-40.4	77-38-29.2		237	4.60	12	5.3	111
15	21.10.71	06-02-59.73	49-58-25.7	77-35-50.4	478	324	4.10	23	5.5	127
16	26.08.72	03-46-59.7	49-58-55.1	77-42-59.8		285	4.27	<20	5.3	132
17	02.09.72	08-56-59.9	49-57-33.9	77-38-27.2		185	4.26	2	4.9	128
18	19.04.73	04-32-59.967	49-58-19.2	77-36-36.6	472	252	3.10	<20	5.4	131
19	28.11.74	05-58-59.84	49.9172	77.6283		324		<20		215 отказ ?
20	07.12.74 "Лазурит"	06-00-00.14	49-55-46.1	77-31-50.6		74.9	4.65	1.7		Р-1
21	04.08.76	02-57-00.067	49.9400	77.7000		190	5.20	<20	4.1	133
22	29.03.77 Д	03-57-03.144	49-59-11.1	77-38-58.2	454	300	4.45	<150	5.4	130
23	19.03.78	03-46-59.64	49.9464	77.6914		233	4.88	<20	5.2	2691
24	16.02.79	04-04-00.05	49-57-55.1	77-40-15		217	4.50	<20	5.4	109
25	16.02.79	04-04-00.05	49-57-31.6	77-39-46.9		292	5.30	<20		2803

№ п/п	Дата д.м.г.	Время (Гринвич) час-мин-сек	Широта °-'-"	Долгота °-'-"	H м	h м	V_p км/с	P кт	m_b	№ испытания
26	18.07.79 Д	03-17-05.1	49-55-14.2	77-45-06		210	4.20	<20	5.2	2613
27	04.04.80	05-32-00.864	49-59-47.7	77-49-34.3		215	4.70	<20	4.9	126

Примечание: Д после даты – примерно в это же время было испытание на площадке Дегелен; широта и долгота в размерности градусов (полужирным курсивом) – по сообщению В.Е. Коновалова (ИГИ НЯЦ РК); H – высота поверхности над уровнем моря; h – глубина заложения заряда (гипоцентра); V_p – скорость продольной волны в гипоцентре; P – мощность испытания [13]; № испытания – [13].

Таблица 6. Подземные испытания на площадке Дегелен в порядке личных номеров

№ испытания	Дата д. м. г.	№ испытания	Дата д. м. г	№ испытания	Дата д. м. г	№ испытания	Дата д. м. г.	№ испытания	Дата д. м. г.
1	17.09.65	123п	26.12.77	175п	27.09.79	506п	30.10.69	809	30.12.71
8	06.09.70	127	25.06.80	175пп	11.07.85	507	08.12.67	810	07.01.68
11	20.03.66	128	18.10.79	175ппп	17.04.87	508	18.12.68	901	19.07.85
11п	28.05.67	129	26.12.83	176	16.05.74	509	05.09.68	901п	28.12.88
13	19.10.66	129п	07.06.84	176п	24.06.83	510	28.06.70	902	31.07.80
13п	02.09.67	129пп	25.10.84	177	30.03.83	510п	22.03.71	А	04.02.65
14	03.12.66	130	26.02.87	179	13.09.74	511	27.11.69	А-п	11.05.65
14п	23.08.82	132	09.09.84	180	29.11.83	601	07.06.72	А-1	02.02.62
17	05.08.66	132п	18.09.87	181	10.04.80	603	30.01.74	А-1ш	29.07.65
18	04.08.67	133	15.07.75	184	14.08.81	603п	14.03.80	А-4	16.05.64
18п	27.11.77	133п	29.05.78	185	23.07.76	603пп	25.03.81	А-4п	21.04.66
19	25.03.67	135	22.12.81	185п	24.05.78	603ппп	04.06.81	А-5	19.07.64
19п	04.04.69	136	29.10.77	185пп	02.06.78	604	13.12.75	А-6	15.03.64
21	26.02.67	136п	31.05.79	186	12.04.83	604п	25.04.77	А-6ш	30.09.64
21п	31.12.73	136пп	16.10.81	187	30.06.81	605	11.06.68	А-7	20.08.68
24	21.07.66	136ппп	06.04.82	190	15.04.84	605п	20.09.78	А-8ш	18.08.64
24п	13.04.69	138	06.06.87	191	28.03.72	606	09.11.68	Б	17.10.67
25	07.05.66	139	17.02.89	192	05.10.75	607	01.10.69	В-1	11.10.61
25п	20.04.67	140	10.12.72	192п	30.11.79	608	12.07.68	В-2	06.06.64
25пп	28.12.72	141	31.05.79	193	17.12.70	608п	17.03.76	В-2п	27.03.65
034	18.10.88	143	30.10.76	194	31.10.78	609	30.12.71	Г	29.10.66
101	11.03.75	148/1	09.04.71	195	10.07.74	609п	10.04.76	Е-1	13.02.66
101п	21.04.76	148/5	16.12.74	195п	18.07.79	610	27.03.70	Е-2	29.09.68
103	20.11.81	150	19.02.82	196	25.06.82	611	30.01.67	Ж-1	17.06.65
104	28.07.78	150п	11.03.83	200 АСМ	15.10.78	701	26.03.78	Ж-1п	07.09.66
105	29.11.71	150пп	11.04.83	200 М-бис	18.10.84	701п	06.05.79	Ж-2	21.11.65
106	17.07.81	150ппп	09.06.83	201	10.03.72	703	29.06.67	Ж-2п	07.03.69
107	29.08.78	152	25.07.85	203	21.09.82	704	22.04.88	Ж-3	03.03.65
110	07.06.72	156	20.02.75	203п	02.11.83	705	28.06.70	Ж-3п	19.11.66
110п	28.02.74	157	15.12.71	204	22.04.78	706	25.04.71	З-1	08.10.65
111	17.08.77	157-М	06.07.72	204п	23.10.80	706п	30.12.76	З-1п	19.08.66
111п	05.12.80	162	29.11.78	204пп	05.12.80	707	29.03.77	З-1пп	25.06.74
113	16.02.73	163	20.02.75	205	26.10.73	708	16.08.72	З-2	10.12.72
113п	14.12.78	163п	19.05.76	208	03.04.87	709	16.05.69	З-2п	26.12.80
114	29.01.71	164	06.05.87	215	30.05.83	709п	16.12.74	З-3	24.12.65
115	15.01.76	164п	20.12.87	216	29.11.83	710	04.07.69	З-5	16.11.64
115п	23.03.79	165	08.06.75	501	30.10.67	801	23.07.69	З-6	29.06.66
115пп	10.04.79	168	17.07.87	502	06.09.70	802	29.01.70	К-1	25.09.80
115ппп	12.06.79	168п	06.02.88	503	11.09.69	802п	21.12.79	К-2	11.09.83
119	25.05.71	169/1	23.11.88	504	23.05.68	803	26.12.77	К-85	16.10.87
120	24.07.70	169/2	04.10.89	504п	29.10.68	803п	20.12.78	Ш-1	29.12.69
122	07.08.75	172	25.12.82	505	24.04.68	803 бис	23.11.84	Ш-2	18.02.70
122п	26.12.77	173	22.05.80	505п	20.04.72	806	10.07.73	Ш-3	27.05.70
123	07.08.75	175	30.07.77	506	15.07.67	807	22.03.71		

По нашему мнению следует продолжить исследования вариаций времени пробега продольной сейсмической волны на основе наблюдений за промышленными взрывами. В Институте геофизических исследований (РГП ИГИ) для распознавания промышленных взрывов и землетрясений установлено порядка 330 предприятий, промышленные взрывы на которых регистрируются сейсмическими станциями РГП ИГИ [24,25]. Необходимо выбрать в асейсмичных и сейсмоактивных регионах несколько трасс, на которых можно организовать наблюдения в течение длительного времени. Правда, затруднение может вызвать необходимость регистрации координат эпицентра не хуже одной угловой секунды и времени взрыва с погрешностью менее 0.01 секунды. В настоящее время это не техническая, а скорее организационная проблема. Сложнее поддерживать эту программу в течение многих де-

сятилетий. Остаётся пожелать успеха казахстанским коллегам в исследовании вариаций скоростей сейсмических волн в календарном времени, что позволит существенно повысить оценку сейсмической безопасности прилегающих территорий.

Благодарности

Авторы благодарят А.А. Маловичко, О.Е. Старовойта, С.Г. Пойгину, Е.Б. Терехову, Л.С. Петухову (Геофизическая служба РАН, г. Обнинск) за многолетнюю помощь в выполнении данных исследований, а также сотрудников института динамики геосфер РАН В.В. Адушкина, В.М. Овчинникова, Д.Н. Краснощёкова, Т.В. Челюбееву за постоянное внимание и поддержку.

Литература

1. Адушкин, В.В. О динамических процессах во внутренних геосферах Земли по временам пробега сейсмических волн / В.В. Адушкин, В.А. Ан, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // ДАН, 2001. – Т. 381, № 6. – С. 822 – 824.
2. Ан, В.А. Время пробега сейсмической волны Pn на трассе Семипалатинский испытательный полигон – сейсмическая станция "Боровое" / В.А. Ан, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып.2. – С. 55 – 58.
3. Ан, В. А. Изменения времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени / В.А. Ан, Н.Н. Михайлова, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК, 2005. – Вып. 2. – С. 41 – 45.
4. Ан, В.А. Подземный ядерный взрыв – «инструмент» исследования динамики внутреннего строения Земли / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК, 2006. – Вып. 2. – С. 41 – 45.
5. Ан, В. А. Изменения параметров внутренних геосфер Земли на интервале 1961 – 1992 гг. / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П. Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК, 2007. – Вып. 2. – С. 27 – 32.
6. Ан, В.А. Оценка линейного тренда времени пробега продольной сейсмической волны для станций Казахстана и Кыргызстана / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып. 1 (49). – С. 33 – 37.
7. Ан, В. А. Вариации времени пробега продольной сейсмической волны / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып. 2 (50). – С. 25 – 33.
8. Ан, В.А. Изменения времени пробега продольной волны P на трассе Невадский полигон – сейсмические станции Иультин, Сеймчан, Бодайбо, Закаменск / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК, 2013. – Вып. 2. – С. 56 – 63.
9. Ан, В.А. Оценка тренда времени пробега волны P на сейсмических станциях Каджи-Сай, Манас, Арал / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 28 – 31.
10. Ан, В.А. О нормалях магнитных цифровых записей архива геофизической обсерватории «Боровое» / В.А. Ан, И.П. Башилов, П.Б. Каазик, В.А. Коновалов // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 3. – С. 62 – 69.
11. Кондорская, Н.В. Сейсмические станции Единой системы сейсмических наблюдений СССР (ЕССН) на 01.01.1990 г. / Н.В. Кондорская, И.В. Фёдорова // М.: ОИФЗ РАН, 1996. – 36 с.
12. Springer, D.I. Seismic source summary for all U.S. below□surface nuclear explosions / D.I. Springer, G.A. Pawloski, J.L. Ricca, R.F. Rohrer, D.K. Smith // Bull. Seism. Soc. Am., 2002. – V. 92, No. 5. – P. 1806 – 1840.
13. Ядерные испытания СССР. Под ред. В.Н. Михайлова. – М.: ИздАТ, 1997. – 304 с.
14. Kennett, B.L.N. Constrains on seismic velocities in the Earth from traveltimes / B.L.N. Kennett, E.R. Engdahl, R. Buland // Geophys. Journal International, 1995. – V. 122. – P. 108 – 124.
15. Эталонные сигналы частоты и времени. Бюллетень В-07-1986. – М.: Изд-во стандартов. – 1986. – 26 с.
16. Taylor, S.R. Three dimensional crust and upper mantle structure at the Nevada test site // J. Geophys. Res., 1983. – V. 88, No. 133. – P. 2220 – 2232.
17. Бочаров, В.С. Характеристики 96 подземных ядерных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне / В.С. Бочаров, С.А. Зеленцов, В.Н. Михайлов // Атомная энергия, 1989. – Т. 67. – Вып. 3. – С. 210 – 214.
18. Горин, В.В. Семипалатинский полигон: хронология подземных ядерных взрывов и их первичные радиационные эффекты (1961–1989 гг.) / В.В. Горин, Г.А. Красилов, А.И. Куркин, А.Л. Мальцев, А.М. Матущенко, С.Л. Орлов, А.В. Пичугин, С.Г. Смагулов, В.Г. Струков, В.И. Филипповский, К.В. Харитонов, А.К. Чернышев, М.В. Шумаев // Бюллетень Центра общественной информации по атомной энергии № 9/193. Спецвыпуск. Москва. ЦНИИатоминформ, 1993. – С. 21 – 32.
19. Коновалов, В.Е. Размещение объектов подземных ядерных испытаний на площадке Балапан Семипалатинского испытательного полигона / В.Е. Коновалов, О.В. Грязнов // Вестник НЯЦ РК «Геофизика и проблемы нераспространения», 2000. – Вып. 2. – С. 101 – 104.
20. Семипалатинский полигон. Обеспечение общей и радиационной безопасности ядерных испытаний. Главный редактор В.А. Логачёв. – М.: ФУ «Медбиоэкстрем», 1997. – 319 с.
21. Thurber, C. Nuclear explosion location at the Balapan, Kazakhstan, nuclear test site: the effects of high-precision arrival times and three-dimensional structure / C.Thurber, C. Trabant, F. Haslinger, R. Hartog // Phys. Earth Planet Int., 2001. – V. 123. – P. 283 – 301.
22. Trabant, C. Ground truth seismic events and location capability at Degelen mountain, Kazakhstan / C. Trabant, C. Thurber, W. Leith // Fhys. Earth Planet Int., 2002. – V. 131. – P. 155 – 171.
23. Leith, W. Degelen nuclear test and tunnel data // Technical memorandum dated June 26, 1998 to the defense threat reduction agency, US geological survey, 1998.

24. Михайлова, Н.Н. Идентификация промышленных взрывов при оценке сейсмической опасности слабосейсмичных районов Казахстана / Н.Н. Михайлова, А.Е. Великанов, И.Н. Соколова, И.Л. Аристова, Г.С. Султанова, А.С. Мукамбаев // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып. 1. – С. 68 – 73.
25. Великанов, А.Е. Изучение источников промышленных взрывов при оценке сейсмической опасности слабосейсмичных районов Казахстана / А.Е. Великанов, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова, И.Л. Аристова, А.С. Мукамбаев // Вестник НЯЦ РК, 2013. – Вып. 2. – С. 77 – 85.

ҚҰМА СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОЛҚЫННЫҢ ЖҮГІРУ УАҚЫТЫНЫҢ СЫЗЫҚТЫҚ ТРЕНДІ

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б.

РҒА Геосфера динамикасы институты, Мәскеу, Ресей

Құма сейсмикалық толқынның күнтізбелік уақытында 1°-146° арасындағы эпиорталықтық қашықтықтарда 29 трассаның әрқайсысы бойынша жүгіру уақытының сызықтық трендін 13-жылдық зерттеудің қысқаша шолуы келтірілген. Осы зерттеулер үшін Семей сынау полигонның Балапан, Дегелең, Сарыөзен, Телкем учаскелерінде жүргізілген ядролық жарылыстардың дәл гипоорталықтық координаттары мен уақыттары жүйеге келтірілген және пйдаланылған. Эпиорталықтық қашықтықтан жүгіру уақытының сызықтық трендтің анық байланысы анықталған: 5120 км. дейін азаю және 5450 км. астам қашықтықтарда ұлғаю. Жанасқан аумақтардың сейсмикалық қауіпсіздігін бағалауын жоғарылату үшін күнтізбелік уақытында сейсмикалық толқындардың жылдамдықтарының вариацияларын зерттеуін жалғастыру бойынша ұсыныстары берілген.

LINEAR TREND OF P-WAVE TRAVEL TIME

V.A. An, L.D. Godunova, P.B. Kaazik

Institute of Geosphere Dynamics, RAS, Moscow, Russia

The report is a concise review of 13-years-long studies of linear trend of P-wave travel time in calendar time at epicentral distances between 1 and 146 degrees on each of 29 paths. For this research accurate hypocentral coordinates and times of nuclear explosions have been systematized and used. These explosions were carried out at Semipalatinsk Test Site, Balapan, Degelen, Sary-Uzen and Telkem. A quite definite dependency of linear trend of travel time from epicentral distance has been identified: decrease down to 5120 km and increase at the distances of more than 5450 km. Recommendations are given on continuation of the research of variations of seismic waves velocities in calendar time to increase the estimate of seismic safety of adjacent territories.

УДК 550.34

ANOTHER VIEW OF THE HISTORY OF THE CEPSTRUM

R.C. Kemerait

Air Force Technical Applications Center Patrick Air Force Base, Florida, USA

Since this conference... and this paper... come in the twilight of my career, I thought that it might be appropriate to share my views on a subject very dear to my heart... and to my long career. In addition, it seems most appropriate that I present this summary in a forum that has also been of importance to me over the last decade or so, the International Conference on Monitoring of Nuclear Tests and their Consequences.

In 2004 the *IEEE Signal Processing* magazine published "From Frequency to Quefrency: A History of the Cepstrum." There is no question that the authors, Alan V. Oppenheim and Ronald W. Schafer, were early pioneers in this research, and this publication documents their involvement quite nicely.

This current paper is being written to document another major contributor to the research in the development of the cepstrum, the Donald G. Childers and Robert C. Kemerait team at the University of Florida, starting in 1969. At that time Professor Childers introduced one of his doctoral students to the strangely titled article utilizing the term "Cepstrum." Professor Childers had Kemerait read the article termed "The quefrency alanysis of time series for echoes: Cepstrum, pseudo-auto covariance, cross- cepstrum, and saphe cracking" in *Time Series Analysis*, M. Rosenblatt, Ed., 1963, ch. 15, pp. 209 - 243. Kemerait became intrigued with the subject and two years later in 1971 finished his Ph.d. dissertation, in which he termed Bogert [1], Healy and Tukey's original "Cepstrum" the "Power Cepstrum," to avoid confusion with the principal topic of his research, that of the "Complex Cepstrum." The term "Power Cepstrum" has become widely used in the literature. The Childers team published a summary of their work up to that time in the *IEEE Proceedings* of October 1977 and termed the article "The cepstrum: A guide to processing" [2].

In the forty-three subsequent years, Dr. Kemerait has continued to perform research by employing the cepstral techniques on many eliverse problems; however, the primary problem has always been determining the depth of an under ground, or under water event. Depth not only is the most basic of discriminants, but it also it has an important effect on determining the yield of such an event.

He has applied these techniques to biomedical data (EEG, EKG, and Visual-evoked responses); on hydroacoustic data (which usually estimates the "bubble pulse" frequency and the depths of the explosion and the ocean at that place); and in ground penetrating radar, speech studies, machine diagnostics, and, through-out the years, seismic data.

As Oppenheim and Schafer point out in their 2004 article, the term "Cepstrum" has become an important part of the digital processing lexicon. I believe that Don Childers and his several students have played an important part in this process. The many articles and papers published by Kemerait and other researchers, covering a wide range of topics, demonstrate not only the popularity of the subject but also the importance of the leadership of both teams to its history.

I should be remiss if I did not give credit to an AFTAC team headed by Mr. Paul Semmler. In 1974 I began working for ENSCO, Inc., a contractor for AFTAC. AFTAC, at that time, had recently moved to Patrick Air Force Base, Florida, and ENSCO, being an AFTAC contractor, primarily on hydroacoustic data, hired me because of my research with the cepstrum technique. At that time I was surprised to learn that ENSCO had been performing cepstrum research for several years, using the cepstrum technique on hydroacoustic data. Interestingly, they had incorporated into their algorithms the use of the square root of the spectrum, rather than the log, since the hydroacoustic data had sufficient bandwidth. This was still a nonlinear operator; however, it appeared to perform better in some cases than the use of the logarithm. When I introduced ENSCO to the process of computing the cepstrum on seismic data, we stayed with the log operator due to the reduced bandwidth when compared with the hydroacoustic data.

In summary, it has been a rewarding career to have worked so long on such a significant technique; this paper highlights a number of unique accomplishments that the author has achieved in his years of researching and solving meaningful problems with the cepstrum techniques.

BACKGROUND

As explained in many articles and papers, the origin of the cepstrum began with the case where one has a signal, with an echo of this signal forming the time series. This situation is found in many applications, and can be represented by equation (1):

$$x(t) = s(t) + \alpha s(t-\tau) \qquad (1)$$

Now, computing the power spectral density gives the equation (2),

$$\left|\mathrm{X}(f)\right|^2 = \left|\mathrm{S}(f)\right|^2 \left[1 + \alpha^2 + 2\alpha\cos(2\pi f\tau)\right] \qquad (2)$$

As shown in Bogert, et. al.'s original work [1], the power spectral density of a signal plus an echo has the form of an envelope that modulates a periodic function of frequency. Since the logarithm of a product is the

sum of the individual parts, we see that the logarithm we are left with is equation (3).

$$C(f) = \log\left|X(f)\right|^2 \quad (3)$$

$$C(f) = \log\left|S(f)\right|^2 + \log[1+\alpha^2+2\alpha\cos(2\pi f\tau) \quad (4)$$

Using classical spectral analysis, we see that C(f) can be viewed as a waveform with an additive periodic component, whose "fundamental frequency" is the echo delay time. In classical spectral analysis of time series data, periodic components show up as sharp peaks in the power spectral domain. Thus, the power spectrum of the log power spectrum should show a peak when the original time series contained a signal plus an echo. This new "spectral domain" was termed the "quefrency domain", and Bogert, et. al. [1] termed the power spectrum of the log of the power spectrum of a time series as the cepstrum (which later, in my dissertation, I subsequently called the power cepstrum). Another modification that I have subsequently made is to NOT take the absolute value after the final transform; I have encountered many situations where the echo can either be in-phase, or our-of-phase, with the main signal, and retaining this information in the cepstrum is very valuable, for example for an underwater explosion containing a bubble pulse (in-phase), a surface reflection (out-of-phase), and a bottom reflection (in-phase). Retaining the polarity of the cepstral peaks helps sort out the bubble pulse (critical in yield estimation), the depth of the explosion (also important to estimating the yield), and the depth of the water at the point of the explosion

In our research in seismology, we have found that employing the deconvolution property of the complex cepstrum has been most beneficial. All of the data that we have encountered has been non-minimum phase, yielding complex cepstrums with many peaks, both negative and positive, in positive and negative time. Liftering each of the negative peaks in positive time can possibly represent an "echo" of interest, and then inverting the process back to the time domain we are empirically able to sort out those peaks that represent echoes of interest from those peaks that do not represent valid echoes. This process has been documented in a number of papers. We should note that the French have applied sophisticated signal processing to similar data and use the original power cepstrum (all positive peaks) for events of interest. We have also investigated the application of weight to the time series before computing the transform. The form of weighting that has been used is the multiplication of the first sample by the weighting factor, the second by that factor squared, the third by that factor cubed, and so forth. The weighting factor can be slightly less than unity, or slightly greater than unity. The first case makes the resulting time series more minimum phase than it originally was (or more maximum phase for greater than unity weighting). Another way to look at this weighting is that it smooths the spectrum and, by so doing, may help the phase unwrapping process. It should be made clear that when weight is applied to the original time series, the deconvolved waveform must be unweighted before any further processing is attempted, such as correlation analysis.

PROCESSING RESULTS

In this section we demonstrate the cepstral technique on modeled as well as on real data. The primary emphasis in my research was on the deconvolution process; there are several related attributes of this process. First, we show the deconvolution process on two modeled waveforms: one in-phase simulating two explosions (or one explosion and its bubble pulse), and a P-phase and its depth phase, pP. By using the modeled waveforms we deconvolve the signals, then subtract the deconvolved signal from the original time series, thereby obtaining an estimate of the echo. As a check on the process we sum the two signals and cross-correlate this summed signal with the original signal. This gives a numerical indication of the validity of the over all process.

To illustrate one potential benefit of the weighted time series: we add noise to our modeled waveform (signal plus an echo) until we encounter a phase unwrap error; we then apply weight to the time series (thereby eliminating the unwrap error), perform the deconvolution, un-weight the deconvolved time series, and perform our routine check on the process.

As another illustration, we have optimized the "comb liftering" process. Here, we are frequently faced with a distortion of the deconvolved time series caused by the comb liftering process needed to deconvolve the time series. The complex cepstrum can be distorted by a number of signal processing procedures required, or by the noise of the original time series. The anti-aliasing filter that must be applied to the original data is one simple example. This filter can have effects that overlap with the cepstral peaks that will be removed in performing the deconvolution process. In distorting these effects in the liftering process, we end up with a distorted waveform. One could perform the liftering process with a predictive filter rather than a simple average of two points, as is commonly done. The averaging of two points is a satisfactory method in the deconvolution process if there is no other cepstral information in this portion of the cepstrum. Figures 1 and 2 illustrate this problem on modeled, as well as _9n real, signal data.

The next topic relates to our method of determining the best result for our deconvolution process. Here, we initially make a decision: Are we determining whether there are two or more explosions, or are we estimating the depth of a single event (either an explosion or an earthquake)? As an example, how do we estimate the depth of an event? We start our window just before the start of the P-phase signal, and stop the window at a sufficient time after we should have included the pP

phase. Then we compute the complex cepstrum and start liftering the first negative until we have exhausted all times (peaks) of interest. We display the deconvolved waveforms in a vertical plot for each of the peaks deconvolved and select that peak (time) which gives the best result. Finally, using that time with our estimate of the velocity, we have our depth estimate. Figure 3 gives a modeled example of our procedure.

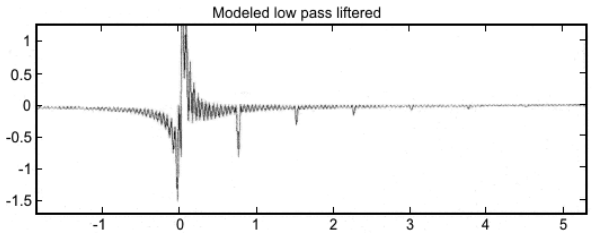


Figure 1. Illustration of liftering problem on modeled data

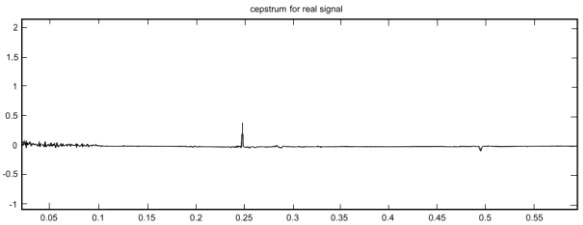


Figure 2. Illustration of liftering applied to real data

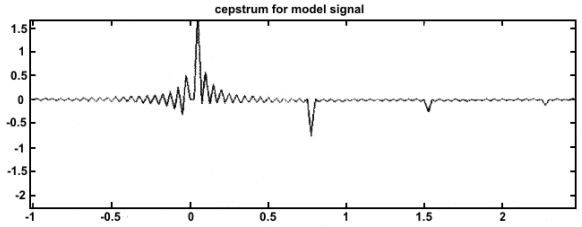


Figure 3. Example of procedure

Finally, figure 4 shows another interesting result, similar to the bubble pulse mentioned earlier in our reference to the processing of hydroacoustic data. In this example we are using the complex cepstrum to deconvolve a second in-phase signal as seen in the shock pulse of the Israeli surface explosion in 201 L. We observe a classic complex cepstrum and, removing those peaks and inverting back to the time domain, we see that we have nicely removed the rarefaction phase from the data.

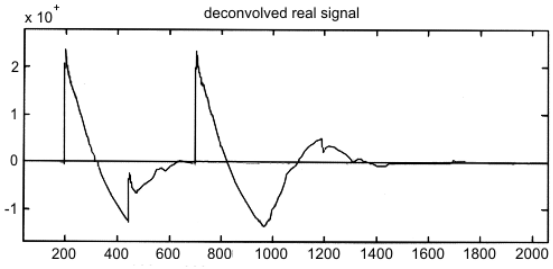


Figure 4. Deconvolved waveform on real signal

THE WAY FORWARD

The use of the complex cepstrum has, in most of our applications, been beset with the phase unwrapping problem. By improper unwrapping of the phase spectrum, we introduce distortion into the process. This distortion confounds the process of peak selection for the deconvolution process, and even when the correct peaks are liftered we are left with a distorted version of the deconvolved waveform, the extent of the distortion is dependent on the placement in time of the peak that we are seeking and the placement of the distortion caused by the unwrap errors. We have explored the computation of the complex cepstrum from a signal with a rational z-transform by utilizing the roots of the numerator and denominator with similar problems. Reference [7] has proposed easy methods to reduce the unwrapping problem, the same kinds of methods that I have also employed. These are based on increasing the sample rate by one of two methods, either by sampling the data at a much higher rate (note that the 2011 Israeli shock wave data are sampled at 1000 samples per second and are properly unwrapped utilizing the simple algorithm) or by accomplishing a similar higher spectral sampling by adding zeros to the time series data.

REFERENCES

1. Bogert, B.P. Quefrency alanysis of time series for echoes; Cepstrum, pseudo-autocovariance, cross-cepstrum, and saphe cracking / B.P. Bogert, M.J.R. Healy, J.W. Tukey // in Time Series Analysis, Rosenblatt, Ed., 1963. - ch. 15. – P. 209 - 243.
2. Childers, D.G. The cepstrum: a guide to processing / D.G. Childers, D.P. Skinner, R.C. Kemerait // Proceedings of the IEEE, 1967. – 65. – P. 1428 - 1443.
3. Tribolet, J.M. A new phase-unwrapping algorithm //IEEE Trans. Acoust. Speech Signal Proc. ASSP-2.5, 1977. - 25(2). - P. 170 - 175.
4. Kemerait, R.C. Signal detection and extraction by cepstrum techniques / R.C. Kemerait, D.G. Childers // IEEE Trans. Inf Th., Nov 1972. - Issue 6. - P. 745 - 759.
5. Kemerait, R.C. Signal detection and extraction by cepstrum techniques / R.C. Kemerait // Ph.D. dissertation, Univ. of Fl, 1971.
6. Oppenheim, A.V. Nonlinear filtering of multiplied and convolved signals / A.V. Oppenheim, R.W. Schafer, and T.G. Stockham, Jr. // Proc. IEEE, Aug. 1968. - vol 56,. - Academic Press. – P. 216 - 227.

КЕПСТР ТАРИХЫНА БАСҚА КӨЗҚАРАС

Кемерайт Р.Ч.

Ауе күштерінің қолданбалы технологиялар орталығы Патрик, Флорида, АҚШ

Автор кепстр әдісін қолдануын зерттеумен 1960 жылдар аяғынан, осы тәкірппен алғашқы рет кездескеннен, айналысуда. Бұл әдіс туралы әдепкіде мақала 1963 ж. Богер, Хили және Туки авторлардың жарияланымында шыққан. Доктор Кемерайт Брюс Богертпен қысқаша талқылауда (1970 жылдарда) осы өзіндік мақалада терминдерді, «кепстр» терминін қоса алғанда, басқаша айтудың авторы Джон Туки болғанын және бұл, спектрлік әдістерін классикалық қолданудан ерекшеленетің басқа саласында әзірленген кепстр әдісімен шатақтастыруын болдырмау үшін жасалғанын білген

Сондай бірнеше терминде: «кепстр» – «спектр», «частота» – «сачтота», «фаза» – «зафа», «фильтрация» – «яицартлиф», «рагмоника» – «гармоника» басқаша айтылатын болған. Осы әдісі бойынша доктор Кемерайт қосқан жалғыс бір үлесі – «кешенді кепстрдің» Оппенгайм мен Шафер бергеннен Богерт, Хилли және Туки сипаттағанынан айырмашылығы. Ол «кепстрді» «қаут кепстрі» деп басқаша атаған, ойткені орның осы саладаға бастапқы зерттеулері кешенді кепстрмен байланысты болған.

Осы баяндама кепстр әдістемесін қолдануында Кемерайт жасаған үлесін қосындылайды. Бұл үлесі, он жылға таяу бұрын жарияланған кепстр тарихы бойынша мақалада өзекті авторлары Оппенгайм мен Шафер талқылаған проблемалардан басқа проблемаларына қатысты. Одан басқа осы баяндамада доктор Кемерайт, кепстр әдісін (кешенді және онымен қатар қуат кепстр) табысты қолданған және ынталандыратын нәтижелерін алған деректердің әр түрлерінің жиынымен жұмысында өз тәжірибесі туралы баса айтады.

Үлгілердің бірі ретінде Оппенгайм мен Шафердің мақаласында, сызықты сүзуді қолдануға болу үшін, мүшелердің мүшелер сомасына көбейтіндісін пайдалнуында сызықты емес техниканың артышылықтары баса айтылған. Оның керғарлығына доктор Кемерайт, әдіс логарифмдік спектрде тегістеу функциясын тенмәнді жүзеге асыратының, және сонымен деректерді өңдеуінде күтілген нәтижелердің білінуін жақсартатының баса айтады. Қолданулардың екеуіде дұрыс болып келеді, бірақта біреуі немесе басқасы қойлған мақсатқа байланысты пайдаланушылар үшін артықтау болу мүмкін. Осы баяндама капстер әдісімен өңдеудің көркемдігін түсінуіне өз көзқарасын баса айту мақсатында моделденген және нақты деректердің бірнеше үлгілерін келтірумен аяқталады.

ДРУГОЙ ВЗГЛЯД НА ИСТОРИЮ КЕПСТРА

Кемерайт Р.Ч.

Центр применения технических средств ВВС США, Патрик, Флорида, США

Автор занимается исследованием применения метода кепстра с конца 1960-х, когда впервые столкнулся с этой темой. Изначальная статья об этом методе появилась в публикации авторов Богер, Хили и Туки в 1963 г. В кратком обсуждении с Брюсом Богертом (в 1970-х годах) доктор Кемерайт узнал, что автором перефразированных терминов в этой оригинальной статье, включая термин «кепстр», был Джон Туки, и что это было сделано во избежание путаницы с методом кепстра, разработанным в другой области, отличающейся от классического применения спектральных методов. Были изменены несколько: «спектр» – в «кепстр»; «частота» – в «сачтота»; «фаза» – в «зафа», «гармоника» – в «рагмоника»; «фильтрация» – в «лифтрация». Вклад, который доктор Кемерайт привнес в словарный запас по данному методу – это различение термина «комплексный кепстр» от описания, данного Оппенгаймом и Шафером, от «кепстра», описанного Богертом, Хили и Туки. Он переименовал «кепстр» в «кепстр мощности», так как его первоначальное исследование в этой сфере было связано с комплексным кепстром.

В статье суммируется вклад, сделанный Кемерайтом в применение методики кепстра. Этот вклад касается проблем, отличных от тех, которые обсуждались ключевыми авторами Оппенгайм и Шафер в статье по истории кепстра, опубликованной около десяти лет назад. Кроме того, доктор Кемерайт подчеркивает свой опыт работы со множеством разных типов данных, к которым он успешно применил метод кепстра (как комплексного, так и кепстра мощности) и получил интересные результаты.

В качестве одного из примеров, в статье Оппенгайма и Шафера подчеркнуты преимущества нелинейной техники при использовании произведения членов на сумму членов, чтобы могла быть применена линейная фильтрация. В противоположность этому, доктор Кемерайт подчеркивает, что техника равнозначно реализует сглаживающую функцию на логарифмическом спектре, и таким образом улучшает проявленность желаемого результатов при обработке данных. Оба применения являются правильными; однако тот или иной могут быть более полезными для пользователей, в зависимости от поставленной цели. Статья завершается несколькими примерами смоделированных и реальных данных, чтобы подчеркнуть свой подход к пониманию красоты обработки методом кепстра.

УДК 531.7:550.34

MELCEPSTRA RESULTS ON BOLIDES AND ATMOSPHERIC NUCLEAR EXPLOSIONS

D. Clauter, R.C. Kemerait

Air Force Technical Applications Center Patrick Air Force Base, Florida, United States of America

This research effort is devoted to the application of the Melcepstra technique for distinguishing bolides from nuclear explosions in the atmosphere. When an atmospheric event of considerable size occurs, it is more important that the event be readily classified as a bolide, or as a possible nuclear event. In this research, we are using existing infrasonic data from bolides and atmospheric nuclear events to evaluate the discriminatory capability of the Melcepstra technique; a technique originally successfully applied to speech data. The objective of this research is to devise a method for classifying infrasound signal sources. The purpose of this paper is to introduce the techniques used in speech recognition data processing, and present examples for the classes of explosions created by atmospheric nuclear explosions and bolides.

INTRODUCTION

What is the Melcepstrum? Let us start with the term Mel-scale. The Mel-scale relates to the perceived frequency, or pitch, of a pure tone to its actual measured frequency. Humans are much better at discerning small changes in pitch at low frequencies than they are at high frequencies. Incorporating the Mel-scale to our signal makes our features depend linearly as a function of frequency at low frequencies, and a non-linear scale at higher frequencies, which is similar to what we hear. The optimized formula for converting from frequency to Mel-scale for human hearing is:

$$(\mathrm{f}) = 1125 \ln\left(1 + \frac{\mathrm{f}}{700}\right) \quad (1)$$

Now let us investigate how the Melcepstrum has been computed in the literature, as well as in the initial research. The following steps are indicated in the procedure:

1. Remove the mean from the time series data,
2. Apply a Hamming window to the data,
3. Compute the power spectral density (PSD) of the data,
4. Apply Mel-frequency scaling to the data, where;

$$\mathrm{Sm(k)} = \mathrm{a} \times \ln[\mathrm{b} \times \mathrm{S(k)}] \quad (2)$$

$$\mathrm{Sm(k)} = \mathrm{PSD} \quad (3)$$

$$\mathrm{a} = 1125 \quad (4)$$

$$\mathrm{b} = 0.0016 \quad (5)$$

The coefficients a and b are optimized for infrasound signals [3], and the value a is close to the value used for speech:

$$\frac{1}{700} = 0.001428 \quad (6)$$

5. Compute the discrete inverse cosine transform of the data, these are the Melcepstra coefficients,
6. Compute the first difference of the Melcepstra coefficients,
7. Concatenate the series of the first 25 Melcepstra coefficients, and the first 15 first difference coefficients,
8. Take the absolute value of the elements in the sequence,
9. Compute the natural logarithm of the Melcepstral coefficients, and
10. Normalize the coefficients to the largest amplitude.

The Melcepstra, given the above derivation, were then computed for a substantial number of atmospheric nuclear explosions, and several recent bolides and surface explosions. The nuclear explosions were selected to have a wide range of yields, and heights of the explosions. Unfortunately the atmospheric nuclear explosion data were collected in analog form on paper records. To properly test the discriminatory potential of the Melcepstra technique, we included a later Chinese atmospheric nuclear test, which was recorded in digital form. Finally, we show several modeled results, in our attempt to explain the phenomenology.

Our conclusion is that this technique shows great promise for discriminating these types of events, and should be combined into a neural network to quantify the results, as has been shown in the literature for other types of infrasonic events [3], [4]. In future research, we plan on first completing the classification system by installing the neural network data processing portion and then determine the impact on a number of factors such as the number of Melcepstral coefficients and derivatives to use, and the number of events to use for training.

RESEARCH ACCOMPLISHED

Background: Since most atmospheric testing of nuclear devices was halted in the 1960's, analog data was recorded on chart recorders and analog magnetic tapes. In the late nineties, AFTAC funded a project to hand-digitize about 30 events of the Dominic test series of atmospheric nuclear explosions in the Pacific from paper records in reports. These data were digitized at ten samples per second, and the resulting power spectra of these records indicate that the records are good to 2.5 Hertz. Conversely, the international community has collected digital data from the IMS infrasound network typically digitized at 20 samples per second. Given

these two data sets, we started a project to determine the potential of the Melcepstrum technique to distinguished these two classes of events. Initially, we were concerned with the effect that the hand-digitizing process would have in the resulting Melcepstrum, as well as the height and size of the atmospheric explosions would have on the results. We therefore looked at the extremes of the smallest and largest tests in our data base, as well as both low and high altitude tests, and as a function of distance. No significant differences were determined with the Melcepstra which could be attributed to the variability of these factors. To properly test the discriminatory potential of the Melcepstra technique, we included a later Chinese Atmospheric nuclear test, which was recorded digitally at 7 samples per second near Fairbanks, Alaska. With respect to the bolides, we selected several events which were available, but most importantly the February 2013 event in Russia [1], since it is the largest infrasonic event observed to date with the IMS infrasound network.

DATA EMPLOYED IN THE RESEARCH

The following tables give dates and names on the nuclear events, and dates for the bolides for which the Melcepstra were computed and provided for this report. Additional data for these events such as announced altitude and yield can be found in DOE publication [2] DOE/NV--209-Rev 15, December 2000, accessible on the world wide web. However, since the main difference between the Melcepstra of bolides and nuclear explosions was the purpose of our paper, we have not included additional detailed event data in our tables.

Table 1. Table of Nuclear events

Name	Date
Aztec	28 April 1962
Swordfish	11 May 1962
Tanana	25 May 1962
Petit	19 June 1962
Bighorn	28 June 1962
Pamlico	11 July 1962
Bumping	6 October 1962
Kingfish	1 November 1962
Tightrope	4 November 1962
Chinese	16 October 1980

Table 2. Table of Bolides

Date	Comments
April 23, 2001	
March 9, 2002	
October 8, 2009	
November 21, 2009	
December 25, 2010	large event, widely recorded
February 12, 2013	large event, widely recorded

DISCUSSION

The network of global stations and the locations of the test site is given in Figure 1.

Examples of the Melcepstral coefficients for hand-digitized nuclear explosions are given in Figures 2 – 9.

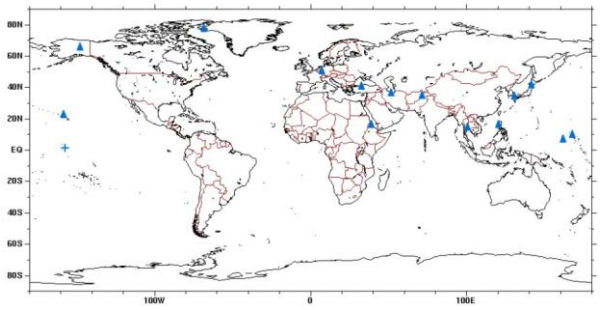


Figure 1. Network of Infrasonic stations in triangles recording the Pacific test site (cross) explosions from Project Dominic

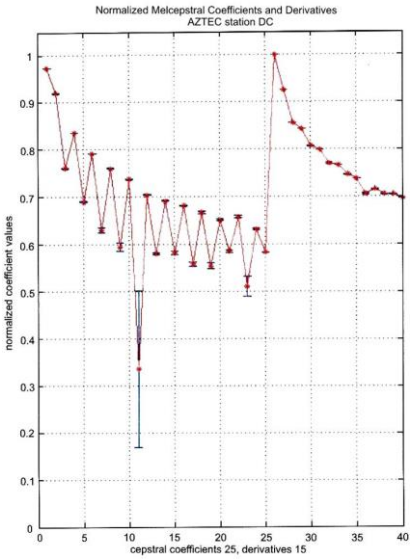


Figure 2. Aztec Nuclear Explosion recorded at Door Check (Iranian Station)

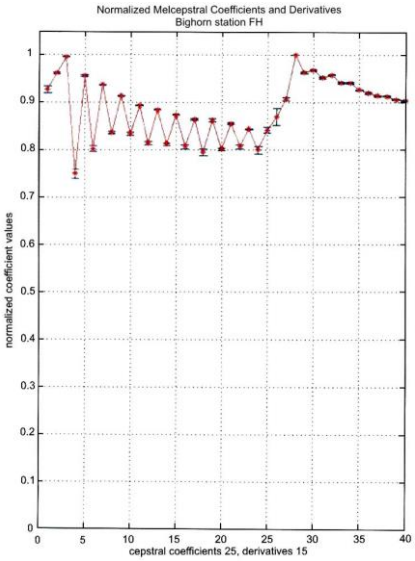


Figure 3. Bighorn nuclear explosion recorded at station Fish Hawk (Philippines)

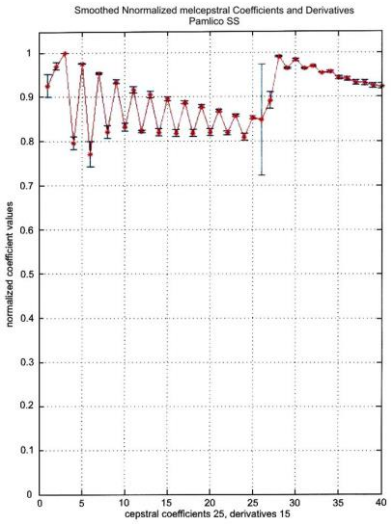


Figure 4. Pamlico nuclear explosion recorded at station Slip Stream (Turkey)

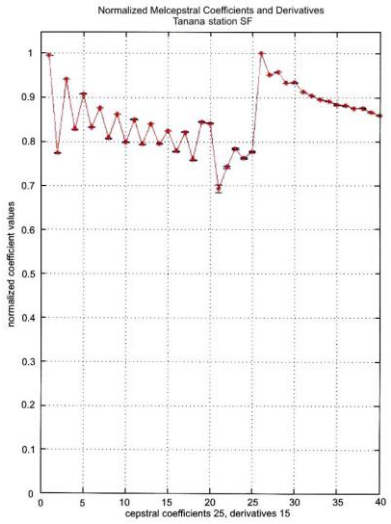


Figure 5. Tanana nuclear explosion recorded at station SF (Polynesia)

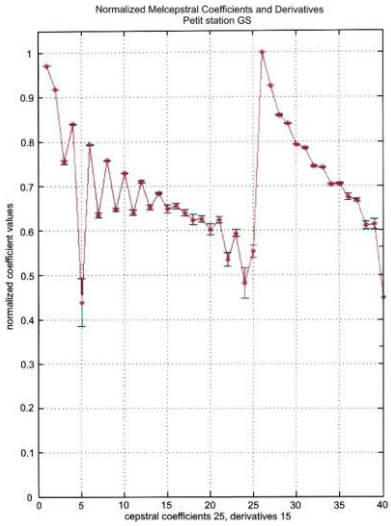


Figure 6. Petit nuclear explosion recorded by station SF (Polynesia)

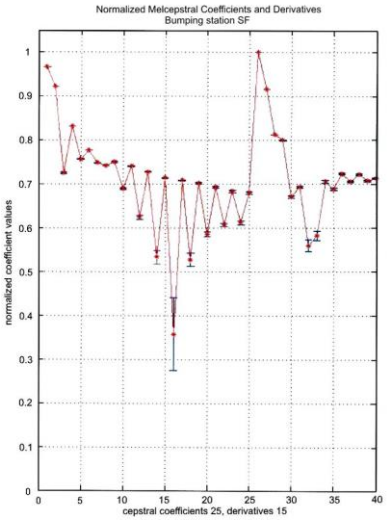


Figure 7. Bumping nuclear explosion recorded by station SF (Polynesia)

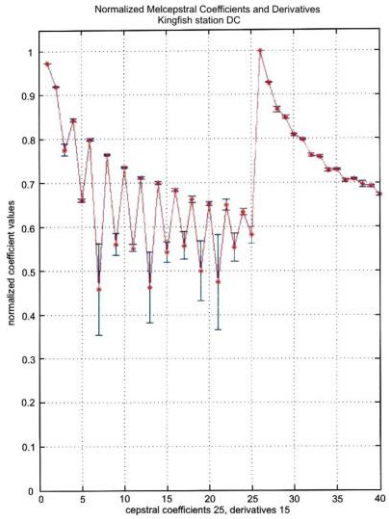


Figure 8. Tightrope nuclear explosion recorded by station Door Check (Iran)

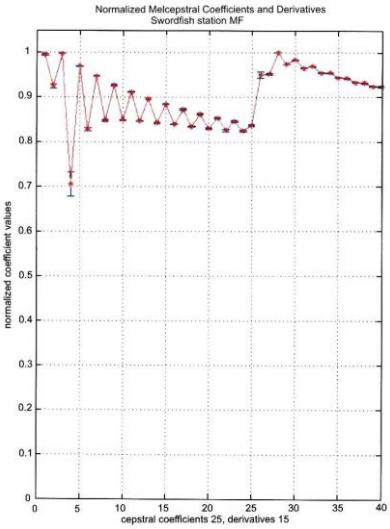


Figure 9. Swordfish nuclear explosion recorded by station May Fly (Alaska)

These data were digitized at 10 samples per second. However, from the power spectra one can determine that the digitization is accurate only to 2.5 Hertz. These nuclear testes originated in the Pacific test area near Christmas Island, and were recorded by stations in the northern hemisphere which surrounded the Former Soviet Union as shown in Figure 1. Figure 10 is data from a Chinese Nuclear Explosion which was recorded digitally at 7 samples per second by a station near Fairbanks, Alaska.

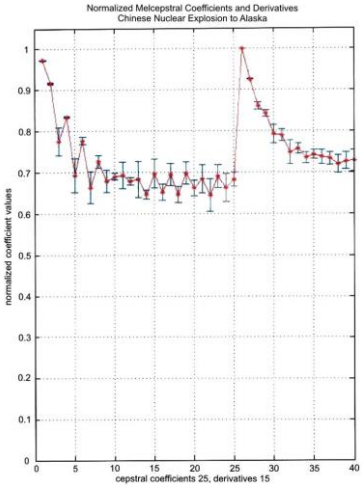


Figure 10. Chinese atmospheric nuclear explosion record in Alaska at 7 samples per second digitally

The character of all the Melcepstra plots represent a slow decay of the odd number of coefficients through coefficient 25, and a more drastic change of the even coefficients as a function of coefficient number. Often several of the even coefficients drop to values below those of the other coefficients and show more variability as represented by the one standard deviation error bars. Correspondingly, the first derivative of the Melcepstra coefficients, represented by coefficients 26–40 show a monotonically decreasing trend. The Melcepstra of the bolides are given by Figures 11 - 14.

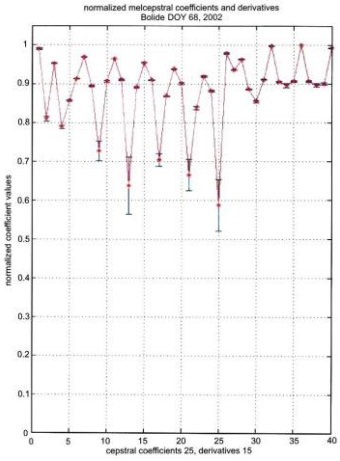


Figure 11. Bolide re-entry received at infrasound station I10, Lac du Bonnet, Canada. The bolides have a complex character in their Melcepstra

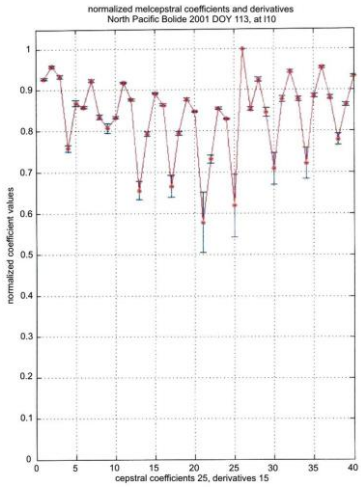


Figure 12. Bolide re-entry received at infrasound station I10 CA

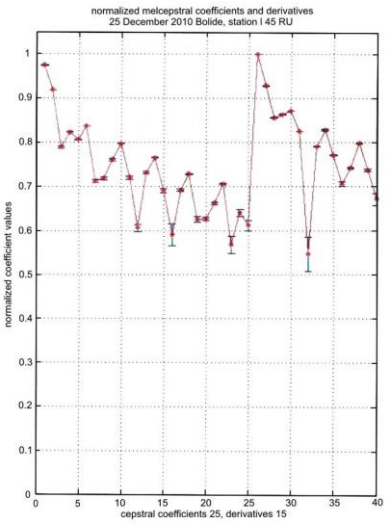


Figure 13. Bolide of 25 December 2010 received at station I45 RU

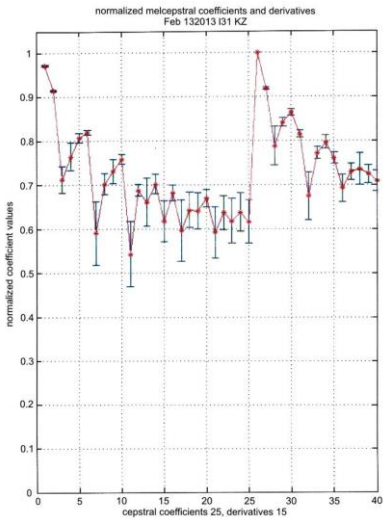


Figure 14. Bolide re-entry of 15 February 2014 recorded at infrasound station I31 KZ

We generated synthetic Berlage functions and the resulting Melcepstra are shown in Figures 15 - 18, which is our attempt to explain our observational differences.

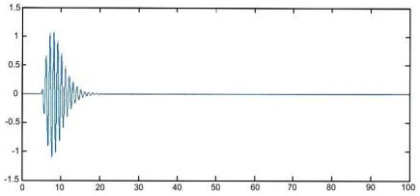


Figure 15. Berlage function, with no echo

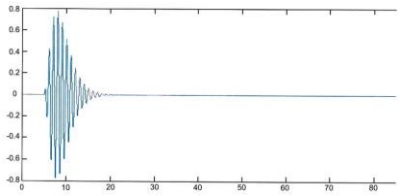


Figure 16. Berlage function with 5 sample echo offset with reversed polarity. Note the decrease in the maximum amplitude

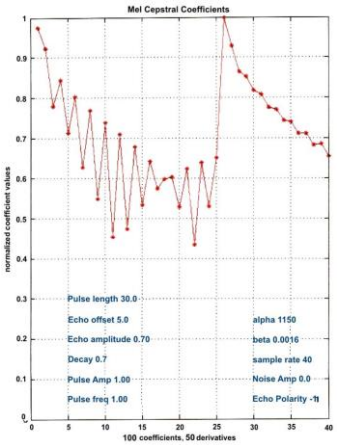


Figure 17. Melcepstra of Berlage function with no offset

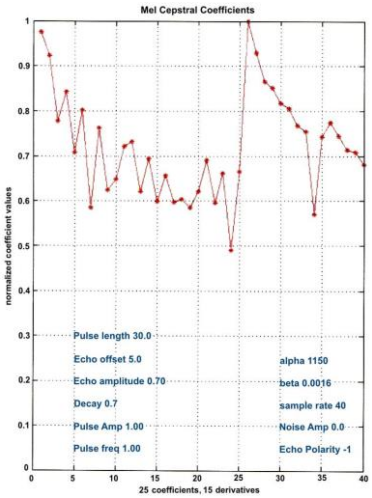


Figure 18. Berlage function with 5 sample offset and reverse echo polarity. Note the more complex behavior of the Melcepstra in this case, as compared to Figure 17

RESULTS

In order to validate the hand-digitization process used in obtaining digital data for the analogically-recorded atmospheric nuclear events, we compared the results of the hand-digitized nuclear events seen in Figures 2 - 9 with the digitally recorded Chinese nuclear event seen in Figure 10. The behavior of the Melcepstra are similar, which suggest that the hand-digitized data are used for the 1960's era explosions are representative of the Melcepstra of digitally recorded nuclear explosions. The results from the 6 bolides however show very similar results between bolide events, and which are quite distinct from the explosions. It should be pointed out Bumping was one outlier in the nuclear explosion population of Melcepstra. As observed in the figures, the Melcepstra show quite markedly the differences in the two sets of events; as mentioned above the nuclear explosions are single events, while the bolides are defined by a series of events along the path of entry into the atmosphere. These differences are evident in both the Melcepstra and the first differences of the Melcepstra, but more pronounced in the differences. We believe that the other parameter associated with these events such as height of burst, and yields may display consistent differences in the Melcepstra, but this is still an area of on-going research. We intend to complement the above observations by incorporating the Melcepstral procedure into a trained neural network, so that quantitative differences can be subsequently assigned between the Melcepstral values for the two classes of objects. The Melcepstral character of the bolides is strikingly different from that of the nuclear explosions. There is no smooth decay of the odd number coefficients with coefficient number as observed for the nuclear explosions. The most striking difference is in the first difference represented by coefficients 26 - 40 for the bolides, suggesting a more chaotic character.

GENERATION OF SYNTHETIC SIGNALS

To explain the difference in the behavior of the two groups of objects observed, Melcepstra were generated from a Berlage function. The time domain trace is given in Figure15 for this function, digitized at 40 samples per second. For Figure 16, two Berlage functions were superimposed, with the second one having a reversed polarity and shifted by 5 samples from the first one. The Melcepstra of the single Berlage function is similar to the Melcepstra of the nuclear explosions, whereas the super-position of the two Berlage functions looks more chaotic and similar to the bolides.

INTERPRETATION OF RESULTS

Since the nuclear explosion is assumed to be a single event, and the bolide is a series of events as it passes through the atmosphere, we are led to expect much more character in the derivative porting of the coefficients (26–40) as compared to the nuclear

explosion. Difference are also noted in the Melcepstral coefficients (1–25) as well. The decay for the Melcepstral coefficients for the nuclear explosions is more monotonic than for the bolides. This is consistent with the monotonic decay for the single Berlage function, and the more chaotic character of the two superimposed Berlage functions with a 5 sample offset. Both constructive and destructive interference occurs on the latter, which complicates the behavior of the Melcepstra.

SUMMARY

Our conclusion is that the Melcepstral technique shows great promise for discriminating the two classes of events bolides and nuclear explosions. The Melcepstra may be trained by a neural network to distinguish between these two types of events, as has been shown by Ham [3], [4] for other infrasonic event classes. In future research we plan on implementing a neural network classifier, and optimizing the neural network in terms of the number of coefficients and derivatives, and as of now unknown additional factors.

REFERENCES

1. Antolik, M. Seismic and Infrasonic Analysis of the Major Bolide Event of 15 February 2013 / M Antolik,. G. Ichinose, J. Creasey, D. Clauter // Seismological Research Letters, 2014 – Vol. 85, number 2, - P. 334 - 343, doi: 10.1785/0220130061
2. Department of Energy, DOE/NV--209-Rev15, United States Nuclear Tests, July 1945 through September 1992, December 2000.
3. Ham, F. M. Principles of Neurocomputing for Science and Engineering / F. M . Ham, I. Kostanic // McGraw Hill Higher Education, 2001/ - ISBN: 0070259666.
4. Ham, F. M. Acharyya, A Universal Neural Network-Based Infrasound Event Classifier / F. M Ham, R. Acharyya //Signal and Image Processing for Remote Sensing, CH Chen, ed., CRC Press, Boca Raton, FL., 2007.

АТМОСФЕРАЛЫҚ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР МЕН БОЛИДТЕРДІ АЙЫРУ ҮШІН МЕЛКЕПСТР ӘДІСІН ҚОЛДАНУ

Клотер Д.А., Кемерайт Р.Ч.

Әуе күштердің қолданбалы технологиялар орталығы, Флорида, АҚШ

Зерттеулер болидтерді атмосфералық ядролық жарылыстардан айыру үшін мелкепстр әдісін қолдануына арналған. Едәуір масштабындағы атмосфералық құбылыс болуында оқиғаны болид немесе ықтимал ядролық жарылыс ретінде жедел жіктеуі өте маңызды болып келеді. Бұл жұмыста мелкепстр әдісінің айрып тану қабілеттілігін бағалау үшін болидтер мен атмосфералық ядролық оқиғаларды тіркеудің қолданыстағы инфрадыбыстық деректері пайдаланылған. Әдепкіде сөйлеу деректерінде табысты пайдаланылған бұл әдіс инфрадыбыстық сигналдардың көздерін жіктеу үшін қолданылған. Мақалада, атмосфералық ядролық жаралыстар және болидтермен шығарылған оқиғаларды жіктеу үлгілері көрсетілген.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА МЕЛКЕПСТРА ДЛЯ РАЗЛИЧЕНИЯ БОЛИДОВ И АТМОСФЕРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Клотер Д.А., Кемерайт Р.Ч.

Центр прикладных технологий воздушных сил, Флорида, США

Приводятся результаты исследований по применению метода мелкепстра для различия болидов и ядерных взрывов в атмосфере. При возникновении атмосферного события значительных размеров, оно может быть классифицировано как болид, или как возможный ядерный взрыв. В проведенном исследовании использованы существующие инфразвуковые данные по болидам и атмосферным ядерным событиям для оценки распознающей способности метода мелкепстра, который первоначально успешно применялся к речевым данным. Представлены методы и примеры классификации взрывов, проведенных атмосферными ядерными испытаниями, и болидами.

УДК 550.34

ЧЕЛЯБИНСКИЙ МЕТЕОРОИД: СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ

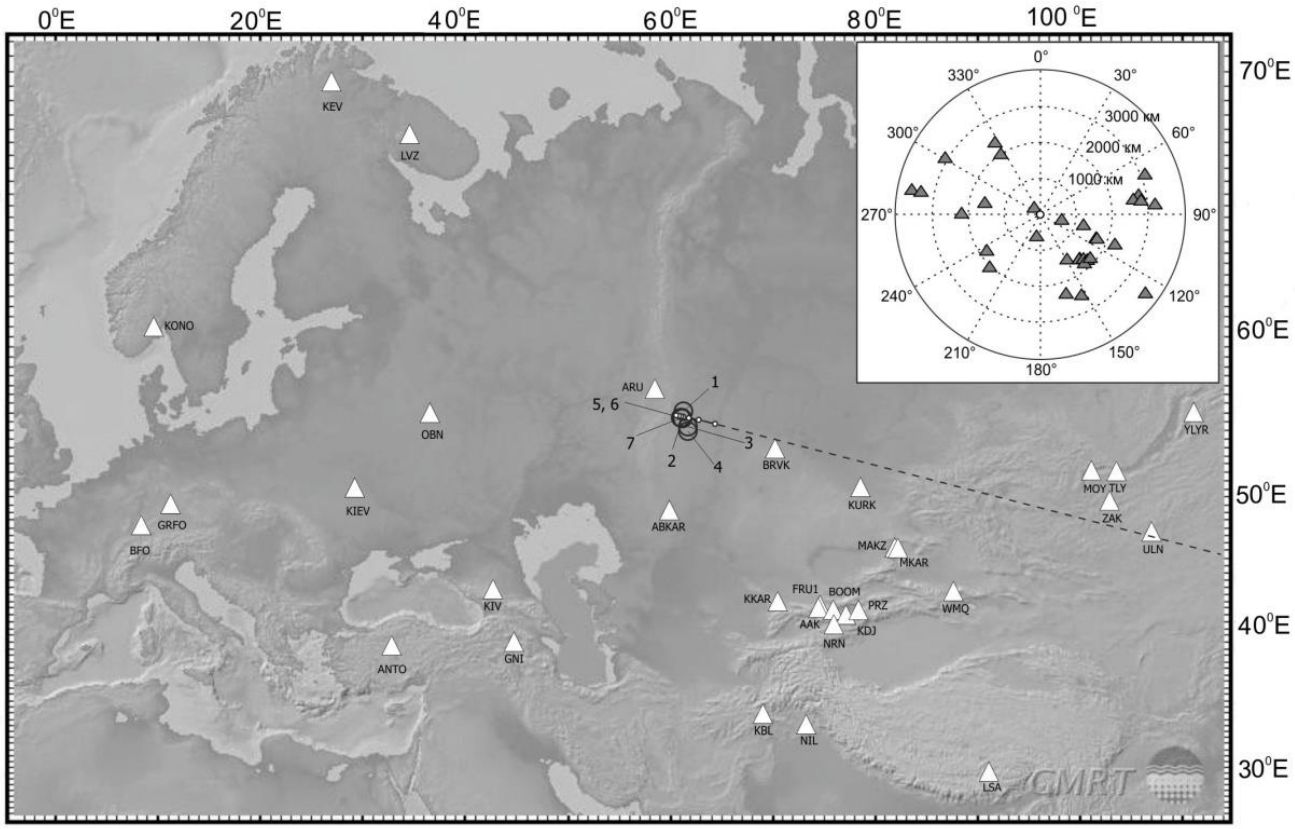
[1)]Добрынина А.А., [2)]Чечельницкий В.В., [1)]Черных Е.Н., [1, 3)]Саньков В.А.

[1)]Институт земной коры Сибирского отделения РАН, Россия, Иркутск
[2)]Байкальский филиал Геофизической службы Сибирского отделения РАН, Россия, Иркутск
[3)]Иркутский государственный университет, Россия, Иркутск

Приведены результаты сейсмологических наблюдений при взрыве Челябинского метеороида 15 февраля 2013 г. По записям широкополосных сейсмических станций мировых и региональных сетей оценена энергия поверхностной волны Рэлея, возникшей в результате взрыва метеороида, скорость ее распространения и частотный состав. Выполнен анализ азимутальных вариаций амплитуд и периодов поверхностной волны.

Согласно данным различных астрономических и сейсмологических агентств, координаты взрыва и падения Челябинского метеороида, а также его энергетические характеристики варьируют в достаточно широких пределах (таблица 1, рисунок 1).

Время взрыва метеороида по разным источникам оценивается в интервале от 03 ч 20 мин до 03 ч 22 мин (UTC), а энергия – в интервале от 70 кт до 1.4 Мт в тротиловом эквиваленте (1 кт = $4.185 \cdot 10^{12}$ Дж) [1–12]. Координаты взрыва метеороида также значительно различаются в различных источниках. На взгляд авторов, предпочтение следует отдать координатам и времени взрыва, определенным Пермским научным центром, которые получены по результатам обработки данных шести региональных сейсмических станций, расположенных на расстояниях от 250 до 620 км от места взрыва [2].



Штриховая линия – предполагаемая траектория полета метеороида над Центральной Азией; в центре – эпицентр взрыва согласно [2]; треугольник - станция, зарегистрировавшая поверхностную волну от взрыва. На врезке – азимутальное распределение станций, зарегистрировавших сейсмические волны,относительно взрыва; цифры - расстояние от места взрыва (падения) согласно [2]

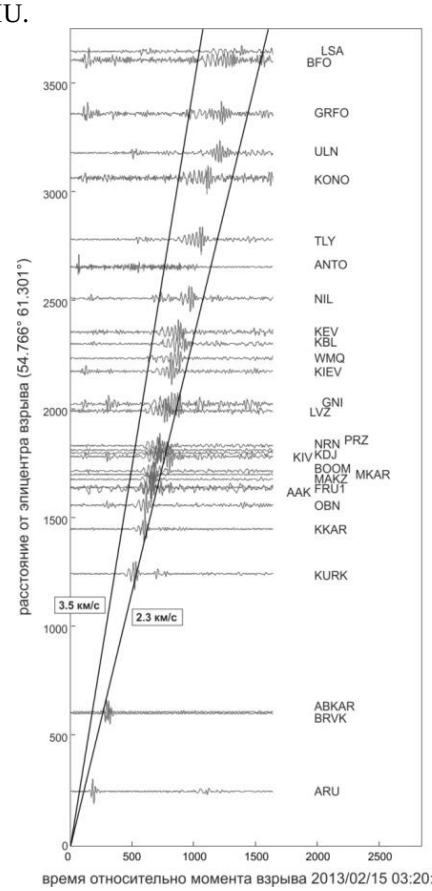
Рисунок 1. Положение эпицентра взрыва (место падения) Челябинского метеороида по данным разных источников ([1-5,10], таблица 1). Цифровой рельеф приведен по [15]

Таблица 1. Время, координаты, магнитуда и энергия взрыва Челябинского метеороида по разным данным

Время взрыва (по Гринвичу), чч:мм:сс	Координаты N, E, град.	Энергия и/или магнитуда	Источник данных
03:20:26	55.15, 61.41	mLg=4.2, 300÷500 кт	[1]
03:20:32	54.766, 61.30	M=3.2	[2]
03:22:04.64	54.34, 61.83	mb=3.9	[3]
03:22:06	54.06, 61.81		[4]
03:22:06	54.80, 61.10		[5]
		100 кт÷1.4 Мт, (в среднем ~460 кт)	[14]
03:20:33	54.80, 61.10	$3.75 \cdot 10^{14}$ Дж, 440 кт	[6]
		500 кт	[7]
03:20:32.2		220÷630 кт (в среднем ~430 кт) (сейсмические наблюдения) 350÷990 кт (в среднем ~600 кт) (инфразвук) 450÷640 кт (в среднем ~530 кт) (US government sensor) >470 кт (по видеоданным) 500±100 кт	[8]
03:20:36	54.82, 61.24	Ms~3.7	[10]
		$3.4 \cdot 10^{14}$ Дж, 150 кт	[11]
03:20:34		70÷140 кт	[12]
03:20:33	54.88 / 61.22	Mw=3.8	[9]

В статье сделана попытка оценить энергию сейсмических волн, возникших при взрыве Челябинского метеороида 15 февраля 2013 г. С этой целью использованы сейсмограммы, полученные широкополосными сейсмическими станциями мировых сетей IRIS/IDA (II) и IRIS/USGS (IU), а также тремя региональными сетями широкополосных станций: IRIS/China (IC), Казахстан (KZ) и Кыргызстан (KR). Данные предоставлены IRIS Data Management System (Seattle, Washington, США, www.iris.edu/). Кроме этого, использованы записи широкополосных станций Байкальского филиала (БФ) ГС СО РАН (BY). Анализ сейсмограмм был несколько осложнен сейсмическими волнами от землетрясения на о. Тонга, произошедшего незадолго до падения метеороида, 15 февраля 2013 г.: время в очаге 03:02:23.3, магнитуда 5.8, координаты 19.72° S, 174.48° W, глубина очага 71.6 км (по данным Геологической службы США). В остальном сейсмический фон был очень спокойным – на сейсмограммах не зарегистрировано локальных или региональных землетрясений.

Поиск сейсмических волн, связанных со взрывом метеороида, осуществлен следующим образом: первоначально просматривались записи вертикальных широкополосных каналов сейсмических станций сетей BY, II и IU, расположенных на территории Евразии (расстояния до 3000 км от места падения метеороида). При этом теоретические времена прихода поверхностных волн брались в интервале от 4 до 2 км/с. Визуальный анализ сейсмограмм показал наличие на записях ряда станций сейсмической волны, которая по времени возникновения и форме могла быть связана со взрывом метеороида (рисунок 2). Короткопериодное колебание (период T=3–16 с) длительностью до 1 мин было зарегистрировано семнадцатью сейсмическими станциями, находящимися на расстояниях от 252 до 3120 км от эпицентра. В их число входят три станции сети БФ ГС СО РАН, семь станций сети II, семь станций сети IU.



По оси абсцисс – время от момента взрыва; по оси ординат – расстояние от эпицентра взрыва (координаты и время взрыва взяты согласно [2]; прямые линии - теоретические времена прихода поверхностных волн Рэлея при скорост 3.5 и 2.3 км/с

Рисунок 2. Примеры записей поверхностной волны от взрыва Челябинского метеороида станциями мировой сети (Global Seismographic Network). Вертикальный широкополосный канал - BHZ канал. Фильтр 0.01 - 0.05 Гц. Записи нормированы к максимуму

Для того чтобы удостовериться во взрывной природе обнаруженной сейсмической волны, проведено сопоставление этих записей с сейсмограммой ядерного взрыва в Северной Корее, произошедшего 12 февраля 2013 г. Согласно [13], магнитуда взрыва была равна 4.89±0.14, приблизительное время взрыва 02:57:51.331, координаты 41.2908° N, 129.0763° E. Использованы сейсмограмма ядерного взрыва, записанная на станции MDJ (Муданьцзян, провинция Хэйлунцзян, Китай), расположенной на эпицентральном расстоянии 372 км [13], и сейсмограмма взрывной волны от метеороида, полученная на станции ARU (Арти, Россия) на расстоянии 252 км. На обработанных низкочастотным фильтром сейсмограммах хорошо видна идентичность волн – в обоих случаях это короткое, одиночное, хорошо выраженное колебание. Таким образом, можно утверждать, что обнаруженная на сейсмограммах поверхностная волна была сформирована в результате взрыва Челябинского метеороида. Дополнительно был сделан спектрально-временной анализ (СВАН) полученного сигнала. Анализ СВАН-диаграмм показал, что зарегистрированный сигнал на коротких эпицентральных расстояниях (до 1300 км) наиболее проявлен в низкочастотной области – от 0.25 (0.5) до 1 Гц, в то время как на удаленных станциях поверхностная волна оказывается потерянной в микросейсмическом шуме. Поэтому для последующего анализа был использован ряд фильтров от 0.01 до 50 Гц, при этом наилучшие результаты были получены при использовании низкочастотных фильтров (рисунок 2). В общей сложности, поверхностные волны Рэлея, возникшие в результате взрыва метеороида были обнаружены на 32 станциях. Максимальное эпицентральное расстояние, на котором уверенно регистрировалась поверхностная волна, составляет 3654 км (станция LSA, Тибет). На станциях, расположенных на большем удалении от места взрыва, сигнал перекрывается поверхностными волнами от землетрясения Тонга и не может быть точно выделен на их фоне. По этой причине в нашем исследовании мы ограничились 32 станциями (рисунок 1).

При визуальном анализе времен прихода волны Рэлея на сейсмические станции, расположенные на разных эпицентральных расстояниях, отмечается их нелинейный характер (рисунки 2, 3): на близких расстояниях скорости заметно ниже, чем на далеких, и составляют в среднем 2.4 и 3.2 км/с, соответственно. Эта нелинейность может быть объяснена с позиций возникновения поверхностной волны Рэлея в результате воздействия акустической (инфразвуковой) волны от взрыва метеороида на земную поверхность [16, 17, 10]. Разница в скоростях сейсмических и звуковых волн (скорость распространения звуковой волны в воздухе ~0.3 км/с) объясняет относительно низкие скорости прихода поверхностной волны на близкие к месту взрыва сейсмические станции. Средняя скорость поверхностной волны оценивалась относительно координат, представленных в [1–3], и составляет 3.1, 3.2 и 4.1 км/с, соответственно. На рисунке 2 приведен диапазон теоретических времен прихода поверхностных волн от взрыва метеороида для скоростей 3.5 и 2.3 км/с. Видно, что оценки эффективной скорости поверхностных волн 3.1 и 3.2 км/с хорошо соответствуют наблюдаемой картине прихода сейсмических волн на станции, в то время как значение 4.1 км/с явно завышено. Оценка скорости волны Рэлея (2.7÷3.5 км/с), возникшей в результате взрыва метеороида, приведенная в [10], хорошо согласуется с результатами, полученными авторами.

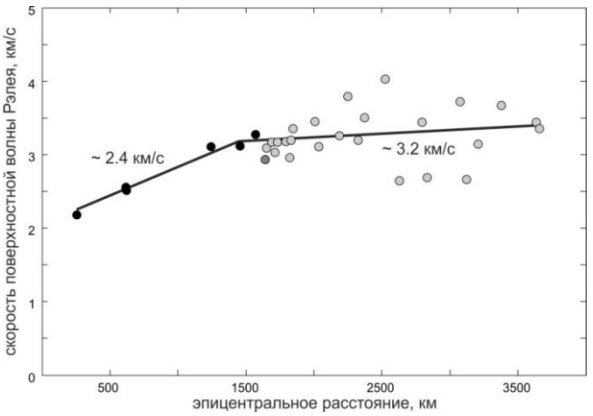


Рисунок 3. Вариации скорости поверхностной волны Рэлея от взрыва метеороида в зависимости от эпицентрального расстояния

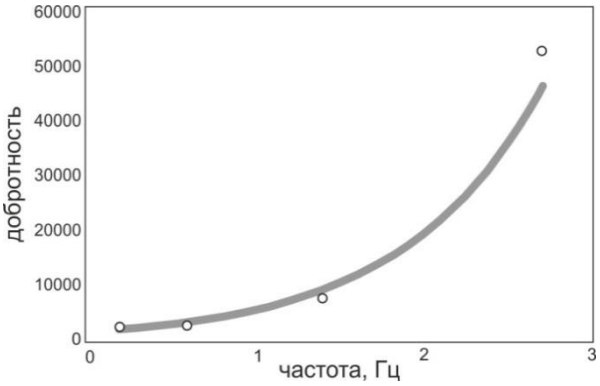


Рисунок 4. Затухание поверхностных волн от взрыва метеороида в зависимости от частоты

Выполнена оценка затухания поверхностных волн от взрыва метеороида методом преобладающих периодов - получены значения сейсмической добротности и ее зависимость от частоты (рисунок 4). Зависимость добротности от частоты является экспоненциальной: $Q_R(f)=1700\cdot e^{1.2}$

Энергия сейсмических волн оценивалась по магнитуде поверхностных волн. Для расчета магнитуды M_s использовались максимальные амплитуды поверхностной волны, измеренные в диапазоне периодов от 18 до 22 с, для расчета магнитуды M_S – в

диапазоне от 3 до 60 с. Магнитуды M_s и M_S рассчитывались по стандартной формуле [18]:

$$M_s=\log(A/T)+1.66\log(D)+3.3,$$

где: A – амплитуда волны (мкм), T – период (с), D – эпицентральное расстояние (град.).

Получены средние магнитуды, равные 4.1 и 4.2, что соответствует магнитудам, рассчитанным другими авторами [1,3,10]. Эти значения превышают первоначальную оценку магнитуды M_s=3.1 по десяти станциям [19], сделанную авторами.

Анализ азимутального распределения значений магнитуд по поверхностным волнам (M_s), амплитуд колебаний и частот поверхностных волн показал, что эти параметры имеют четко выраженную азимутальную зависимость, соответствующую траектории пролета метеороида (рисунок 5).

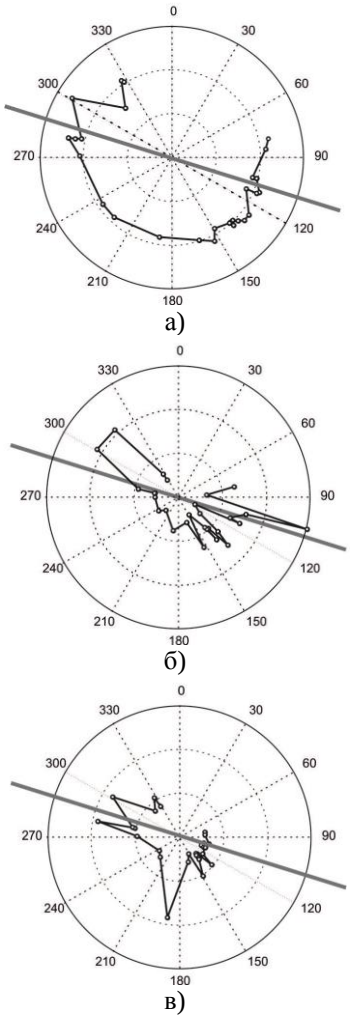


Рисунок 5. Азимутальное распределение значений магнитуды M_s на разных сейсмических станциях: а - по поверхностным волнам, б – амплитуд, в - соответствующих частот

В [11] приведена карта изолиний времени запаздывания возмущений ТЕС в ионосфере, на которой также прослеживается подобная направленность. Авторы объясняют это явление многократными взрывами тела метеороида. Однако на сейсмограммах не отмечается явных вступлений сейсмических волн, соответствующих повторным взрывам, что может свидетельствовать о том, что основная часть энергии выделилась при одном-единственном взрыве. В то же время в [20] приведены данные об ориентации области повреждений (по опросам очевидцев и по результатам моделирования) вследствие взрыва метеороида – эта область имеет форму бабочки и в направлении, перпендикулярном траектории пролета метеороида, простирается до 90 км. Азимутальная неоднородность указанных параметров может объясняться анизотропией среды (в отношении времен запаздывания [11] – анизотропией ионосферы). Но в отношении амплитуд и частот сейсмических волн такое объяснение не является удовлетворительным, так как в области взрыва основные тектонические структуры Урала ориентированы вкрест траектории пролета метеороида. Зафиксированная азимутальная направленность может быть объяснена эффектом Доплера – зависимостью частоты колебаний от направления движения источника. При этом минимальные периоды колебаний и максимальные амплитуды и частоты отмечаются в направлении движения источника и наоборот, что хорошо видно на диаграммах (рисунок 5).

Выводы

В результате проведенного исследования записей на 32 сейсмических станциях мировой сети, расположенных на расстояниях до 3654 км (станция LSA, Тибет), обнаружены сильные поверхностные волны Рэлея, вызванные взрывом Челябинского метеороида. Скорость распространения поверхностных волн оценивается в диапазоне от 3.1 до 3.2 км/с и характеризуется нелинейной зависимостью от эпицентрального расстояния. Магнитуда M_S по поверхностным волнам равна 4.2. Выявлена азимутальная неоднородность магнитуд, амплитуд и частот волны Рэлея, объясняющаяся эффектом Доплера.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-05-00514, а также гранта Президента Российской Федерации в рамках научного проекта № МК-1171.2014.5.

Литература

1. [Электронный ресурс] –Режим доступа: http://comcat.cr.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usc000f7rz.
2. [Электронный ресурс] –Режим доступа: http://pts.mi-perm.ru/region/korkino_meteor.htm.
3. [Электронный ресурс] –Режим доступа: http://www.kndc.kz.
4. [Электронный ресурс] –Режим доступа: http://www.ctbto.org
5. [Электронный ресурс] –Режим доступа: http://physics.uwo.ca/news/chelyabinsk_meteor_15feb2013_data1.html
6. [Электронный ресурс] –Режим доступа: http://www.nasa.gov/mission pages/asteroids/news/astero-id20130215.html.
7. Borovicka, J. The trajectory, structure and origin of the Chelyabinsk asteroidal impactor / J. Borovicka [et al] // Nature, 2013. – V. 503 - iss. 7475. P. 235–237. doi:10.1038/nature12671.
8. Brown, P.G. A 500-kiloton airburst over Chelyabinsk and an enhanced hazard from small impactors / P.G. Brown [et al] // Ibid. P. 238–241. doi:10.1038/nature 12741.
9. Heimann, S. Seismic characterization of the Chelyabinsk meteor's terminal explosion / S. Heimann, [et al] // Seismological Research Letters. 2013. V. 84(6). P. 1021-1025. doi: 10.1785/0220130042.
10. Tauzin, B. Seismoacoustic coupling induced by the breakup of the 15 February 2013 Chelyabinsk meteor / B Tauzin [et al] // Geophys. Res. Lett. ,2013. – V. 40, iss. 14. – P. 3522–3526. doi:10.1002/grl.50683.
11. Гохберг, М.Б. Челябинский метеороид: отклик ионосферы по измерениям GPS / М.Б. Гохберг [и др] / Там же,2013. - Т. 452, № 2. - С. 208–212.
12. Селезнев, В.С. Метеороид «Челябинск» (взгляд сейсмолога) / Селезнев В.С. [и др] / Там же, 2013. – Т. 452, № 3. – С. 326–328.
13. Zhang , M. High-precision location and yield of North Korea's 2013 nuclear test / M. Zhang , L. Wen // Geophys. Res. Lett. 2013. – V. 40, iss. 12. – P. 2941–2946. doi: 10.1002/grl.50607.
14. Le Pichon, A. The 2013 Russian fireball largest ever detected by CTBTO infrasound sensors / A Le Pichon [et al] // Geophys. Res. Lett. 2013. – V. 40, iss. 14. – P. 3732–3737. doi:10.1002/grl.50619.
15. Ryan, W.B.F. Global Multi-Resolution Topography synthesis / Ryan W.B.F [et al] // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. – V. 10. Q03014. doi:10.1029/2008GC002332.
16. Edwards, W. Seismic observations of meteors: Coupling theory and observations / W. Edwards , D.ь Eaon, P. Brown // Rev. Geophys. 2007. – V. 46. – P. 1–21.
17. Ewing W. Jardetzky W., Press F. Elastic Waves in Layered Media / W. Ewing, W. Jardetzky, F. Press // New York: McGraw-Hill, 1957. – 380 p.
18. Bormann, P. Seismic scaling relations in "New Manual of Seismological Observatory Practice" // Geo Forschungs Zentrum Potsdam. 2002. – P. 80–92.
19. Бернгардт, О.И. Геофизические явления, сопровождавшие падение Челябинского метеороида / О.И. Бернгардт [и др.] // Доклады Академии наук, 2013. – Т. 452, № 2. – С. 205–207.
20. Popova, O.P. And the Chelyabinsk Airburst Consortium. Chelyabinsk Airburst, damage assessment, meteorite recovery, and characterization // O.P. Popova [и др.] / // Science. 2013. – V. 342, N 616. – P. 1069–1073. doi:10.1126/ science.1242642.

ЧЕЛЯБИНСК МЕТЕОРОИДІ: СЕЙСМИКАЛЫҚ ӘСЕРЛЕРІ

[1)]Добрынина А.А., [2)]Чечельницкий В.В., [1)]Черных Е.Н., [1, 3)]Саньков В.А

[1)]РҒА Сібір бөлімінің Жер қыртысы институты, Ресей, Иркутск
[2)]РҒА Сібір бөлімі Геофизикалық қызметінің Байкал филиалы, Ресей, Иркутск
[3)]Иркутс мемлекеттікуниверситеті, Ресей, Иркутск

Мақалада 2013 ж. ақпанның 15-індегі Челябинск метеороидтің жарылыснда сейсмологиялық байқаулардың нәтижелері келтірілген. Дүниежүзілік және аумақтық желілердің кең жолақы сейсмикалық станциялардың жазбалары бойынша, метеороид жарылу нәтижесінде пайда болған беттегі Рэлей толқынның қуаты, оның таралу жылдамдығы және жиіліктік құрамы бағаланған. Беттегі толқынның амплитудалары мен периордтарының азимуталь вариацияларын таллдауы орындалған.

CHELYABINSK METEOROID: SEISMIC EFFECTS

[1)]A.A. Dobrynina, [2)]V.V. Chechelnitsky, [1)]E.N. Chernykh, [1, 3)]V.A. Sankov

[1)]Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Science, Russia, Irkutsk
[2)]Baikal Regional of Geophysical Survey of Siberian Branch of Russian Academy of Science, Russia, Irkutsk
[3)]Irkutsk State University, Russia, Irkutsk

The paper presents the results of seismological observations of Chelyabinsk meteoroid explosion on 15 February 2013. From recordings of the world and regional networks of broadband seismic stations, we estimated the energy of the surface Rayleigh wave generated by the meteoroid explosion, its propagation velocity and the frequency content. The analysis of azimuth variations of the surface wave amplitudes and periods was carried out.

УДК 531.7:550.34

ШИРОКОПОЛОСНАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ АЦСС-3 В ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «МИХНЕВО»

[1)]Башилов И.П., [1)]Волосов С.Г., [2)]Козюкова О.С., [3)]Королёв С.А., [3)]Усольцева О.А.

[1)]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Россия
[2)] ОАО «НИИ космического приборостроения», Россия
[3)]Институт динамики геосфер РАН, Россия

Разработаны трёхканальный сейсмический регистратор ССД-3 и на его основе совместно с сейсмоприёмниками СМ-3Е – трёхкомпонентная широкополосная автономная цифровая сейсмическая станция АЦСС-3. Основное преимущество разработанной аппаратуры перед зарубежными и отечественными аналогами – простота и удобство в эксплуатации при сохранении высоких технических характеристик. Проведён комплекс испытаний созданной аппаратуры, по результатам которых станция АЦСС-3 принята в эксплуатацию в качестве трёхкомпонентной широкополосной точки наблюдения малоапертурной сейсмической антенны «Михнево». Данные, полученные станцией АЦСС-3 в Михнево, позволили провести анализ сейсмических колебаний, связанных с пролетом Челябинского болида в атмосфере, и сделать оценку параметров инициированного им сейсмического источника.

Введение

Автономные цифровые сейсмические станции, сочетающие низкий уровень шумов, широкие полосу частот и динамический диапазон измеряемых сейсмических сигналов с удобством их развёртывания на объекте, простотой запуска на регистрацию, многообразием способов съёма измеренных данных, актуальны при использовании нестандартных методов разведки полезных ископаемых, для поиска углеводородов, сейсмического мониторинга, прогнозирования землетрясений, а также для решения задач инженерно-геологического характера. Они могут использоваться как в составе мобильных и стационарных сейсмических групп, так и самостоятельно. Однако такие сейсмостанции выпускаются в основном зарубежными фирмами (GURALP, REF TEK и т.п.), что определяет их высокую цену.

Импортная техника имеет широкий динамический диапазон (135 дБ и выше), развитый интерфейс для передачи данных в компьютер и нацелена на универсальное применение для решения широкого круга геофизических задач от полевых работ до прецизионных сейсмологических измерений [1]. Такая универсальность имеет и отрицательную сторону, связанную с большим количеством настроек при запуске аппаратуры на регистрацию [2]. При работе в «поле» это часто приводит к ошибкам и, как следствие, к потере данных. Широкий же динамический диапазон свыше 120 дБ, как правило, в таких работах остаётся невостребованным. Несмотря на декларируемую высокую точность привязки сейсмических данных к астрономическому времени по сигналам приёмника GPS (до 10 мкс), практика применения этих регистраторов показывает, что алгоритм синхронизации ненадёжен и иногда приводит к сбоям [3].

Из отечественных разработок широкое применение для изучения слабой сейсмичности на Восточно-Европейской платформе нашла цифровая сейсмостанция SDAS, оснащённая короткопериодными и широкополосными сейсмоприёмниками СМ-3КВ и СМ-3ОС соответственно [4, 5]. Однако по большинству технических характеристик она уступает импортной аппаратуре. Наиболее удачной системой для сбора сейсмических данных в составе автономной станции представляется регистратор «Байкал-7HR» [6, 7]. Обладая достаточными для полевых работ техническими характеристиками, прибор не требует никаких настроек на месте постановки на регистрацию. К недостаткам можно отнести отсутствие возможностей по передаче данных в центр сбора в режиме реального времени и по дистанционной калибровке сейсмических каналов. Кроме того, остаются нереализованными все возможности оптимизации сопряжения выхода сейсмоприёмника с входом аналого-цифрового преобразователя (АЦП), т.к. диапазон входных сигналов данного регистратора составляет ±2.5 В. В то же время выход сейсмоприёмника обычно обеспечивает размах сигнала ±10 В и более, что учитывается, например, в импортных регистраторах Quanterra Q330 и REF TEK 130S-01, имеющих значение этого параметра до ±20 В.

Рассматриваемые разработанные трёхканальный регистратор ССД-3 и на его основе совместно с сейсмоприёмниками СМ-3Е – трёхкомпонентная широкополосная автономная цифровая сейсмическая станция АЦСС-3 представляют собой попытку учесть имеющийся как положительный, так и отрицательный опыт создания надёжной и удобной в эксплуатации измерительной аппаратуры в первую очередь для полевых сейсмологических и геофизических исследований.

Сейсмоприёмник СМ-3Е

Одним из существенных вопросов разработки сейсмостанции является выбор типа сейсмоприём-

ника, ответственного за надёжную передачу природы сейсмического события в заданном диапазоне частот. Широкополосная станция АЦСС-3 комплектуется датчиками СМ-3Е (одним вертикальным и двумя горизонтальными), основные технические характеристики которых приведены в таблице 1.

Таблица 1. Основные технические характеристики сейсмоприёмника СМ-3Е

Параметр	Единицы	Значение
Режим преобразования		велосиметр
Рабочий диапазон частот по уровню 0,7	Гц	0.01 - 30
Коэффициент преобразования по скорости *)	В·с/м	2 x 2000±5%
Максимальная амплитуда преобразовываемой скорости	м/с	$(4.5 \div 6) \cdot 10^{-3}$ **)
Максимальная амплитуда сигнала по каждому из выходов относительно «общ.»	В	±(9÷12) **)
Динамический диапазон, не менее	дБ	135
Калибр. коэффициент на частоте 2 Гц		~100
Поперечная чувствительность, не более	%	2
Сопротивление нагрузки, не менее	кОм	30
Ёмкость нагрузки, не более	мкФ	0.05
Установка нуля маятника		автоматическая
Арретирование - разарретирование		полуавтоматическое
Напряжение питания	В	+ (12÷15) ±0,1 | − (12÷15) ±0,1
Потребляемая мощность в стационарном режиме, не более	Вт	0.6
Масса, не более	кг	9.3
Габариты, не более	мм	240 × 205 × 175
Условия эксплуатации: место, защищённое от прямого воздействия солнечного излучения, ветра, атмосферных осадков, электромагнитных полей и токопроводящей пыли при следующих климатических условиях: температура окружающего воздуха от -10 °С до +50 °С; скорость изменения температуры не более 1 °С/час; относительная влажность воздуха до 90 % при 25 °С; атмосферное давление от 84 до 106 кПа (630 – 795 мм рт. ст.).		

Примечания: * Относительная погрешность определения коэффициента преобразования по скорости не превышает 3%.
** В зависимости от напряжения питания.

Прибор СМ-3Е создан на базе маятника широко используемого и хорошо зарекомендовавшего себя в практике сейсмологических исследований датчика СМ-3 путём введения в него емкостного преобразователя перемещения со схемой обратной связи. Это позволило расширить рабочий диапазон частот прибора до 0.01 – 30 Гц. Сейсмоприёмник СМ-3Е выгодно отличается от прототипа тем, что имеет автоматическую установку нуля маятника и полуавтоматическое арретирование-разарретирование, что обеспечивает большее удобство при его эксплуатации.

Структурная схема сейсмоприёмника, поясняющая его функциональные связи и принцип работы, приведена на рисунке 1. К маятнику с общей массой М жестко крепится центральная пластинка дифференциального конденсатора и катушка обратной связи (ОС), а к основанию прибора – крайние пластины дифференциального конденсатора и магнит, с полем которого взаимодействует ток, протекающий в обмотке катушки ОС. С генератора высокой частоты (ГВЧ) на мост, состоящий из дифференциального конденсатора и двух постоянных конденсаторов равного номинала C, подается напряжение несущей частоты 32.5 кГц. Напряжение с каждого плеча моста усиливается усилителями УВЧ 1 и УВЧ 2 и через блокировочные конденсаторы $C_б$, отрезающие постоянную составляющую на выходах усилителей, поступает на детекторы Д1 и Д2 соответственно. Выпрямленные напряжения инфразвуковой частоты, амплитуда которых меняется пропорционально изменению зазоров в дифференциальном конденсаторе, поступают на входы дифференциального усилителя постоянного тока (ДУПТ). Если эти напряжения равны, то на выходе ДУПТ напряжение будет равно нулю. Если на выходе детектора Д2 напряжение больше, чем на выходе Д1, то выходное напряжение ДУПТ будет положительным и его амплитуда будет пропорциональна разности входных напряжений, при обратной ситуации выходное напряжение ДУПТ будет отрицательным.

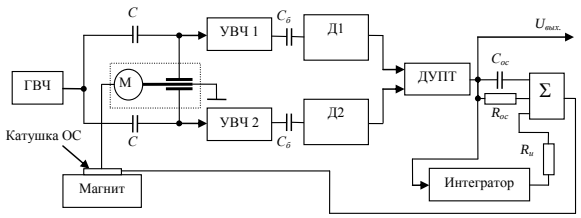


Рисунок 1. Блок-схема сейсмоприёмника СМ-3Е

Напряжение с выхода ДУПТ является выходным напряжением прибора. Одновременно через частотно-зависимую цепь, состоящую из резистора $R_{ос}$ и конденсатора $C_{ос}$, включенную на входе сумматора, с выхода сумматора напряжение подается на обмотку катушки ОС и создает в ней ток, противодействующий взаимному перемещению маятника и основания. Кроме того, выходное напряжение прибора через интегратор подается на вход того же сумматора, а через него также в обмотку катушки ОС. В результате ток ОС, являющийся функцией выходного напряжения сумматора, стабилизирует "нулевое" положение центральной пластины дифференциального конденсатора, а, значит, и положение равновесия маятника. Нижняя граничная часто-

та прибора является функцией постоянной времени $\tau_и$ интегратора. Выходное напряжение сейсмоприёмника пропорционально кинематическому параметру движения грунта и определяется номиналами резистора $R_{ос}$ и конденсатора $C_{ос}$. Если эти номиналы большие, то в рабочем диапазоне частот выходное напряжение пропорционально скорости перемещения грунта, а если маленькие – ускорению.

Коэффициент преобразования скорости перемещения грунта в напряжение на выходе прибора, построенного по схеме рисунка 1, выведен в [8]:

$$\frac{S_u}{S_V} = -\frac{Mr_0\mu}{K_S}\frac{\omega^2}{j\omega^3 + \omega^2\frac{\mu G C_{oc}}{K_S} - j\omega\frac{\mu G}{K_S R_{oc}} - \frac{\mu G}{K_S\tau_u R_u}}, \quad (1)$$

где: S_V и S_u – спектры скорости перемещения грунта и выходного напряжения соответственно, M – масса маятника, r_0 – расстояние от оси вращения до центра приложения сил, K_s – момент инерции маятника, μ – коэффициент преобразования угла в напряжение, G – магнитоэлектрическая постоянная обмотки ОС в Н·м/А, ω – круговая частота, j – мнимая единица. Амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) велосиметра является модулем полученного коэффициента преобразования

$$\left|\frac{S_u}{S_V}\right| = \frac{Mr_0}{GC_{oc}}\frac{1}{\sqrt{\left(1-1/\left(\omega^2\tau_u R_u C_{oc}\right)\right)^2 + \omega^2\left(K_S/(\mu G C_{oc}) - 1/\left(\omega^2 R_{oc} C_{oc}\right)\right)^2}}.$$

Для определения нулей и полюсов частотной характеристики коэффициента преобразования перейдём от преобразования Фурье к преобразованию Лапласа, заменив в выражении *(1)* $j\omega$ на p:

$$\frac{S_u(p)}{S_V(p)} = -\frac{Mr_0\mu}{K_S}\frac{p^2}{p^3 + p^2\frac{\mu G C_{oc}}{K_S} + p\frac{\mu G}{K_S R_{oc}} + \frac{\mu G}{K_S\tau_u R_u}}. \quad (2)$$

Из выражения *(2)* видно, что коэффициент преобразования имеет два нуля $p = 0$ и три полюса, значения которых определяются из условия равенства нулю знаменателя в его правой части. Точные корни данного уравнения могут быть найдены, например, методом Кардано, однако они имеют достаточно сложный вид, затрудняющий анализ их зависимости от параметров системы. Поэтому, на наш взгляд, предпочтительнее, пользуясь тем, что ширина полосы сейсмоприёмника составляет более трёх порядков, с небольшой относительной погрешностью приближённо вычислить высокочастотный и низкочастотные полюса по отдельности:

$$p_1 = -\frac{\mu G C_{oc}}{K_S}, \quad (3)$$

$$p_{2,3} = -\frac{1}{2R_{oc}C_{oc}} \pm j\sqrt{\frac{1}{\tau_u R_u C_{oc}} - \frac{1}{4R_{oc}^2 C_{oc}^2}}, \quad (4)$$

где: p_1 – полюс, определяющий верхнюю частоту среза АЧХ датчика; p_2, p_3 – два комплексно-сопряжённых полюса, ответственных за нижнюю частоту среза. Как видно из выражений *(3, 4)*, верхняя частота среза зависит в основном от электромеханических и магнитомеханических параметров системы, варьировать которыми сложно, т.к. это связано с изменением конструкции датчика, а нижняя – от значений постоянных времени цепи обратной связи, которые, в свою очередь, определяются номиналами элементов электрической схемы, и могут быть изменены в достаточно широких пределах. В частности, увеличение значения ёмкости обратной связи $C_{ос}$ приводит к расширению частотного диапазона прибора с обеих сторон.

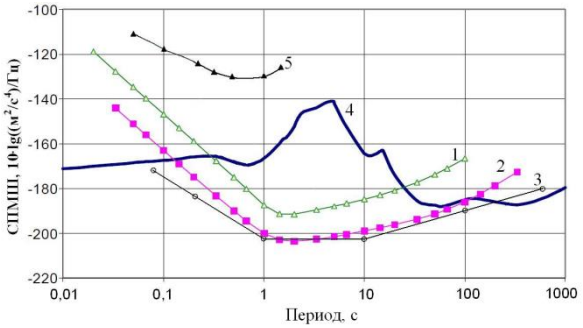
В то же время для обеспечения критического затухания в области нижней частоты среза необходимо, чтобы модули действительной и мнимой частей выражения *(4)* были равны. Отсюда следует, что должно выполняться условие, связывающее параметры частотно-зависимой цепи и интегратора (рисунок 1):

$$C_{oc} = \frac{\tau_u R_u}{2R_{oc}^2}.$$

К недостаткам данной схемы можно отнести то, что все основные характеристики АЧХ напрямую зависят от номиналов элементов электрической схемы, а значит, и от их погрешностей и подверженности влиянию внешних факторов, в первую очередь, изменению температуры. Современный уровень развития микроэлектроники позволяет реализовать цепи обратной связи (рисунок 1) с помощью высокоточной системы цифровой обработки сигналов на основе микропроцессоров или программируемой логики. В этом случае сигнал обратной связи будет вырабатываться программно, что исключает его нестабильность. Такое направление модификации прибора можно рассматривать как перспективное.

На рисунке 2 приведена характеристика спектральной плотности мощности шума (СПМШ) сейсмоприёмника СМ-3Е (кривая 1). На этом же рисунке приведена типичная спектральная плотность мощности микросейсмического фона NLNM по Петерсону [9] (кривая 4). Из приведенного рисунка следует, что в значительной полосе частот (0.05-3 Гц) данный прибор может быть использован не только для исследования сейсмических событий, но и естественного микросейсмического фона. Электронный тракт стандартного прибора СМ-3Е с емкостным преобразователем перемещения может быть оптимизирован в соответствии с рекомендациями, данными в работе [10]. Это позволяет снизить уровень кривой СПМШ (кривая 2) более, чем на 10 дБ и расширить диапазон периодов, где она лежит ниже NLNM, до 0.15-100 с, что делает сейсмоприёмник СМ-3Е по шумовым характеристикам весьма близким к одному из лучших по этому параметру импортных приборов такого же класса STS-2 (кривая 3). Однако разработка данной сейсмостанции

велась под конкретную задачу – обеспечению малоапертурной сейсмической антенны (МСА) «Михнево» широкополосной трёхкомпонентной точкой наблюдения. Уровень сейсмического шума в районе её расположения, показанный на рис. 2 (кривая 5), взят из работы [11] и пересчитан из перемещений в ускорения по формулам, приведённым в [9]. Видно, что он значительно превышает как NLNM, так и СПМШ датчика СМ-3Е даже без оптимизации электроники, поэтому последние и были выбраны для комплектации сейсмостанции.



1 – СМ-3Е стандартный, 2 – СМ-3Е оптимизированный, 3 – STS-2; 4, 5 – спектральные плотности сейсмического шума: 4 – NLNM по Петерсону, 5 – в шахте геофизической обсерватории “Михнево” в ночное время

Рисунок 2. Спектральные плотности мощности шума сейсмоприемников

РЕГИСТРАТОР СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ССД-3

Трёхканальный сейсмический регистратор ССД-3, внешний вид которого показан на рисунке 3, является усовершенствованной версией регистратора станции ПЦСС [12].



Рисунок 3. Внешний вид регистратора ССД-3

На лицевой панели корпуса находятся разъёмы для подключения сейсмоприёмников, приёмника GPS/GLONASS, источника питания, а также две кнопки управления: «Старт/Стоп» и «Калибровка». Для индикации режима работы станции также на лицевой стороне корпуса смонтирован светодиод. На боковых поверхностях корпуса расположены разъёмы интерфейсов для связи с центром сбора данных. Внутри корпуса регистратора установлены три платы: регистрации и управления; калибровки; интерфейсов.

Плата регистрации и управления является основным узлом регистратора ССД-3, обеспечивающим выполнение следующих функций:

– приём и преобразование аналоговых сигналов сейсмоприёмников в последовательности цифровых кодов;

– приём сообщений и сигналов синхронизации приёмника GPS/GLONASS;

– форматирование потока цифровой информации путём совмещения сигналов сейсмоприёмников и приёмника GPS/GLONASS;

– хранение и/или передача полученной информации на плату интерфейсов;

– получение с платы интерфейсов, хранение и применение данных о режиме работы сейсмостанции;

– передача данных о параметрах калибровки, а также команды на проведение калибровки сейсмических каналов на плату калибровки;

– приём и исполнение команд, подаваемых кнопками «Старт/Стоп» и «Калибровка»;

– управление светодиодом индикации режима работы.

На плате регистрации и управления находятся три микросхемы АЦП AD7732 с одним общим источником опорного напряжения AD780, микроконтроллер ATmega165P, три микросхемы флэш-памяти, а также микросхема преобразователя уровней RS-232, предназначенная для получения текстовых сообщений от приёмника GPS и передачи параметров калибровочных импульсов и команд на плату калибровки.

Большинство современных АЦП, пригодных для преобразования сейсмической информации, имеет диапазон входных напряжений ±2.5 В с возможностью последующего усиления входного сигнала без абсолютного увеличения внутренних шумов АЦП. В то же время выход сейсмоприёмника, в том числе и СМ-3Е, обычно обеспечивает размах сигнала ±10 В, что учитывается в импортных регистраторах, имеющих, как уже отмечалось, тенденцию к увеличению диапазона входных сигналов. Ограничение выходного сигнала сейсмоприёмника для его соответствия эксплуатационным требованиям АЦП приводит к снижению динамического диапазона сейсмостанции в целом. Последующее же усиление не даёт увеличения отношения сигнал/шум, поскольку для микросхемы АЦП шум сейсмоприёмника является внешним и неотличимым от сигнала и, следовательно, он усиливается одинаково с сигналом. Приведённые выше соображения и явились основанием для использования в регистраторе ССД-3 микросхем AD7732, которые

при прочих равных характеристиках с другими 24-х разрядными АЦП имеют допустимый входной диапазон ±10 В.

Информация о режиме работы станции представляет собой слово из восьми байт, которое определяет:

– частоту оцифровки данных от 10 до 1000 Гц/канал;

– направления потоков зарегистрированных данных (во флэш-памяти станции, в центр сбора данных через плату интерфейсов или на SD/SDHC карты памяти в любой комбинации);

– режим работы станции при включении питания (ожидание команд или регистрация с текущими настройками);

– активные каналы сбора данных, т.е. сейсмические каналы станции, с которых должна производиться регистрация данных;

– диапазоны входных напряжений каналов (для каждого канала индивидуально могут быть заданы по четыре диапазона входных напряжений: от -10 до +10 В, от 0 до +10 В, от -5 до +5 В, от 0 до +5 В);

– временной период приёма текстовых сообщений о текущем времени и координатах станции от приёмника GPS (от 1 до 255 минут) или отключение их приёма;

– ширину импульсов калибровки (от 1 до 63 мс);

– интервал времени между импульсами калибровки для разных каналов (от 1 до 63 секунд).

Вся информация о настройках режима работы станции сохраняется в репрограммируемой энергонезависимой памяти микроконтроллера, поэтому при её установке на объекте достаточно только включить питание и нажать кнопку «Старт/Стоп», что не требует высокой квалификации обслуживающего персонала и позволяет обеспечить удобство развёртывания аппаратуры, сэкономить время и в целом уменьшить затраты на проведение исследований.

Важной отличительной особенностью ССД-3 от существующих в настоящее время отечественных многоканальных регистраторов является одновременная выборка аналогового сигнала по всем каналам, что необходимо для точного восстановления поляризации сейсмического сигнала. Более того, если несколько станций с такими регистраторами являются элементами сейсмической группы, то с точностью до 10 мкс обеспечивается синхронизация выборок всех станций за счёт использования оригинальных программных и аппаратных средств [13].

Кроме того, в АЦСС-3 по сравнению с ПЦСС [12] усовершенствована система синхронизации сейсмических записей и позиционирования станции. Во-первых, добавлена возможность использования для этого двухсистемных приёмников GPS/GLONASS, что повышает надёжность синхронизации и точность определения координат, а также ослабляет зависимость от внешних влияющих факторов. Во-вторых, предпринят ряд мер схемотехнического и программного характера для подавления влияния сигналов синхронизации, вырабатываемых приёмниками, на измерительный тракт регистратора. Данные меры позволили устранить шумы в спектре записываемых регистратором сигналов на частотах 1, 2, … Гц.

В режиме регистрации каждая микросхема АЦП принимает дифференциальные сигналы от сейсмоприёмника соответствующего канала. Преобразование данных всеми тремя АЦП начинается одновременно по сигналу синхронизации, который вырабатывается микроконтроллером, исходя из анализа секундных меток, поступающих от приёмника GPS, и тактовых импульсов кварцевого генератора. По окончании преобразования АЦП первого канала даёт на контроллер сигнал готовности цифровых данных. Получив этот сигнал, контроллер производит считывание информации последовательно из каждого АЦП и форматирует её, отводя на каждый канал по четыре байта, т.е. 32 бита, из которых 24 бита отводятся под значение сигнала, а остальные служат для идентификации номера канала, синхронизации и помехозащищённости при передаче данных.

Одновременно с приёмом аналоговых сигналов от сейсмоприёмников контроллер принимает от приёмника GPS/GLONASS сигналы синхронизации (секундные метки), а также через микросхему преобразователя уровней RS-232 – текстовые сообщения о текущем времени и координатах. На основании этой информации при форматировании он производит изменение бита синхронизации в нескольких последовательных отсчётах АЦП, поступивших в начале астрономической минуты. Этим обеспечивается надёжность синхронизации сейсмических данных со временем, т.к. фактически время отсчёта прописывается вместе с его значением. Для исключения потери информации в случае сбоев или потерь служебных файлов при обработке и хранении записей непосредственно в поток данных периодически, по умолчанию один раз в 30 минут, включается сообщение приёмника GPS/GLONASS о времени и координатах станции, а также её текущие настройки. Используемый формат позволяет при обработке отделить в общем потоке сейсмические данные от указанной служебной информации.

В зависимости от настроек контроллер записывает сформированные данные в микросхемы флэш-памяти общей ёмкостью 3 Гбайт и/или передаёт на плату интерфейсов. При накоплении данных только во флэш-память запись ведётся до полного её исчерпания, а затем останавливается. Если же регистрируемая информация выводится на плату интерфейсов с одновременной записью во флэш-память, то последняя работает как кольцевой буфер, позво-

ляя восстановить запись в случае нарушения связи с центром сбора данных. Ёмкость флэш-памяти обеспечивает автономное накопление данных при работе всех трёх каналов с частотой оцифровки 100 Гц в течение месяца.

Для восстановления возможности записи данных только во флэш-память после её исчерпания эту память необходимо очистить, предварительно переписав её содержимое на диск компьютера. Перекачивание накопленной регистратором информации на компьютер начинается по соответствующей команде с компьютера, получаемой контроллером платы регистрации и управления через плату интерфейсов. Через неё же в обратную сторону контроллером передаются данные из флэш-памяти, начиная с первого блока размером 128 кбайт и до последнего, в котором есть хотя бы один байт данных. Очевидно, что в случае полного использования памяти, в компьютер будет передано всё хранящееся в ней. Эта операция может занимать до 4-х часов в зависимости от используемого типа интерфейса. Перепись данных из флэш-памяти происходит без их удаления. Стирание производится контроллером по специальной команде с компьютера только всей памяти целиком и занимает не более 20 с. В отличие от регистратора станции ПЦСС станция ССД-3 имеет возможность сбора данных на съёмные накопители информации (2 карты SD/SDHC ёмкостью до 64-х Гбайт каждая), что существенно упрощает обслуживание станции, т. к. устраняется довольно продолжительная (до 3-х часов) операция перекачивания данных из внутреннего несъёмного модуля памяти на компьютер. Несмотря на эти очевидные преимущества съёмных SD-карт для хранения зарегистрированной информации в автономной сейсморегистрирующей аппаратуре, при разработке ССД-3 не отказались от несъёмной флэш-памяти как более надёжной, ввиду отсутствия механических контактов, и имеющей более широкий температурный диапазон.

Как следует из описания, общение контроллера платы регистрации и управления с центром сбора данных осуществляется через плату интерфейсов. На ней находится микроконтроллер AT91SAM7X256 с ядром ARM7, который преобразует поток данных с платы регистрации и управления в соответствии с протоколами любого из интерфейсов: RS-232, RS-485, USB или Ethernet и передаёт его в обрабатывающий центр. Кроме того, этой платой обеспечивается обратное преобразование при передаче команд на плату регистрации и управления.

В ССД-3 предусмотрена возможность импульсной калибровки каждого из измерительных каналов. Плата калибровки содержит контроллер калибровки ATtiny2313, три герконовых реле, микросхему преобразователя уровней RS-232, предназначенную для получения параметров калибровочных импульсов и команд с платы регистрации и управления, а также стабилизированный вторичный источник напряжения 12 В. Калибровка сейсмических каналов инициируется по команде с компьютера или нажатием кнопки на корпусе регистратора, если последний находился в режиме регистрации. При получении с платы регистрации и управления через преобразователь RS-232 команды на калибровку контроллер калибровки формирует на своих выходах импульсы последовательно для каждого из каналов. Значения ширины этих импульсов и времени задержки между калибровками каналов хранятся в энергонезависимой памяти контроллера калибровки. На время, равное длительности этих импульсов, замыкаются контакты герконовых реле, в результате чего в цепь калибровки канала через резистор поступает импульс тока, вызывающий колебания маятника сейсмоприёмника.

Исследования и испытания сейсморегистратора ССД-3 и сейсмостанции АЦСС-3

Опытные образцы вышеописанного регистратора спроектированы, изготовлены и прошли испытания в ИДГ РАН. Одной из важнейших характеристик сейсмического регистратора, требующих экспериментального подтверждения, является уровень его собственных шумов. Регистратором ССД-3 выполнено несколько записей во внутреннюю флэш-память на разных скоростях оцифровки, когда дифференциальные входы каждого из каналов ССД-3 попарно соединены между собой. Фрагмент записи собственных шумов при регистрации по трём каналам с частотой 100 Гц представлен на рисунке 4. Максимальная амплитуда шумов при этом не превысила ±15 мкВ.

Среднеквадратичные значения шума в мкВ по каждому из каналов показаны с правой стороны рисунка 4 и составляют 6 мкВ, что при диапазоне входного сигнала АЦП ±10 В соответствует динамическому диапазону 125 дБ. Это значение соответствует паспортным данным АЦП AD7732 для частоты оцифровки до 200 Гц и вряд ли может быть улучшено без изменения элементной базы регистратора. Аналогичное соответствие было получено и при работе на других частотах до 1 кГц.

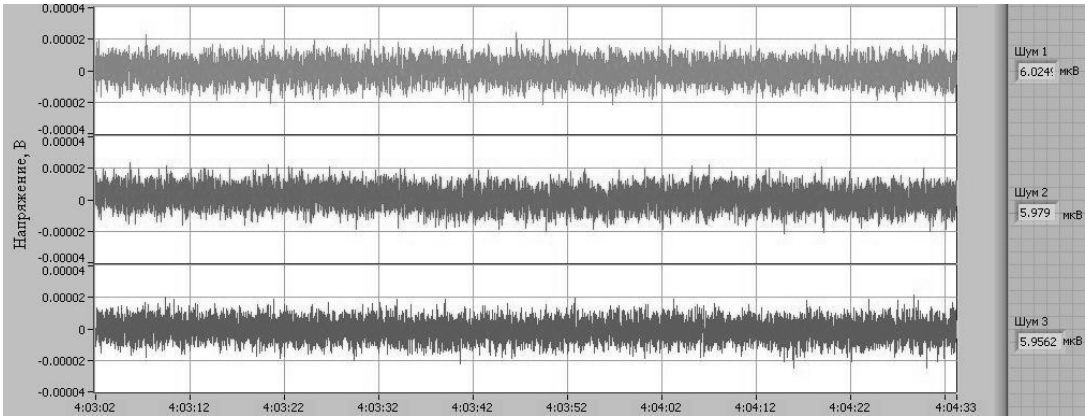


Рисунок 4. Фрагмент записи собственных шумов регистратора ССД-3

Проведены исследования надёжности и точности синхронизации сейсмостанций с регистраторами ССД-3 при работе в сейсмической группе, которые описаны в [13]. Они подтвердили надёжность системы синхронизации группе с погрешностью, не превышающей периода оцифровки 5 мс. Стендовые испытания АЦСС-3 заключались в определении амплитудно-частотных характеристик его сейсмических каналов с сейсмоприёмником СМ-3Е. В качестве источника колебаний использовалась аттестованные поверочные стенды вертикальный (ПСВУ) и горизонтальный (ПСГУ) ИДГ РАН. Частота горизонтальных колебаний во время регистрации изменялась последовательно от 40 Гц до 0.02 Гц (минимально возможная частота стенда ПСГУ), а вертикальных от 40 Гц до 0.01 Гц, чтобы по возможности покрыть весь паспортный рабочий диапазон датчиков СМ-3Е. Амплитуда колебаний стенда для всех частот подбиралась такой, чтобы амплитуда сигнала на выходе датчика составляла примерно 1 В. Для каждой из частот в регистратор записывалось не менее 20 периодов сигнала. По результатам испытаний были построены АЧХ сейсмических каналов станции. Кроме того, были рассчитаны АЧХ тех же сейсмических каналов по их отклику на одиночный положительный калибровочный импульс длительностью 5 мс. На рисунке 5 показана полученная АЧХ канала E-W АЦСС-3, измеренная обоими способами (непрерывная линия – импульсная калибровка, точки – калибровка на стенде ПСГУ). АЧХ, полученные обоими методами, близки за исключением участка в области верхней частоты среза. Результат импульсной калибровки одиночным импульсом несколько занижает действительное значение коэффициента преобразования.

В конце апреля 2010 г. АЦСС-3 была установлена на постаменте в шахте геофизической обсерватории (ГФО) «Михнево» на глубине 20 м от поверхности Земли для работы в качестве трёхкомпонентной широкополосной точки наблюдения МСА (рисунок 6). Данные, регистрируемые станцией, передаются в лабораторный корпус ГФО в режиме реального времени с использованием интерфейса Ethernet по оптоволоконному кабелю. Одновременно, для исключения потери данных из-за сбоев в работе компьютерной сети, ведётся запись сейсмических сигналов во внутреннюю флэш-память станции. Исходя из частотной характеристики датчиков СМ-3Е, частота оцифровки была выбрана 100 Гц. При такой частоте, в случае необходимости, хранящиеся во внутренней памяти станции данные за последний месяц работы могут быть считаны через USB-интерфейс.

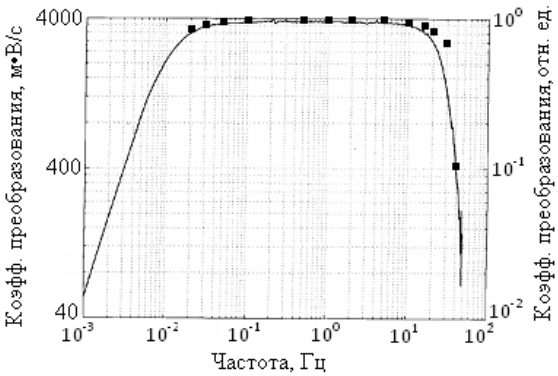


Рисунок 5. АЧХ канала E-W станции АЦСС-3. Непрерывная линия – импульсная калибровка, точки – калибровка на стенде ПСГУ

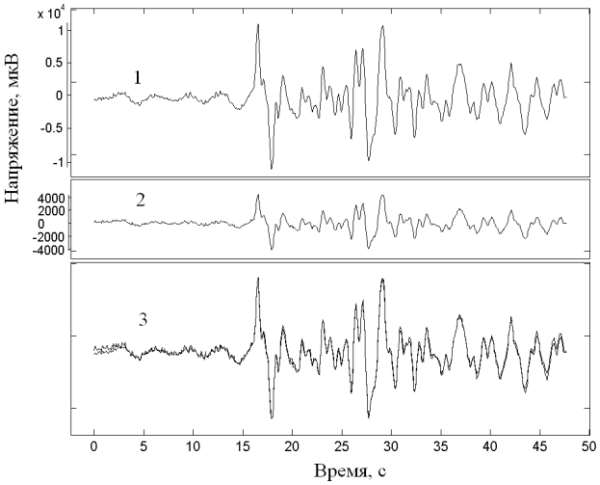


1 – постамент в шахте; 2 – регистратор ССД-3 (со снятой крышкой); 3, 4, 5 – сейсмоприёмники СМ-3Е каналов Z, E-W, N-S соответственно

Рисунок 6. Широкополосная трёхкомпонентная автономная сейсмическая станция в составе МСА «Михнево»

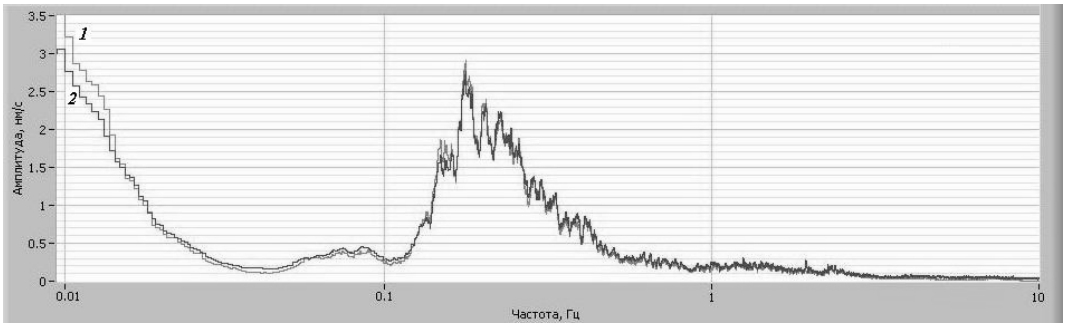
До середины 2011 г. на том же постаменте работала сейсмостанция Quanterra Q380 с широкополосным (до 120 с) сейсмоприёмником STS-2. В связи с этим представляет интерес сравнение записей, сделанных обеими станциями. На рисунке 7 приведены волновые формы первых вступлений землетрясения магнитудой 6.3, произошедшего на Аляске 05.05.2011 в 14:12:59 GMT, полученных на вертикальных сейсмических каналах АЦСС-3 (кривая 1) и импортной станции (кривая 2). На нижней диаграмме рисунка 7 показан результат совмещения этих волновых форм, который подтверждает их хорошее соответствие друг с другом. Следует отметить, что чувствительность датчика STS-2 имеет значение S=1500 В·с/м, а аналогичный параметр АЦСС-3 S=4000 В·с/м, поэтому волновая форма, полученная зарубежной аппаратурой, для совмещения была умножена на 2.6.

Сопоставление только волновых форм сейсмических сигналов, таких как землетрясения, не может дать полной информации о соответствии характеристик различной аппаратуры во всём частотном диапазоне. Для этого по получасовым записям микросейсмического фона, сделанным обеими станциями при отсутствии сейсмических и техногенных событий, были построены спектры Фурье. Спектры горизонтальных каналов E-W показаны на рисунке 8.



1 – АЦСС-3; 2 – STS-2; 3 – они же, совмещённые друг с другом

Рисунок 7. Записи землетрясения на Аляске 05.05.2011



1 - сейсмостанция на базе регистратора Quanterra Q380 (канал E–W); 2 - сейсмостанция АЦСС-3 (канал E–W)

Рисунок 8. Спектры Фурье микросейсмического фона в ГФО "Михнево"

В частотном диапазоне от 0.01 до 10 Гц оба спектра близки друг другу, за исключением участка от 0.01 до 0.15 Гц, где спектр амплитуд, записанных АЦСС-3 несколько ниже. Это обусловлено тем, что на этих частотах у датчиков СМ-3Е начинается спад АЧХ в пределах 0.7 от максимума, а у STS-2 продолжается плоский участок, т. к. нижняя частота среза этих сейсмоприёмников ниже, чем у СМ-3Е, и составляет 0.0083 Гц. На частотах выше 10 Гц сравнение не проводилось, потому что скорость выборки данных регистратором Quanterra составляла 20 Гц/канал.

Таким образом, в результате лабораторных исследований регистратора ССД-3 и сейсмостанции АЦСС-3 была подтверждена работоспособность регистратора, измерены его собственные шумы, исследована работа схем синхронизации и импульсной калибровки, а также измерены АЧХ сейсмических каналов станции на стендах. Сравнительные испытания станции АЦСС-3 в шахте ГФО «Михнево» совместно со станцией Quanterra Q380, оснащённой широкополосным датчиком STS-2, показали практическую идентичность работы обеих систем при исследовании сейсмических сигналов в частотном диапазоне от 0.015 до 10 Гц и в условиях спектрального состава и мощности микросейсмического шума, имеющегося в данной точке наблюдения.

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ПРОЛЕТОМ ЧЕЛЯБИНСКОГО БОЛИДА В АТМОСФЕРЕ

Челябинский метеорит 15 февраля 2013 г. был самым крупным космическим телом после Тунгусского события 1908 г., вызвавшим разрушения в районе с численностью населения более 1 млн. человек [14]. Существуют работы, в которых изучаются сейсмические записи пролета Челябинского болида. В [15, 16] исследуются записи поверхностных волн Рэлея на эпицентральных расстояниях 246 - 4000 км, их времена прихода и амплитудные характеристики. Определена магнитуда сейсмичес-

кого события, связанного с Челябинским болидом, его приближенные координаты и время в очаге. В [17] по данным Международного центра данных (IDC) на сейсмограммах выявлены волны LR, LQ и Pn, связанные с пролетом болида в атмосфере, рассчитаны магнитуды по разным типам волн. Сделан вывод о наличии трех источников колебаний, отличающихся друг от друга по местоположению в пространстве и времени. Детальный анализ сейсмических колебаний, связанных с пролетом Челябинского болида и записанных станцией АЦСС-3 в Михнево, позволил рассчитать магнитуду Ms сейсмического события и общую энергию E_0, выделившуюся при движении космического тела. Анализируемые записи сейсмометра в Михнево являются собственностью ИДГ РАН и не общедоступны. Полученная информация дополнит существующий научный задел по сейсмическим колебаниям от Челябинского болида.

Кроме сейсмической записи станции АЦСС-3 в ГФО «Михнево» (MHV), с сайта http://www.orfeus-eu.org/ получены волновые формы для станций Обнинск (OBN, Россия), Пулково (PUL, Россия), Васула (VSU, Эстония) и Сувалки (SUW, Польша). На этих станциях установлены сейсмометры Streckeisen STS [18], а для анализа выбраны данные канала BH (20 Гц). При расчете эпицентрального расстояния и азимута до станций использовались координаты точки (61.4^0E, 54.8^0N), вблизи которой согласно [19] на высоте ~30 км произошли наибольшие разрушения метеороида. Для оценки средней групповой скорости волны использовалось время самой яркой вспышки 03:20:32.2 (точность 0.1 с) из [14]. Проведена фильтрация сейсмического сигнала полосовым 0-фазным фильтром Баттерворта 5-го порядка в диапазоне от 40 секунд до 11 секунд. Как видно на рисунке 9, наблюдается хорошая корреляция волновых форм, что подтверждает правильность регистрации сейсмических волн в диапазоне периодов от 40 секунд до 11 секунд сейсмостанцией АЦСС-3.

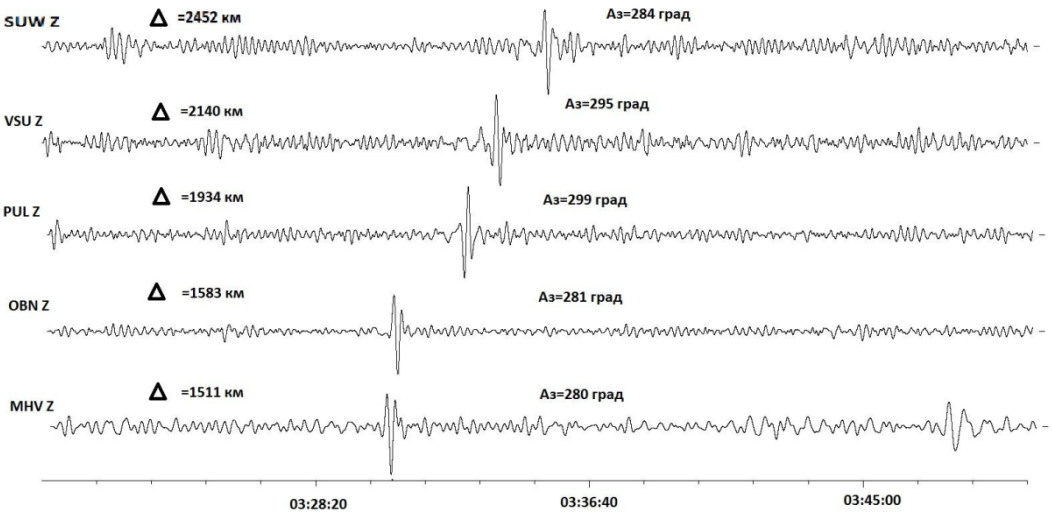


Рисунок 9. Волновые формы скоростей смещения грунта в период с 3:20 до 3:45 GMT 15 февраля 2013 года для сейсмостанций АЦСС-3 (MHV), OBN, PUL, VSU, SUW после фильтрации полосовым 0-фазным фильтром Баттерворта 5-го порядка в диапазоне от 40 секунд до 11 секунд

В совокупности по всем станциям сигнал рассматривался на эпицентральных расстояниях 1511 - 2452 км в азимутальном секторе 280° - 299°, то есть, были выбраны станции, расположенные в одном направлении от траектории пролета болида на близких эпицентральных расстояниях. Анализ 150-минутный сейсмической записи в Михнево с 03:00:00 по 05:30:00 показал, что полезный сигнал действительно выделяется на фоне шума и является максимальным в этот временной период. Волна, выделенная как поверхностная, инициированная пролетом Челябинского болида, на записи трехкомпонентного широкополосного цифрового сейсмометра АЦСС-3, по времени вступления находится в хорошем согласии с волнами, идентифицируемыми как поверхностные на записях других станций. Сравнение проведено с записями сейсмических станций, расположенных на близких с Михнево эпицентральных расстояниях, как по близким азимутальным направлениям (сейсмостанции OBN, PUL, VSU, SUW), так и по направлениям, отличающимся на угол более 90° от Михнево (станция KKAR).

Анализ трех компонент смещения для всех станций показал, что смещение частиц происходило только в вертикальном направлении и направлении E-W. С севера на юг (N-S) колебания частиц не наблюдается или они очень слабые, т. е. регистрируемая волна является вертикально поляризованной. Для Михнево на вертикальной компоненте и компоненте E-W амплитуда скорости смещения максимальна в 3:30:01 GMT. Соотношение сигнал/шум

при этом приблизительно равно 4. Выделенный волновой цуг представлен на рисунке 10. Движение частиц в плоскости E-Z ретроградное (против часовой стрелки), траектория движения в этой плоскости близка к эллипсу. Азимут, определенный по трем компонентам, равен 265°, что на 15° отличается от азимута 280°, приведенного в [19]. Такие различия в определении азимута не позволяют получить достоверную информацию о местоположении сейсмического источника, связанного с болидом, по данным в Михнево, но вполне приемлемы для того, чтобы связать данные колебания с Челябинским болидом.

Согласно [20, 21], при воздушных взрывах для трасс с континентальным строением земной коры обычно регистрируются поверхностные волны Рэлея. В волне Рэлея при воздушных взрывах малой и средней мощности визуально четко выделяются две группы волн – M2 и L0. Волна M2 известна в сейсмологии как главная фаза рэлеевской волны и является наиболее интенсивной на записи. Она вертикально поляризована и движение частиц почвы в ней ретроградное. Вышесказанное подтверждает наше предположение о том, что выделенный на рисунке 10 колебательный цуг является поверхностной релеевской волной M2. Ниже в таблице 2 приведены амплитудные и временные характеристики обсуждаемой волны. Максимальное смещение 0.9 мкм зафиксировано на компоненте E-W. Теоретическое значение A_H/A_Z равно 0.68. Однако на практике установлено, что для станций, расположенных на мощном слое осадков, A_H/A_Z превышает теоретическое значение в 1.5-2.0 раза. Именно в таком районе расположена ГФО «Михнево». Согласно таблице 2, отношение A_H/A_Z варьируется здесь от 1.00 до 1.26. В соответствии с таблицей из [20] для континентального пути и эпицентрального расстояния 1350 км по наблюдениям воздушных и контактных взрывов периоды волны M2 изменяются от 9 до 13 с, а на расстоянии 1875 км равны 13-14 с. Измеренные в Михнево периоды (таблица 2) близки к периодам, наблюдаемым для данных эпицентральных расстояний при взрывах. Приход волны M2 в Михнево отмечен в 3:30:01 GMT. Если время самой яркой вспышки 3:20:32 (высота ~30 км), то на Землю волна пришла в 3:22:03 (время в очаге для сейсмического события, вызванного пролетом болида, рассчитанное в [16] 03:21:55.5 ± 6.5 с почти такое же). Следовательно, время пробега составляет ~478 секунд. Отношение эпицентрального расстояния ко времени пробега дает $v_{гр}$ =3.2 км/с. Данное значение $v_{гр}$ немного выше наблюдаемой по взрывам групповой скорости для данных периодов релеевских волн.

Магнитуда события вычислялась по формуле из [22]:

$$Ms = \log(A/T)_{\max} + 1.66\log\Delta + 3.3,$$

где: A – амплитуда смещения в мкм, T – период колебаний в с, Δ – эпицентральное расстояние в градусах. $(A/T)_{max}$= 0.06 мкм/с (максимальное значение из A/T, приведённых в таблице 2).

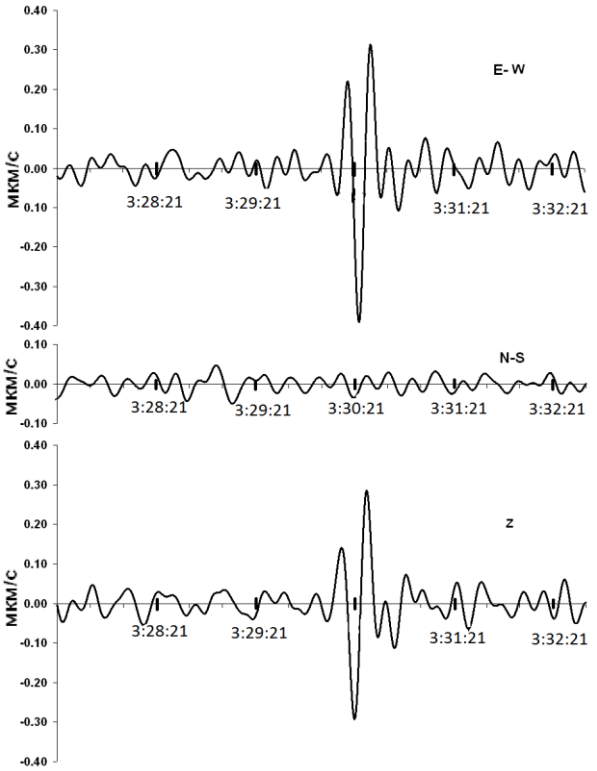


Рисунок 10. Волновые формы в период 3:27:21-3:32:21 GMT, записанные АЦСС-3. Использована фильтрация полосовым 0-фазным фильтром Баттерворта 5-го порядка 11 с – 40 с.

Таблица 2. Значения амплитуд и периодов в волне Рэлея от сейсмического события, инициированного пролетом болида в атмосфере, зарегистрированной в Михнево

Компонента	Время вступления чч:мм:сс	Амплитуда скорости, мкм/с	Период (T), с	Амплитуда смещения (A), мкм	A/T, мкм/с	A_H/A_Z
Z	03:30:06.0	0.14	16.7	0.37	0.02	
Z	03:30:14.4	0.29	15.1	0.70	0.05	
Z	03:30:21.9	0.29	13.9	0.64	0.05	
E-W	03:30:14.0	0.22	13.35	0.47	0.04	1.26
E-W	03:30:20.7	0.39	14.0	0.87	0.06	1.25
E-W	03:30:27.7	0.31	13.1	0.65	0.05	1.00

Согласно [15] данная формула для Ms верна для $\Delta>15^0$, т. е. рассматриваемое нами эпицентральное расстояние 1511 км находится на нижней границе применимости данного соотношения. В результате было получено Ms = 4. Для вычисления сейсмической энергии использовалось соотношение из [23]:

$$\log E_S = 1.5Ms + 4.4,$$

где E_S – общая сейсмическая энергия в джоулях

Вычисления дают $E_S=2.5\cdot10^{17}$ эрг. Для определения общей энергии E_0, выделившейся при пролете Челябинского болида, использовалось соотношение $E_S/E_0=8.5\cdot10^{-5}$, рассчитанное в [24] для Чулымского болида 26 февраля 1984 года. Общая энергия для Челябинского события составила $E_0=2.9\cdot10^{21}$ эрг = 290 ктТНТ. Амплитудные и частотные характеристики поверхностной волны от Челябинского события в Михнево хорошо согласуются с характеристиками поверхностных волн от воздушных взрывов. Данная работа подтверждает выводы, сделанные в [21,24], что сейсмические колебания, возникающие при пролете космических тел, имеют много общих особенностей с сейсмическими колебаниями от воздушных взрывов. По имеющейся записи поверхностной волны получена оценка амплитуды смещения и групповой скорости $v_{гр}$, рассчитаны магнитуда события Ms и общая энергия Челябинского события E_0. Полученная магнитуда Ms=4 соответствует оценкам, сделанным в [16] Ms=4.0±0.3, в [15] Ms=3.7±0.3, в [17] Ms(IDC)=3.95±0.06. Рассчитанная общая энергия, выделившаяся при движении космического тела со сверхзвуковой скоростью, E_0=290 кт ТНТ близка по порядку величины к общей энергии, рассчитанной в [16] E_0=420±200 кт ТНТ.

Заключение

Разработан и изготовлен трёхканальный сейсмический регистратор ССД-3, на его основе созданасовместно с сейсмоприёмниками СМ-3Е трёхкомпонентная широкополосная автономная цифровая сейсмическая станция АЦСС-3, которая была исследована и успешно применена в сейсмологических экспериментах. Основное преимущество созданной аппаратуры перед зарубежными и отечественными аналогами – простота и удобство в эксплуатации при сохранении высоких технических характеристик, что достигается применением современных материалов, компонентов и технологий.

Проведённый комплекс лабораторных и стендовых испытаний опытных образцов как регистратора, так и станции в целом доказал их работоспособность и подтвердил технические характеристики, приведенные в таблицах 1 и 2. Сравнительные исследования функционирования АЦСС-3 и импортной аппаратуры аналогичного класса (сейсмоприёмник STS-2 с регистратором Quanterra Q380) показали, что в условиях имеющегося в шахте ГФО «Михнево» уровня микросейсмического шума потенциальное преимущество зарубежной техники по шумовым характеристикам существенной роли не играет, и оба измерительных комплекса работают практически идентично. Однако следует отметить более удобные эксплуатационные качества АЦСС-3 - простоту её настройки и запуска на регистрацию, в отличие от импортных сейсморегистраторов, которые требуют кропотливой настройки.

По результатам испытаний станция АЦСС-3 принята в эксплуатацию в качестве трёхкомпонентной широкополосной точки наблюдения малоапертурной сейсмической антенны «Михнево», где с её участием ведётся непрерывный сейсмический мониторинг. Кроме того, данные, полученные станцией АЦСС-3, позволили произвести оценку динамических параметров поверхностной волны Рэлея, связанной с пролетом Челябинского болида в атмосфере 15 февраля 2013 г. Проведено сравнение волновой картины в Михнево с волновыми формами соседних станций: OBN, PUL, VSU, SUW. По данным в Михнево оценена общая энергия, выделившаяся при движении тела со сверхзвуковой скоростью, а также магнитуда Ms сейсмического источника, связанного с болидом. Показано, что динамические параметры (амплитуда волны, период, отношение горизонтальной и вертикальной амплитуды) от данного источника на эпицентральном расстоянии 1511 км схожи с динамическими параметрами воздушных взрывов.

Литература

1. Nakayama, Y. Performance test of STS-2 seismometers with various data loggers / Y. Nakayama [et.al] // IWAA 2004, CERN, Geneva, 4 - 7, October 2004.
2. REF TEK Command and Control. RTCC Users Guide. Rev. 2.1.6.0, 20.04.2010, 123p.
3. Koch, K. Detection and elimination of time synchronization problems for the GERESS array by correlating microseismic noise / K. Koch, K. Stammler // Seismological Research Letters, 2003. – v. 74, No. 6. – P. 803 - 816.
4. Старовойт, О.Е. Сеть сейсмических наблюдений в России в 2003-2006 гг. наблюдений / О.Е. Старовойт, А.А. Маловичко // Национальный отчёт Международной ассоциации сейсмологиии физики недр Земли Международного геодезического и геофизического Союза 2003 – 2006 к XXIV Генеральной ассамблее МГГС. М.: Москва, 2007. – С. 7 – 12.
5. Цифровая сейсмическая станция SDAS. Версия 2.4. Описание и инструкция по эксплуатации. Обнинск: НПО «ГЕОТЕХ», 1999. – 118 с.
6. Мехрюшев, Д.Ю. Аппаратурные разработки Геофизической Службы РАН / Д.Ю. Мехрюшев // Национальный отчёт Международной ассоциации сейсмологиии физики недр Земли Международного геодезического и геофизического Союза 2003 – 2006 к XXIV Генеральной ассамблее МГГС. М.: Москва, 2007. – С. 15 – 17.

7. Регистратор сейсмических сигналов «Байкал-7HR». Техническое описание. EXPAS, 2009. – 34 с.
8. Башилов, И.П. Скважинный сейсмоприёмник на основе модуля СМ-5 / И.П. Башилов [и др.] // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. Сб. науч. трудов ИДГ РАН. Кн. 2. М.: ИДГ РАН, 2003. – С. 365–373.
9. Peterson, J. Observation and modeling of seismic background noise / J. Peterson // U.S. Department of Interior, Geological Survey. Open-File Report 93-322. - 1993. - 91 p.
10. Башилов, И.П. Шумовые параметры сейсмических приборов / И.П. Башилов, С.К. Дараган, Н.В. Кабыченко // Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып. 2 (10) – С. 19-29.
11. Санина, И.А. Синтез и опыт экспериментального применения двухмерной малоапертурной сейсмической антенны “Михнево” / И.А. Санина [и др.] // Сейсмические приборы, 2008. - Вып. 44. - С. 3 - 18.
12. Башилов, И.П. Портативные цифровые сейсмические станции в системах сейсмического мониторинга / И.П. Башилов [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып.1 (49). – С. 22 - 26.
13. Башилов И.П. Средства синхронизации автономных сейсмостанций в сейсмических группах / И.П Башилов, С.Г. Волосов, С.А. Королёв // Сейсмические приборы, 2012. – Т.48, № 4. – С. 27 - 39.
14. Popova,O (the Chelyabinsk Airburst Consortium) Chelyabinsk Airburst, Damage Assessment, Meteorite Recovery, and Characterization / O. Popova [et al] // Science 29 November 2013: – Vol. 342 no. 6162 pp. 1069 - 1073 DOI: 10.1126/science.1242642.
15. Tauzin, B. Seismoacoustic coupling induced by the breakup of the 15 February 2013 Chelyabinsk meteor / B. Tauzin [et al] // V40, Issue14, pages 3522–3526. – 2013.
16. Brown, P. G. A 500-kiloton airburst over Chelyabinsk and an enhanced hazard from small impactors / P. G. Brown [et al] // Nature, 503, 238–241, 2013, doi:10.1038/nature12741.
17. Kitov, I. The DPRK 2013 underground test and Chebarkul meteorite:joint interpretation of seismic, infrasound, acoustoseismic, and seismoacoustic waves, International Data Centre, Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization / I. Kitov [et al] // Vienna, Austria, 2013, устный доклад.
18. Havskov, J. Instrumentation in Earthquake Seismology / J. Havskov, G. Alguacil // Modern Approaches in Geophysics. Springer Academic Publishers. 2002. – P. 313.
19. Borovicka, Jırı´ The trajectory, structure and origin of the Chelyabinsk asteroidal impactor / Jırı Borovicka [et al] / doi:10.1038/nature12671, 2013.
20. Пасечник, И.П. Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях / И.П. Пасечник // М.: Наука, 1970. – 193 с.
21. Пасечник, И. П. Оценка параметров взрыва Тунгусского метеорита по сейсмическим и микробарографическим данным / И.П. Пасечник // В кн.: Космическое вещество на Земле. Новосибирск: Наука, 1976. С. 24-54.
22. Karnik, V Standardisation of the earthquake magnitude scale, Studia Geoph. et Geod., 6, 41-47, 1962.
23. Choy, G.L. and Boatwright, J.L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress / V Karnik [et al] // Journal of Geophysical Research 100: doi: 10.1029/95JB01969. issn: 0148-0227, 1995.
24. Овчинников, В.М. Землетрясение, вызванное взрывом болида в бассейне р.Чулым / В.М. Овчинников, И.П. Пасечник // Докл. АН СССР, 1988. – Т. 299, №3.

«МИХНЕВО» ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ОБСЕРВАТОРИЯДАҒЫ АЦСС-3 КЕҢ ЖОЛАҚЫ СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯ

[1)]Башилов И.П., [1)]Волосов С.Г., [2)]Козюкова О.С., [3)]Королёв С.А., [3)]Усольцева О.А.

[1)]РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Ресей
[2)] «Ғарыштық аспапқұрылыстың ҒЗИО» АҚ, Ресей
[3)]РҒА Геосфера динамикасы институты, Ресей

Әзірленген ССД-3 үш арналы сейсмикалық тіркеуіш және оның негізінде – СМ-3 сейсмоқабылдағышпен бірге – жасалған АЦСС-3 үш компонентті кең жолақы автономды цифрлық сейсмикалық станция сипатталған. Бұл аппаратураның шетел және отандық аналогтарының алдындағы негізгі артықшылығы – жоғары техникалық сипаттамалары сақтаулуында пайдалануда оңайлық пен қолайлық. Жасалған аппаратураны сынау кешені жүргізілген, оның нәтижелері бойынша АЦСС-3 «Михнево» кіші аппертуралық сейсмикалық антеннаның бақылау пунктілері үшін үш компонентті кең жолақы станция ретінде пайдалануына қабылданған. Михневода АЦСС-3 станциямен алынған деректері атмосферада Челябинск болиді ұшумен байланысты сейсмикалық тербелістерін талдауын жүргізуіне және ол тудырған сейсмикалық көздің параметрлерін бағалауына мүмкіншілік берген.

THE ADSS-3 BROADBAND SEISMIC STATION AT "MIKHNEVO" GEOPHYSICAL OBSERVATORY

[1)]I.P. Bashilov, [1)]S.G. Volosov [2)]O.S. Kozyukova, [3)]S.A. Korolyov, [3)]O.A. Usoltseva

[1)]Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia
[2)] Join Stock Company Institute of Space Device Engeneering, Moscow, Russia
[3)]Institute of Dynamics of Geospheres RAS Moscow, Russia

The SSD-3 three-channel seismic recorder and on its basis together with the SM-3E seismic sensors the ADSS-3 three-component broadband stand-alone digital seismic station were developed. Main advantage of the developed equipment in comparison with foreign and domestic analogs is simplicity and convenience in maintenance with keeping their high technical characteristics. Complex of tests of created equipment was carried out, according to which the ADSS-3 station was accepted as three-component broadband observation point of the "Mikhnevo" small-aperture seismic array. Data received by ADSS-3 station in Mikhnevo allowed to analyze seismic waves induced by a flight of the Chelyabinsk meteor in atmosphere and to estimate parameters of its breakup.

УДК 550.34

ЛОКАЛИЗАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПРИЭЛЬБРУСЬЕ ПОДЗЕМНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППОЙ

Ковалевский В.В., Белоносов А.С., Авроров С.А., Якименко А.А.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

В статье приведены результаты исследований методами математического моделирования характеристик направленности подземной сейсмической группы из 6 сейсмических регистраторов с площадной апертурой 2.5 км на площади 0.5 км, развернутой в штольне БНО (Баксакская нейтронная обсерватория) ИЯИ (Институт ядерных исследований) Российской академии наук (в Приэльбрусье). Основное внимание уделено исследованию погрешности определения гипоцентра локальных сейсмических событий в зависимости от расстояния и азимута относительно оси сейсмической группы, а также от погрешностей определения времен вступлений волн. Приведены примеры обработки реальных записей локальных сейсмических событий.

В районе Эльбрусского вулканического центра регистрируются слабые локальные сейсмические события, порождаемые геодинамическими процессами и вулканической активностью области вулкана, включая окружающие его разломные зоны. Изучение слабой сейсмичности района вулкана, включая вулканические дрожания, является одной из основных геоэкологических задач этого региона [1-3]. Сейсмический и геофизический мониторинг района Эльбрусского вулканического центра проводится Геофизической службой (ГС) РАН, Институтом физики Земли (ИФЗ) РАН, Государственным астрономическим институтом им. П.К. Штернберга (ГАИШ) МГУ, Кабардино-Балкарским университетом (КБГУ) на базе региональной сети сейсмических станций и лабораторий Северокавказской геофизической обсерватории [4]. В кооперации с этими организациями Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН провел экспериментальные работы, развернув линейную сейсмическую группу во вспомогательной штольне Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН и проведя исследования локальной низкоэнергетической сейсмичности района. Штольни БНО пройдены в цельном скальном массиве горы Андырчи, имеют протяженность 4 км и находятся на расстоянии 24 км от вулкана Эльбрус [5, 6]. Развернутая сейсмическая группа состояла из 6-и трехкомпонентных сейсмоприемников СК-1П с автономными цифровыми регистраторами «Байкал» (рисунок 1).

Одной из целей экспериментальных работ было определение возможностей сейсмической группы в регистрации и локализации слабых сейсмических событий в районе вулкана Эльбрус. Для этого теоретически исследованы характеристики направленности группы, определяемые ее геометрией, экспериментально определены уровни микросейсмических шумов и сигналов локальных сейсмических событий, степень их корреляции на различных сейсмоприемниках группы. Характеристики направленности развернутой сейсмической группы из 6 сейсмоприемников с площадной апертурой 2.5 км на 0.5 км, имеющей в плане вид линии с изломом (рисунок 1), исследованы методами математического моделирования. Основное внимание уделено оценке погрешности определения гипоцентров локальных сейсмических событий в зависимости от расстояния и азимута относительно оси сейсмической группы и от погрешностей определения времен вступлений волн. Использовалась модель среды с постоянными скоростями продольных и поперечных волн Vp и Vs и заданной геометрией сейсмической группы.

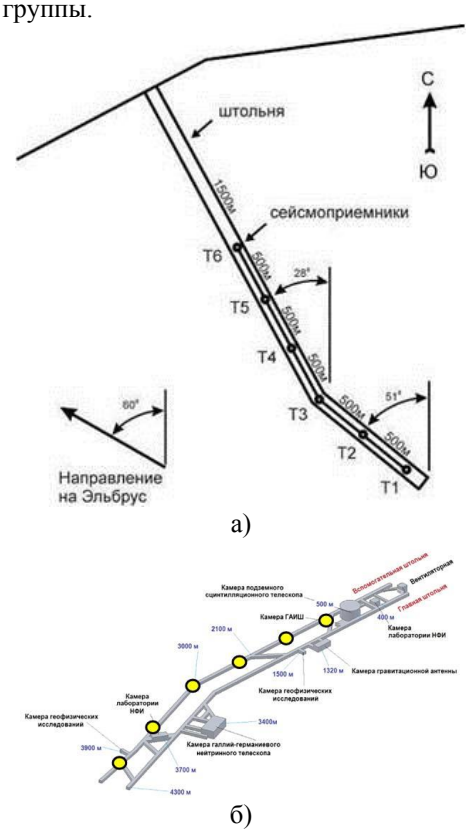


Рисунок 1. Сейсмическая группа во вспомогательной штольне Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН: а – расположение сейсмоприемников, б – сейсмическая группа в плане

Для модельного источника сейсмического события с координатами в полупространстве (x0,y0,z0) определялись времена вступлений P и S волн TP0i иTS0i на каждый i-ый сейсмоприемник в группе (xi,yi,0). Разность времен вступлений P и S волн на i-ый регистратор в выбранной модели определяется расстоянием до источника события L0i. Этот известный алгоритм является основным при определении гипоцентров землетрясений по сети сейсмических станций. В нашем случае это дает для разности времен

$$TS0i - TP0i = L0i \times (1/Vs - 1/Vp);$$
$$L0i = ((xi - x0)^2 + (yi - y0)^2 + z0^2)^{1/2} \quad (1)$$

Для предполагаемой точки источника с координаторами в полупространстве (x,y,z) определялись времена вступлений на каждый i-ый сейсморегистратор в группе TPi иTSi по расстоянию до источника события Li.

$$TSi - TPi = Li \times (1/Vs - 1/Vp);$$
$$Li = ((xi - x)^2 + (yi - y)^2 + z^2)^{1/2} \quad (2)$$

Далее составлялась целевая функция F1 как сумма квадратов разностей расчетных времен вступлений P и S волн от истинного положения источника (x0,y0,z0) и предполагаемого (x,y,z) и производился поиск ее минимума для всех точек (x,y,z).

$$F1 = \sum((TS0i - TP0i) - (TSi - TPi))^2 \quad (3)$$

Поиск минимума целевой функции F1 проведен с использованием программы минимизации из пакета NAG. При точных значениях времен прихода волн в модели координаты источника определялись точно, так как квадратичная функция F1 в этой точке равна нулю. Для оценки точности определения положения источника при наличии ошибок определения времен вступлений проведен перебор решений для времен вступлений, к которым добавлены случайные ошибки. В каждом расчете набиралась статистика из 1 млн реализаций. Это позволило получить представительный вид области определения гипоцентра при наличии ошибок в данных.

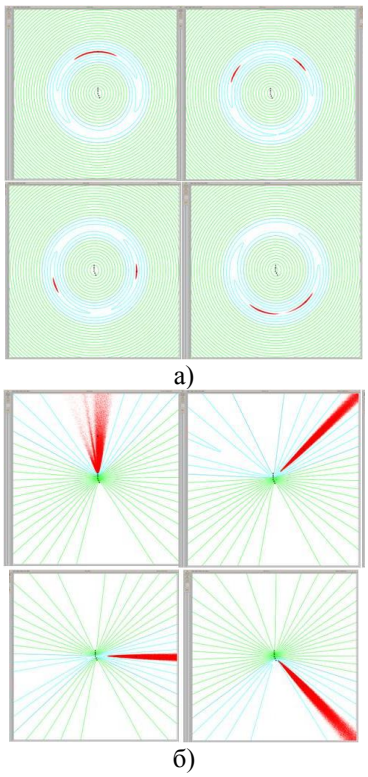
Второй вариант определения положения источника основан на использовании только разности времен прихода P волн на различные i-ый и j-ый сейсмоприемник группы TP0ij и TPij из точек (x0,y0,z0) и (x,y,z):

$$TP0ij - TPij = (L0i - L0j)/Vp - (Li - Lj)/Vp$$
$$L0j = ((xj - x0)^2 + (yj - y0)^2 + z02)1/2; \quad (4)$$
$$Lj = ((xj - x)^2 + (yj - y)^2 + z^2)^{1/2}$$

В этом случае целевая функция строилась по рассогласованию разности времен прихода P волн на i и j регистраторы из точек (x0,y0,z0) и (x,y,z).

$$F2 = \sum(TP0ij - TPij)^2 \quad (5)$$

Результаты расчетов по двум исследованным вариантам определения положения источника обладают существенно разными свойствами. В первом варианте информация о временах прихода P и S волн на i-ый сейсмоприемник определяет расстояние от него до события и значительно в меньшей степени – азимут события относительно оси группы. При наличии ошибок в определении времен вступлений область возможных положений события представляет часть дуги, наименьшего размера в направлении поперек оси группы, и наибольшего вдоль оси группы (рисунок 2). Кроме этого появляется ложная симметричная область локализации источника, что обусловлено почти линейной геометрией группы. Во втором варианте информация о разности времен прихода P на сейсмоприемники определяет азимут относительно оси группы на событие и значительно в меньшей степени – расстояние до события. При наличии ошибок в определении времен вступлений область возможных положений события лежит в узком угле в направлении на событие, с наименьшим размером угла в направлении поперек оси группы, и наибольшим в направлении вдоль оси группы (рисунок 2). Величина неопределенности в определении расстояния до точки события увеличивается с увеличением ошибки определения времен вступлений.



а)

б)

Рисунок 2. Результаты моделирования локализации источника с использованием двух вариантов определения прихода волн. Азимуты 0, 45, 90, 135 град. от оси группы. Величина ошибки времен вступлений 20 мс: а – по разности времен вступлений P и S волн, б – по разности времен вступлений P волн

Исследована возможность совместного использования данных о временах прихода P и S волн и

разности времен прихода P волн с минимизацией суммы функций F_1 и F_2 с весами α и (1-α)

$$F=\alpha \cdot F_1 + (1-\alpha)\cdot F_2 \qquad (6)$$

Результаты расчетов приведены на рисунке 3.

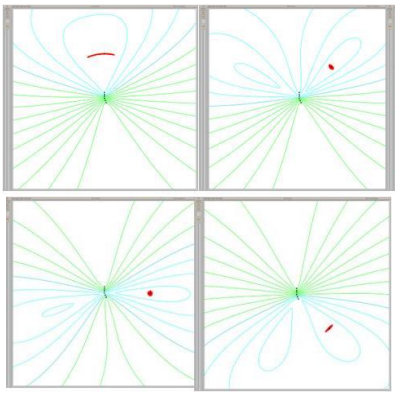
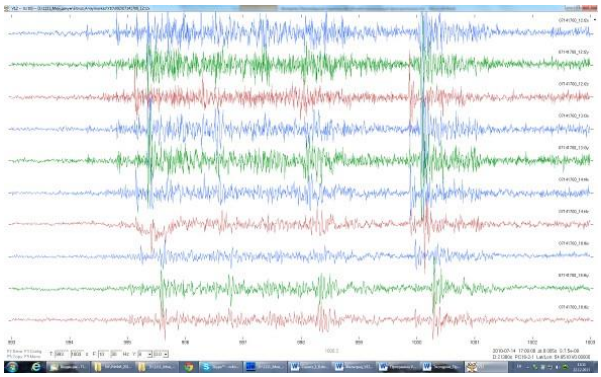


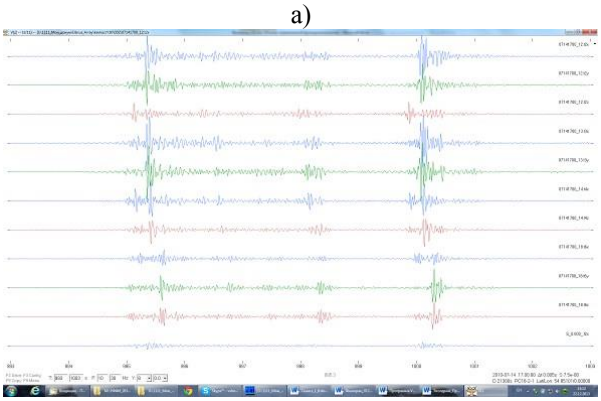
Рисунок3. Результаты локализации источника при совместном использовании разности времен вступлений P и S волн и по разности времен вступлений P волн. Азимуты 0, 45, 90, 135 градусов от оси группы. Величина временной ошибки 20 мс

Подбирая веса при функциях F_1 и F_2 можно получить результат, в котором объединены свойства обоих подходов – близкий размер области ошибки определения гипоцентра, как по углу, так и по расстоянию, причем этот размер меньше, чем по первому и второму алгоритмам в отдельности. Большая погрешность определения гипоцентра в направлении оси группы, чем поперек, остается, она обусловлена близкой к линейной геометрией группы. Важным свойством алгоритма является то, что при его использовании не возникает ложная симметричная область локализации источника. Приведенные результаты расчета получены в предположении близкого расположения источника события к свободной поверхности. Аналогичные расчеты сделаны для исследования влияния глубины источника Z на точность определения его координат.

Для обработки экспериментальных данных подготовлено программное обеспечение, ориентированное на особенности регистрации линейной сейсмической группой. Развита многофункциональная компьютерная программа V12 (Лаборатория геофизической информатики ИВМиМГ СО РАН), предназначенная для обработки, анализа и визуализации записей сейсмических сигналов (сейсмотрасс). Анализ осуществляется во временной, частотной, частотно-временной и пространственной областях. Функциональной особенностью программы является использование временного и частотного окон, которые могут перемещаться по сейсмограмме вперед-назад вручную или автоматически с одновременной обработкой, анализом и визуализацией результатов в пределах текущего окна. В программе V12 для анализа сейсмических сигналов, регистрируемых линейными группами, разработана процедура «Фокусировка». В ее основе лежит направленное пространственное суммирование сейсмотрасс со взвешиванием на ступенчатую огибающую суммарной трассы. Предусмотрено дополнительное взвешивание на сумму огибающих по преобразованию Гилберта (по энергии). Использование многополосного частотного фильтра и преобразование Гильберта позволяет получать спектрограммы (частотно-временные спектры) с оптимальным соотношением разрешений по времени и частоте. На рисунке 4 представлены фрагменты сейсмической записи с локальными сейсмическими событиями, регистрируемые группой в БНО. После частотной и пространственной фильтрации с использованием программы V12 удается выделить слабые сейсмические события для дальнейшей обработки и локализации.



а)



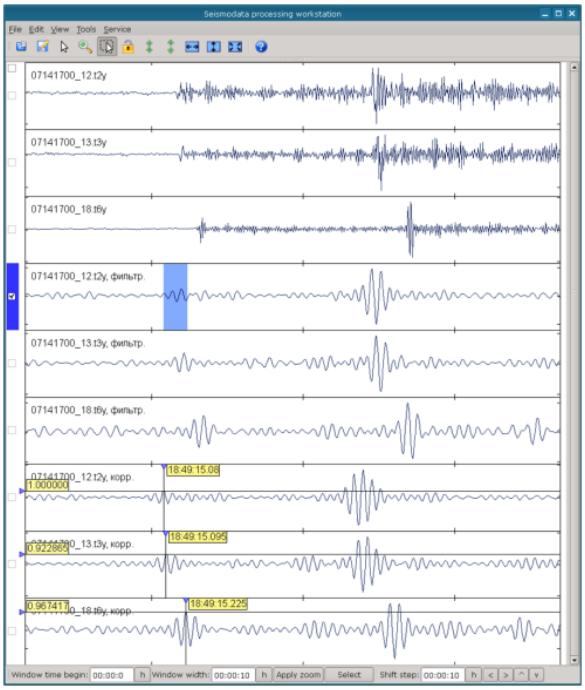
б)

Рисунок 4. К результатам применения программы V12 для фильтрации записи с локальными сейсмическими событиями, зарегистрированными подземной группой в БНО: а – исходная запись, б – запись после частотной и пространственной фильтрации

Обнаружение сейсмических волн локальных сейсмических событий методом корреляционного анализа и измерение их параметров: амплитуды, времени вступления, коэффициента корреляции, проводятся специализированным программным обеспечением. Программный инструментарий представляет собой приложение с графическим интерфейсом пользователя (GUI) и включает в себя: средства поддержки форматов представления сейс-

мических данных «Байкал ASN-88» на чтение и запись, интерактивные средства визуализации многоканальных сейсмических записей, полученных в результате регистрации, программные средства цифровой фильтрации данных на основе быстрого преобразования Фурье (БПФ). Реализованы режимы фильтрации «band-pass» и «band-cut», возможность задания множественных полос частот, а также изменение длины БПФ. Включены интерактивные средства выбора опорного сигнала — участка записи из массива исходных сейсмотрасс, представляющего собой искомый эталон импульсной волновой формы. Процесс создания опорного сигнала заключается в выделении временного интервала на диаграмме, содержащего волновую форму P или S волн. Далее производится обнаружение волновых форм на всех сейсмотрассах на основе вычисления взаимной корреляционной свёртки многоканальных сейсмических записей по эталону с использованием БПФ. При этом оценивается коэффициент корреляции с опорным сигналом для всех каналов данных и по временному положению его максимума определяются времена вступления волн. Интерфейс программы корреляционного анализа показан на рисунке 5.

С использованием разработанного программного обеспечения был выполнен анализ взаимной корреляции микросейсмического шума на различных компонентах сейсмоприемников сейсмической группы. Результаты приведены в таблице 1.



Вверху – 3 исходные записи; в средине – 3 отфильтрованные записи в диапазоне 10 - 20 Гц; внизу – результаты взаимной корреляционной свёртки. Метками показаны автоматически вычисленные времена вступлений волн P и коэффициенты корреляции с опорным сигналом, который выделен синим цветом на средней диаграмме

Рисунок 5. Интерфейс программы обнаружения и измерения параметров сейсмических волн методом взаимной корреляционной свёртки

Таблица 1. Коэффициенты взаимной корреляции микросейсмического шума на различных компонентах датчиков сейсмической группы

	t2x	t2y	t2z	t3x	t3y	t3z	t4x	t4z	t6x	t6y	t6z
t2x	1	0,20	0,24	0,27	0,20	0,29	0,18	0,15	0,18	0,23	0,17
t2y	0,22	1	0,21	0,15	0,17	0,15	0,18	0,13	0,18	0,17	0,14
t2z	0,22	0,19	1	0,16	0,18	0,07	0,16	0,13	0,20	0,20	0,13
t3x	0,27	0,15	0,19	1	0,14	0,41	0,18	0,17	0,21	0,22	0,16
t3y	0,14	0,15	0,15	0,21	1	0,09	0,15	0,15	0,18	0,13	0,16
t3z	0,29	0,16	0,11	0,37	0,15	1	0,24	0,20	0,14	0,16	0,22
t4x	0,23	0,19	0,16	0,21	0,17	0,24	1	0,14	0,15	0,16	0,15
t4z	0,19	0,18	0,13	0,17	0,18	0,17	0,12	1	0,15	0,14	0,16
t6x	0,17	0,20	0,18	0,14	0,16	0,14	0,14	0,16	1	0,18	0,17
t6y	0,21	0,19	0,19	0,20	0,12	0,13	0,17	0,15	0,19	1	0,13
t6z	0,16	0,15	0,17	0,13	0,16	0,12	0,16	0,14	0,18	0,17	1

Как видно из таблицы 1, значения коэффициента корреляции между различными датчиками лежат в пределах 0,12 – 0,27 с превышением максимального значения для нескольких компонент При выделении сейсмических волн локальных сейсмических событий методом корреляционного анализа были определены коэффициенты взаимной корреляции участков P и S волн на различных компонентах датчиков сейсмической группы и времена вступлений. Анализ проведен в диапазоне частот 10 – 20 Гц после фильтрации сейсмотрасс. В качестве примера в таблице 2 приведены результаты обработки записи события, приведенного на рисунке 6. Для волны P коэффициенты взаимной корреляции лежат в пределах 0,87 – 0,97, для волны S эти значения составляют 0,91 – 0,99. Точность определения времен вступлений P и S волн составляет 0,01 сек. Это позволяет достаточно точно определить времена вступлений волн на различных сейсмоприемниках группы, разность которых между вторым и шестым сейсмоприемниками группы составляет для P-волн 0,19 сек, а для S-волн 0,24 сек.

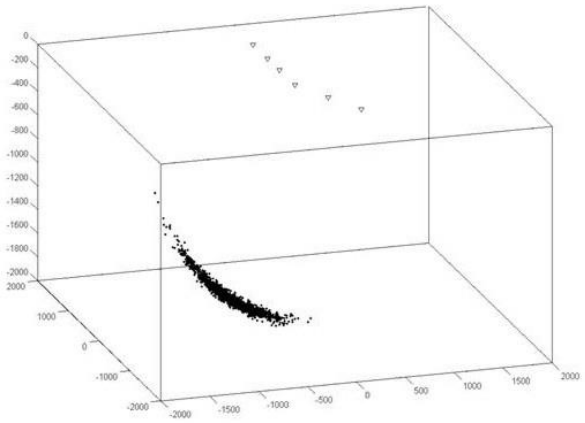
Таблица 2. Коэффициенты взаимной корреляции участков P и S волн на различных компонентах сейсмоприемников сейсмической группы и времена вступления

Волна P				
Коэффициент корреляции				
	t2x	**t3x**	**t4x**	**t6x**
t2x	1	0,86	0,96	0,97
t3x	0,93	1	0,91	0,87
t4x	0,96	0,92	1	0,97
t6x	0,97	0,87	0,97	1,00
Времена вступления				
	t2x	**t3x**	**t4x**	**t6x**
t2x	5,09	5,15	5,23	5,28
t3x	5,08	5,15	5,22	5,28
t4x	5,10	5,16	5,24	5,29
t6x	5,10	5,16	5,24	5,29
Волна S				
Коэффициент корреляции				
	t2y	**t3y**	**t4z**	**t6y**
t2y	1	0,99	0,91	0,96
t3y	0,99	1	0,93	0,99
t4z	0,96	0,93	1	0,97
t6y	0,96	0,98	0,97	1
Времена вступления				
	t2y	**t3y**	**t4z**	**t6y**
t2y	6,39	6,42	6,52	6,63
t3y	6,39	6,42	6,52	6,63
t4z	6,39	6,42	6,51	6,63
t6y	6,39	6,42	6,51	6,63

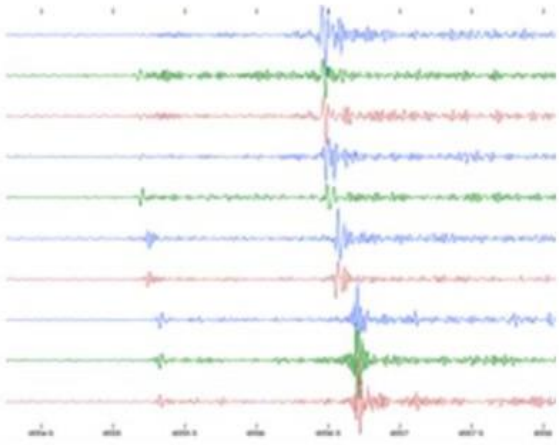
Предложенный подход был применен для определения гипоцентров локальных сейсмических событий, зарегистрированных сейсмической группой (рисунок 6а, б). Для оценки влияния погрешностей в определении времен вступления волн, к реальным значениям времен были добавлены случайные ошибки. Это позволило выделить область возможного положения гипоцентра события (рисунок 6а).

Из рисунка 6а видно, что геометрия группы, близкая к линейной, накладывает ограничения на точность определения глубин гипоцентров событий. При наличии ошибок в определении времен вступлений область возможных положений гипоцентров представляет собой часть дуги окружности, однако при этом можно оценить как азимут, так и глубину локализации события.

Таким образом, проведенный эксперимент показал, что развернутая подземная сейсмическая группа в Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН является эффективным инструментом для регистрации слабых локальных сейсмических событий в Приэльбрусье и исследования низкоэнергетической сейсмичности района вулкана. Разработанное программное обеспечение и алгоритмы обработки слабых сейсмических событий обеспечивают их выделение и определение времен вступлений P или S волн для локализации событий и определения их характеристик. Исследованы ограничения в определении гипоцентров событий, которые накладывает линейная геометрия подземной группы. Существенное улучшение характеристик группы может быть получено при создании дополнительных, одной или двух, сейсмических станций, расположенных на расстоянии 1 – 2 км в поперечном направлении от штольни БНО ИЯИ РАН в скальном массиве горы Андырчи. Это позволит обеспечить более равномерную пространственную апертуру группы, сравнимую с характеристиками современных сейсмических групп, работающих в Международной системе мониторинга [7, 8], и повысить точность определения сейсмических событий в районе вулкана Эльбрус, что улучшит выявление областей активизации сейсмических процессов, связанных с геодинамикой магматического очага вулкана.



а)



б)

Рисунок 6. Пример пространственной локализации сейсмического события, зарегистрированного подземной сейсмической группой: а – результаты локализации, б – трехкомпонентная сейсмограмма

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 12-05-00786, проекта ИП СО РАН № 54, проекта Президиума РАН 4.9.

Литература

1. Нечаев, Ю.В. Вулкан Эльбрус: материнский очаг и магматические камеры (технология мониторинга) / Ю.В.Нечаев, А.Л. Собисевич, Л.Е. Собисевич // Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ним техногенные катастрофы»– М.: ИФЗ РАН, 2008. – Т.1: Сейсмические процессы и катастрофы, Ч.2. – С.297 - 302.
2. Лаверов, Н.П. Сейсмичность Северной Евразии / Н.П., Лаверов, А.А Маловичко, О.Е. Старовойт // Материалы Международной конференции, Обнинск : ГС РАН, 2008. – С. 5 – 14.
3. Маловичко, А.А. Сейсмический мониторинг разномасштабных природных процессов и катастроф / А.А. Маловичко // Экстремальные природные явления и катастрофы. Т.1. Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений. М.: ИФЗ РАН, 2010 - С. 131 - 144
4. Собисевич, А.Л. Аппаратурный комплекс Северокавказской геофизической обсерватории / А.Л. Собисевич, Д.Г. Гриднев, Л.Е. Собисевич, К.Х. Канониди // Сейсмические приборы, 2008. – Т. 44, № 1. – С. 21 – 42.
5. Ковалевский, В.В. О характеристиках подземной сейсмической группы в Приэльбрусье / В.В. Ковалевский // Вестник НЯЦ РК, 2013. – № 2. – С. 18 - 23.
6. Ковалевский, В.В. Исследование параметров локализации сейсмических событий подземной сейсмической группой в Приэльбрусье / В.В. Ковалевский, А.С. Белоносов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2014. X Междунар. науч. конгр.: сб. материалов в 2 т. Т. 1. – Новосибирск: СГГА, 2014. - С. 202 - 206.
7. Беляшова, Н.Н. Система мониторинга ядерных испытаний НЯЦ РК: развитие и возможности / Н.Н. Беляшова, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2007. – Вып. 2. –С .5 - 8.
8. Михайлова, Н.Н. Спектральные характеристики сейсмического шума по данным Казахстанских станций мониторинга / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров // Вестник НЯЦ РК, 2006. - Вып.2. - С. 19 - 26.

ЖЕРАСТЫ СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОБЫМЕН ЭЛЬБРУС ЖАНЫНДАҒЫ СЕЙСМИКАЛЫҚ ОҚИҒАЛАРДЫ ЖЕРГІЛІКТЕУ

Ковалевский В.В., Белоносов А.С., Авроров С.А., Якименко А.А.

РҒА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск қ., Ресей

Мақалада, Ресей ғылыми академиясы ЯЗИ (Ядролық зерттеулер институты) БНО (Баксак нейтрондық обсерватория) штольнясында (Эльбрус жанында) жайластырылған 6 сейсмикалық тіркеуіштен тұратын, 0,5 км алаңында 2,5 км алаңдық апертурасымен жерасты сейсмикалық топтың бағыттық сипаттамаларын математикалық моделдеу әдістерімен зерттеулердің нәтижелері келтірілген. Негізгі назар, қашықтықтығынажәне сейсмикалық топтың осіне қатысты азимутына байланысты локаль сейсмикалық оқиғалардың гипоорталықтарын анықтау қателіктерін, сондай-ақ толқындар түсу уақыттарын анықтау қателіктерін зерттеуіне аударылған. Локаль сейсмикалық оқиғалардың нақты жазбаларын өңдеу үлгілері келтірілген.

LOCALIZATION OF SEISMIC EVENTS BY UNDERGROUND SEISMIC ARRAY IN ELBRUS REGION

V.V. Kovalevsky, A.S. Belonosov, S. A. Avrorov, A. A. Yakimenko

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

The paper presents the results of studies using mathematical modeling of directional characteristics of underground seismic array from 6 seismic recorders with areal aperture of 2.5 km by 0.5 km, deployed in a tunnel BNO (Baksak Neutron Observatory) of INR (Institute of Nuclear Research) of Russian Academy of Science (in Elbrus region). Emphasis is placed on the definition of the error in determining hypocenters of local seismic events depending on the distance and azimuth with regards to the axis of the seismic array and errors in determining the arrival times of the waves. Examples of real records processing of local seismic events are presented.

УДК 504.75: 621.039.9

ИЗУЧЕНИЕ МЕТЕОЗАВИСИМОЙ ФОКУСИРОВКИ АКУСТИЧЕСКИХ ВОЛН С ПОМОЩЬЮ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВИБРАТОРА И ВЗРЫВОВ

[1)]Ковалевский В.В., [1)]Хайретдинов М.С., [1)]Воскобойникова Г.М., [2)]Павлов А.Ф.,[1)]Седухина Г.Ф.

[1)]Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
[2)]Геофизическая служба СО РАН, Новосибирск, Россия

Рассмотрена проблема прогнозирования геоэкологических рисков для окружающей социальной и природной среды, порождаемых мощными техногенными и природными взрывами. Приводится разработанная авторская геоинформационная технология прогнозирования экологических рисков, а также результаты численных и натурных экспериментов.

ВВЕДЕНИЕ

Среди современных экологоохранных проблем важное место занимает прогнозирование геоэкологического воздействия техногенных и природных взрывов разного типа на окружающую природную среду и социальную инфраструктуру. В первую очередь, к ним относятся такие массовые взрывы, как карьерные [1] и полигонные [2]. Большую опасность несут взрывы, связанные с уничтожением утилизируемых запасов боеприпасов. К числу мощных природных взрывоподобных событий, в первую очередь, следует отнести землетрясения, извержения магматических и грязевых вулканов [3], падения небесных тел [4].

Известно, что основные геоэкологические эффекты взрывов связаны с образованием ударных воздушных и сейсмических волн, с формированием и распространением пылевого облака, электрических импульсов. Наибольший интерес представляет изучение сейсмического и акустического эффектов массовых взрывов, которые определяют целостность промышленных и жилых объектов, ударное воздействие на биообъекты. Подобные эффекты рассматривались ранее [1], однако при этом осталась слабо изученной их зависимость от внешних факторов – направления и силы ветра, температурной инверсии, состояния турбулентности атмосферы, а также рельефа и ландшафта окружающей местности. Это тем более важно, что влияние сейсмических и акустических эффектов может приводить к многократному усилению разрушительного экологического воздействия взрывов на окружающую среду. Целью настоящей работы является изложение методологического подхода к *прогнозированию* геоэкологического риска от мощных взрывов. В основу положена предложенная авторами оригинальная технология, базирующаяся на применении сейсмических вибраторов в качестве источников, имитирующих взрывы, но обладающих намного меньшей мощностью в сравнении со взрывами. При этом достигаются высокие экологическая чистота и повторяемость экспериментов в отличие от взрывов. Последнее обусловлено высокими метрологическими силовыми и частотно-временными характеристиками вибрационных источников [5]. Обоснованием выбора предлагаемого подхода является способность вибраторов порождать одновременно как сейсмические, так и акустические колебания, которая доказана ранее теоретически и многочисленными экспериментами [6–9].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Экологическое воздействие взрывов на окружающую среду оценивается *удельной плотностью энергии*:

$$E = \frac{1}{\rho\, c} \int_0^T p^2(t)\, dt. \qquad (1)$$

Здесь: $\rho\, c$ – удельное акустическое сопротивление воздуха, равное 42 г/(см^2·с); $p(t)$ – акустическое давление, регистрируемое на выходе акустического датчика; T – длительность акустической волны.

Допустимые акустические воздействия на объекты социальной инфраструктуры определяются табулированными значениями удельной плотности энергии в единицах Дж/м^2. В (1) акустическое давление является функцией многих параметров, определяемых условиями излучения и дальнего распространения акустических колебаний. Эта зависимость может быть представлена в виде некоторого функционала: $p(t) = F[Q\, f_1(c,\varphi\ \ w,\alpha),\ \ f_2(T),\ \ \delta(H),\, \psi(t)]$. Здесь Q – мощность источника; $f_1(c,w)$ – функциональная зависимость акустического давления от соотношения скорости c и направления φ распространения акустической волны от источника с одной стороны и скорости w и азимутального направления α ветра с другой; $f_2(T)$ – высотное распределение температуры воздуха; $\delta(H)$ – функция, отражающая неоднородность дневной поверхности земли; $\psi(t)$ – фактор неоднородности атмосферы, зависящий, в частности, от влажности воздуха. Таким образом, задача оценивания экологических рисков является многопараметрической. Получение оценки (1) в такой постановке наталкивается на сложности из-за отсутствия полноты априорных сведений. Получение аналитической зависимости возможно для некоторых частных случаев, наиболее существенные из которых будут рассмотрены ниже. Другой путь преодоления априорной неопределенности связан с полу-

чением оценок (1) на основе экспериментов с применением вибраторов в качестве излучателей инфранизкочастотных акустических колебаний. Оба варианта решения рассмотрены в данной статье.

Численное моделирование взаимодействия акустических и метеополей

Проведены численные расчеты по оцениванию эффектов направленности акустического волнового поля инфранизкочастотных источников, возникающих на фоне ветра, характеризуемого азимутальным направлением и скоростью. Расчеты выполнены в соответствии с методикой [10]. В качестве модели рассматривается точечный источник инфразвука, расположенный на высоте h над поверхностью Земли, которая считается плоской, а атмосфера слоисто неоднородной. Скорость звука и ветра зависят лишь от вертикальной координаты, при этом скорость ветра имеет только горизонтальные составляющие. На инфранизких частотах справедливо лучевое приближение распространения звука, поскольку здесь эффекты рассеяния и затухания акустических волн малы. При таких допущениях изменение интенсивности волн подчиняется предположению о геометрической расходимости лучей. В прямоугольной системе координат ось z направлена вверх от поверхности Земли, а направление оси x на высоте h совпадает с направлением ветра. Начальное направление луча характеризуется сферическими углами θ (зенитный угол) и φ(азимут). Последний отсчитывается по отношению к направлению x.

Эффект направленности акустического поля характеризуется *фактором фокусировки*, равным отношению интенсивности инфразвука в неоднородной движущейся среде к интенсивности его в безграничной неподвижной среде:

$$f = I[z,\theta,\varphi]/I_0 \qquad (2)$$

Здесь [10]:

$$I(z,\theta,\varphi) = \frac{Qc_0^2\xi}{4\pi c^4 t^2 \cos\theta}\left[1+2(w_0/c_0)\sin\theta\cos\varphi-2\eta\right]$$

$$I_0 = Q/4\pi\left[x^2+y^2+(z-h)^2\right],$$

где: Q – мощность источника, c_0=$c(h)$ – модуль лучевой скорости, w_0 – скорость ветра по оси x, t – время распространения звука по лучу. Расчетное уравнение для фактора фокусировки имеет вид:

$$f = \frac{c_0^2\xi\left[x^2+y^2+(z-h)^2\right]}{c^4 t^2\cos\theta}\left[1+2(w_0/c_0)\sin\theta\cos\phi-2\eta\right], \quad (3)$$

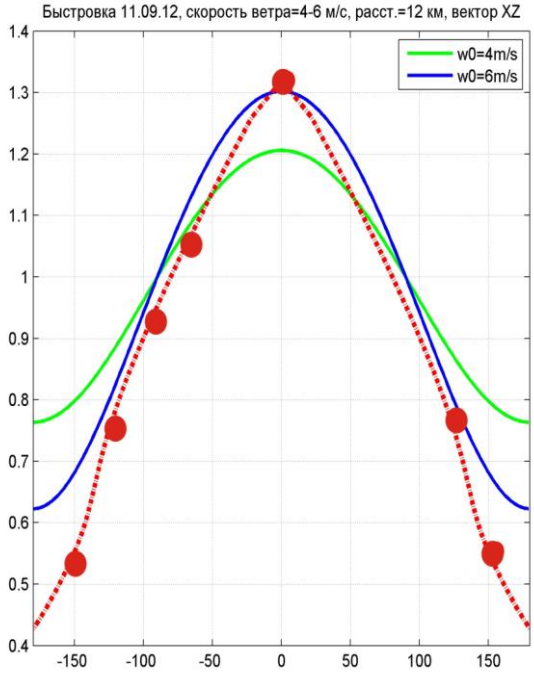
где выражения для ξ и η могут быть представлены как:

$$\xi = \left[1-\left(\frac{c}{c_0}\right)^2\sin^2\theta-2\eta+2\left(\frac{w_0}{c_0}\right)\left(\frac{c}{c_0}\right)^2\sin\theta\cos\varphi\right]^{1/2},$$

$$\eta = (1/c_0)\sin\theta\left(w_x\cos\varphi+w_y\sin\varphi\right).$$

На рисунке 1 приведены расчетные зависимости f от азимута φ точек наблюдения, которые соответствуют радиусу круговой расстановки датчиков 12 км, скоростям ветра 6 м/с и 4м/с, высоте источника над землей – 5м.

Для сравнения на рисунке 1 приведен экспериментально полученный график фактора фокусировки с использованием сейсмического вибратора ЦВ-40 и при круговой расстановки датчиков с радиусом 12 км при скорости ветра 4 – 6 м/с (методика измерений описана ниже). Как видно из сравнения расчетного и экспериментального графиков значения раскрыва $\Delta\varphi$ в обоих случаях приблизительно совпадают.



Цвет линий: синий – скорость ветра 6 м/с (расчет); зеленый – скорость ветра 4м/с (расчет): красный - скорость ветра 4-6 м/с (эксперимент)

Рисунок 1. Зависимость фактора фокусировки f от горизонтального расстояния до источника r и азимута α точки наблюдения. Круговая расстановка датчиков с радиусом 12 км. Высота источника над землей 5 м

По аналогии с направленным излучением колебаний количественно фактор фокусировки может быть охарактеризован шириной раскрыва $\Delta\varphi$ в градусах на уровне 0.7 разницы между наибольшим f_{max} и наименьшим f_{min} значениями фактора фокусировки: $\Delta\varphi \leftrightarrow 0.7\,(f_{max}-f_{min})$. В частности, при скорости ветра w_0 = 6 м/с фактор фокусировки соответствует $\Delta\varphi$=150 град.

Экспериментальные исследования метеозависимых эффектов фокусировки

Акустические волны, порождаемые мощными вибраторами типа ЦВ-100, ЦВ-40 могут распространяться на десятки километров от источника, при этом в приземном волноводе акустическая волна возбуждает в Земле поверхностную сейсмическую волну [6–8], которая регистрируется сейсмическими датчиками. В дальнейшем такую волну будем называть акустосейсмической. При этом скорости обоих типов волн совпадают и равны скорости распространения инфразвука. Благодаря обоим физическим эффектам открываются широкие возможности изучения взаимосвязей акустических и метео-полей с использованием метрологически точного инструмента в виде сейсмического вибратора и сейсмических датчиков, позволяющих регистрировать акустосейсмические волны. С учетом этих возможностей были проведены эксперименты по оцениванию количественных эффектов влияния метеопараметров – направления и силы ветра, влажности окружающего воздуха, температуры, – на распространение акустических колебаний. С этой целью в районе вибросейсмического полигона (п. Быстровка Новосибирской обл.) была развернута сеть из автономных сейсмических станций «Байкал», расставленных по окружности радиусом 6 км и 12 км, как показано на рисунке 2. В центре окружности располагался вибратор ЦВ-40, внешний вид которого приведен на рисунке 3. Источник обладает возмущающей силой 40 тс в рабочей полосе частот 6 - 12 Гц. В качестве датчиков использовались трехкомпонентные сейсмоприемники типа СК-1П, СМЕ-3011 (разработка МФТИ). На рисунке 2 представлена схема регистрации сейсмических и акустических волн от полигонных взрывов при утилизации боеприпасы мощностью около 125 кг в тротиловом эквиваленте. Круговая расстановка датчиков осуществлялась с радиусом 10 км.

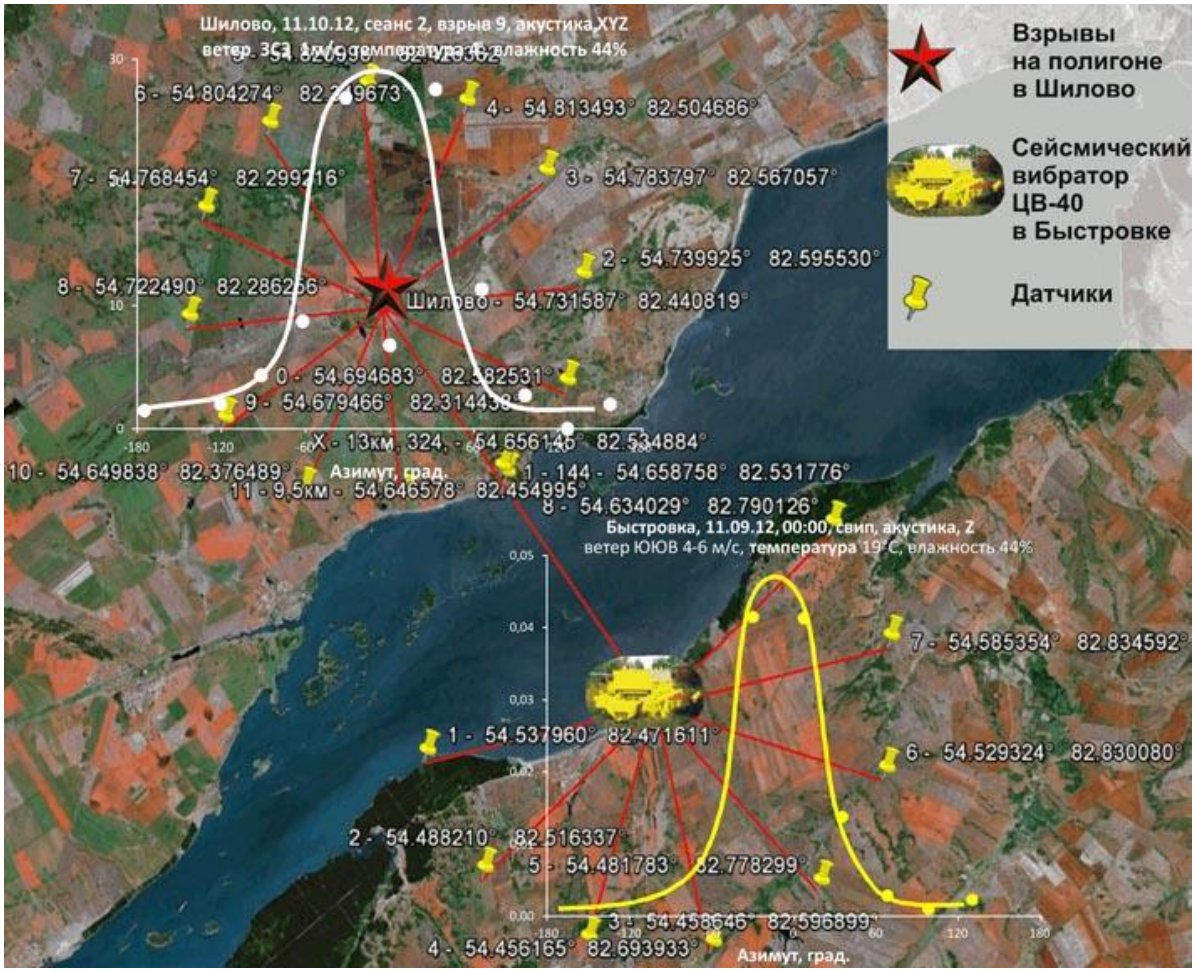


Рисунок 2. Схема регистрация сейсмоакустических колебаний от сейсмического вибратора ЦВ-40 и взрывов. Графики ветровой зависимости уровней инфразвука обоих источников от азимутальных направлений, характеризующие узконаправленную концентрацию акустической энергии в пространстве



Рисунок 3. Вибрационный источник ЦВ-40

Примеры результатов одновременной регистрации сейсмических и акустических волн от обоих типов источника - взрыва и вибратора (рисунок 2), - при соответствующих расстановках представлены на рисунке 4.

Здесь приведены записи взрывов на двух соседних сейсмических датчиках (5, 6) и акустическом (5а) – рисунок 4а; а также трехкомпонентная запись сейсмических и акустических волн от вибратора ЦВ-40 на удалении 12 км (рисунок 4б). В последнем случае оба типа волн выделяются в соответствии с корреляционной сверткой регистрируемых колебаний с опорными сигналами, повторяющими по форме зондирующие сигналы от вибратора в диапазоне частот 6.25 - 11.23 Гц [5]. Полученные вибрационные коррелограммы являются аналогами импульсных сейсмограмм и иллюстрируют вступления сейсмических волн (первых вступлений) на временах прихода около 3с и акустических волн (вторичные волны) на временах прихода 40 с.

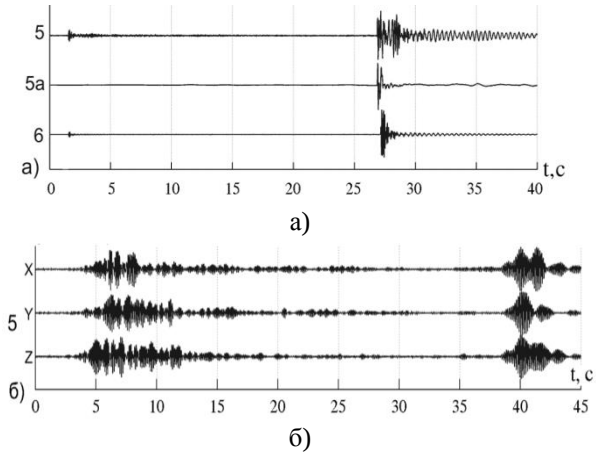
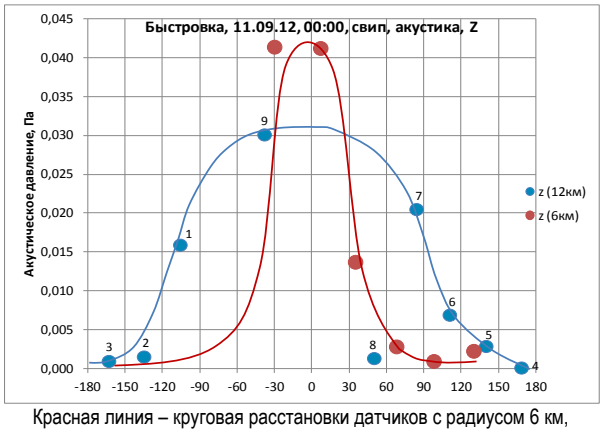


Рисунок 4. Записи сейсмических и акустических волн от полигонного взрыва и от вибратора ЦВ-40: а – от полигонного взрыва (удаление 10 км; сейсмодатчики – 5, 6; акустический датчик - 5а, б – от вибратора ЦВ-40 (удаление 12 км; компоненты X, Y, Z)

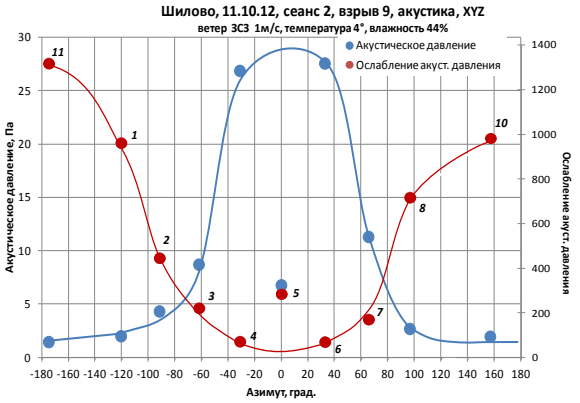
Как следует из рисунка 4, от накладного взрыва сейсмические волны выражены слабо в сравнении с акустическими волнами: соотношение составляет около 1:10, тогда как от вибратора они находятся в соотношении 1:1. Это свидетельствует о том, что поверхностные взрывы не могут быть использованы в качестве эффективных сейсмических источников.

На основе полученных оценок уровней акустических волн на датчиках в вариантах их круговой расстановки (рисунок 2) построены графики зависимости акустического давления в Паскалях от азимутальных направлений "источник-приемник" по отношению к сейсмическому вибратору и полигонным взрывам (рисунки 5, 6). Значения скоростей ветра и радиусы круговой расстановки датчиков, которым соответствуют полученные оценки уровней акустических волн, приведены на графиках. По аналогии с расчетными зависимостями (рисунок 1) экспериментально данные иллюстрируют ярко выраженный эффект пространственной фокусировки акустических волновых полей под влиянием направления и силы ветра (направление ветра на графиках соответствует нулевому значению азимута). Как следует из рисунка 5, $\Delta\varphi$=60 град.- для случая круговой расстановки датчиков с радиусом 6 км и скорости ветра 2 - 4 м/с и $\Delta\varphi$=160 град - для расстановки датчиков радиусом 12 км и скорости ветра 4 - 6 м/с. В первом из этих случаев соотношение максимального и минимального значений акустического давления достигает 50. Из полученных данных о перераспределения акустического давления в пространстве следует важный вывод о том, что даже маломощные взрывы могут становиться экологически опасными вследствие многократного увеличения потока энергии в определенном направлении. Отмеченная особенность распространения акустических волн известна в акустике как явление роста эффективной скорости звука и уменьшения затухания при попутном ветре [9]. Этим и определяется роль метеоусловий в дальнем распространении акустических волн.



Красная линия – круговая расстановки датчиков с радиусом 6 км, скорость ветра 2 - 4 м/с;
синяя линия – соответственно - 12 км и 4 – 6 м/с

Рисунок 5. Зависимость акустического давления от азимута при регистрации колебаний от вибратора ЦВ-40 при разной скорости ветра и расстановке датчиков



Красная линия – ослабление уровня акустического давления по отношению к его уровню в контрольной точке (0,457 км от места взрыва). Значения коэффициента ослабления – на оси ординат справа.

Рисунок 6. Зависимость акустического давления и его ослабления от азимута при регистрации полигонного взрыва мощностью 125 кг. Сила ветра 1м/с. Расстановки датчиков по кругу радиусом 10 км

Изучена ветровая зависимость акустического давления от другого источника, оказывающего непосредственное разрушительное воздействие на окружающую среду – полигонных взрывов утилизируемых запасов боеприпасов. В последние годы такие взрывы проводятся регулярно на разных полигонах России, в том числе на полигоне Шилово (Новосибирская область). Регистрация сейсмоакустических колебаний взрывов Шиловского полигона авторами данной работы проводится регулярно по той же методике круговой регистрации, что и от вибратора (рисунок 2). На рисунке 6 показана зависимость акустического давления (в Па) от азимутальных направлений "источник-приемник" для радиуса круговой расстановки датчиков 10 км при указанных направления и силы ветра, температуре и влажности воздуха. На записях взрывов (рисунок 4а) выделяются волны первых вступлений – сейсмические (1.63 - 1.97 с) и вторичные акустические (27.0 - 32.4 с). Для условий данного эксперимента получена зависимость акустического давления от азимута в пределах (-180 ÷ +180 град.) с учетом силы ветра около 1 м/с. Так же как при вибросейсмоакустических волнах, проявляется выраженный ветрозависимый эффект направленности распространения акустического волнового поля, характеризуемый значением $\Delta\varphi$=80 град. С использованием измеренных значений акустического давления на удаленных датчиках с круговой расстановкой, а также его значения в контрольной точке (на удалении 0.457 км от эпицентра взрывов) оценены значения ослабления акустического давления по расстоянию и направлению (рисунок 6, красная линия, цифры на оси ординат справа). Как следует из рисунка, минимальные значения коэффициента ослабления составляют 70 – 72 и соответствуют направлению ветра, максимальное значение около 1300. Таким образом, на удалении от очага взрыва в 10 км акустическое давление воздушной волны падает более, чем на три порядка, при этом соотношение между максимальными и минимальным значениями коэффициента ослабления акустического давления, определяемое вкладом ветра, составляет порядка 20.

Проведено сопоставление уровней акустических давлений от вибратора и полигонного взрыва. Максимум акустического давления от вибратора ЦВ-40 на удалении 12 км (рисунок 5) составил p=0.03 Па, тогда как от взрыва на удалении 10 км (рисунок 6) - на уровне почти 30 Па. Таким образом, на сравнимых расстояниях от вибратора наблюдается на три порядка меньшая величина акустического давления, чем от взрыва. Тем самым подтверждается экологическая чистота вибраторов как инструментов для проведения экспериментальных исследований.

Взрывы порождают разрушительные инфразвуковые волны в диапазоне частот 1 - 10 Гц. На рисунке 7 представлены спектры таких волн, зарегистрированных в контрольной точке на удалении ~0,5 км от эпицентра взрыва (рисунок 7а) и 10 км (рисунок 7б). Из сравнения обоих спектров следует, что с удалением от источника резко затухают высокие частоты и преобладающий спектр смещается в область инфранизких частот 1 – 10 Гц.

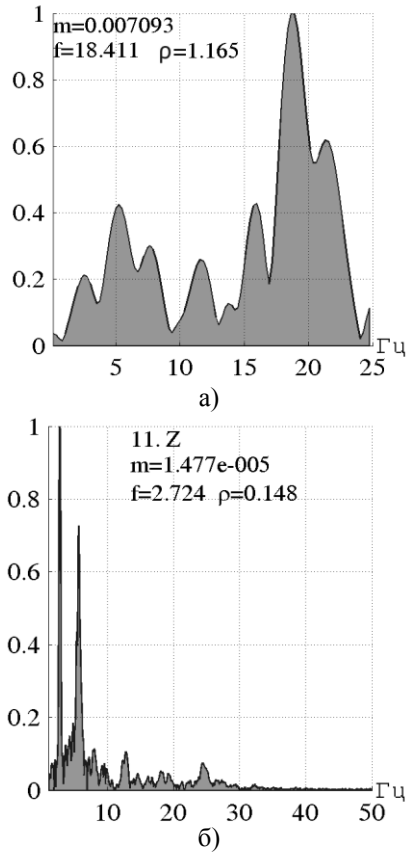


Рисунок 7. Спектры акустической волны от полигонного взрыва на различных удалениях: а – удаление ~0,5 км, б – удаление 10 км

Зависимости давления от других метеопараметров – температуры, влажности воздуха,– могут быть получены из обобщенного выражения состояния газа [9], связывающего между собой давление, плотность (сжатие) и температуру воздуха. Из определения скорости звука в воздухе по Лапласу:

$$c_Л = \sqrt{\gamma \cdot \frac{p}{\rho}}$$

следует, что давление

$$p = \frac{\rho}{\gamma} c_Л^2 , \qquad (4)$$

где $\lambda = \frac{c_P}{c_V}$ – есть отношение теплоемкости воздуха при постоянном давлении к теплоемкости воздуха при постоянном объеме, является квадратичной функцией скорости звука, зависящей, в свою очередь, от температуры и влажности воздуха. Так, скорость звука во влажном воздухе составляет

$$c_O = 20.1\sqrt{T\left(1+0.273\,{}^{e}\!/_{p}\right)} \qquad (5)$$

Здесь: e – влажность воздуха, $T=t+T_0$, где $T_0=273$ K. При нормальном давлении и $T=T_0=273$ K, (0° C) скорость звука в сухом воздухе равна 331 м/с.

В случае ветра в атмосфере возникает дрейф скорости звука, с учетом которого скорость звука будет складываться из скорости звука в невозмущенной атмосфере – c_0 и скорости ветра w_0: $c=c_0+w_0\cos\varphi$, где φ – угол между направлением ветра и направлением на точку наблюдения звука. С учетом перечисленных метеофакторов интегральная зависимость давления (4) от них может быть представлена в виде:

$$p = {}^{\rho}\!/_{\gamma}\,(331+0.6t+0.07e+w_0\cos\phi)^2 .$$

Как видно, давление нарастает с увеличением температуры и влажности воздуха в квадратичной зависимости. Экспериментально полученные оценки давления инфразвука от вибратора с учетом ветра и влажности представлены на рисунок 8. Полученные данные отражают результаты регулярных измерений акустического давления, порождаемого акустическими колебаниями от вибратора ЦВ-40, распространяющихся на трассе протяженностью ~50 км

Таким образом, накоплен большой объем измерений, на основе которых построены графики зависимости давления от направления ветра при одновременном учете влажности. Полученные результаты экспериментов показывают, что в схожих метеоусловиях условиях повышение влажности до 95% может приводить к 2-3-х кратному повышению акустического давления.



Рисунок 8. Район проведения экспериментов

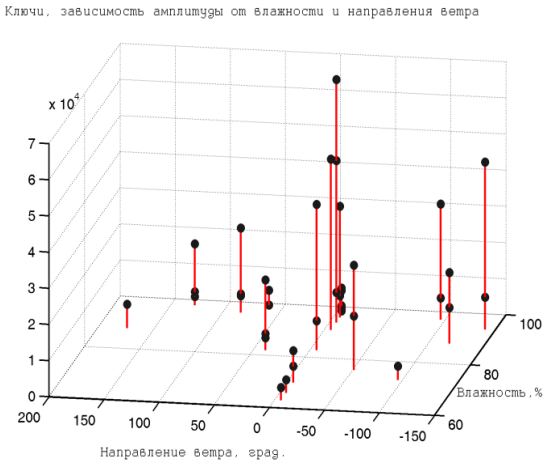
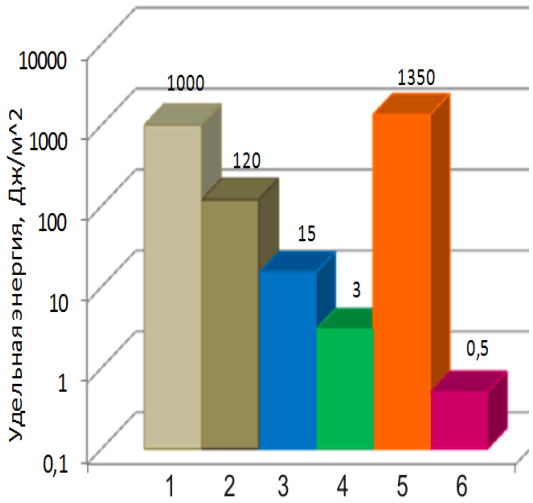


Рисунок 9. Зависимость уровней акустических колебаний вибратора ЦВ-40 на удалении 50 км с учетом направления ветра и влажности



1 – жилое здание при однократном взрыве; 2 – жилое здание при многократных взрывах; 3 – оконное стекло толщиной 2 - 3 мм; 4 – для человека. Значения удельной энергии от взрыва: 5 – на удалении от взрыва 0.5 км; 6 – на удалении 10 км

Рисунок10. Критические значения удельной энергии для объектов

Оценивание геоэкологических рисков от взрывов для окружающей среды

Значения экологических рисков может быть оценено удельной плотностью энергии (1). Допустимые акустические воздействия на объекты социальной инфраструктуры определяются табулированными значениями удельной плотности энергии в единицах Дж/м^2 [11]. В частности, для жилого здания при однократном взрыве критической является величина 1000 Дж/м^2, для оконного стекла толщиной 2 - 3 мм -15 Дж/м, для человека – 3 Дж/м^2. По отношению к полигонным взрывам, характеризуемым мощностью в тротиловом эквиваленте около 125 кг, в соответствии с (1) были получены оценки удельной акустической энергии в точках 1 - 11 круговой расстановки (рисунок 2), а также в контрольной точке вблизи взрыва (на удалении от эпицентра ~0.5 км). В качестве примера на рисунке 10 приводятся соотношения значений удельной энергии (2) от взрывов с критическими значениями для разных объектов. Номера столбцов 1 - 4 соответствуют типам объектов, 5, 6- значениям удельной энергии от взрыва на расстояниях от 0.5 и 10 км, соответственно, допустимые и измеренные значения удельной энергии обозначены цифрами над каждым столбцом. Из рисунка 10 видно, что взрыв с тротиловым эквивалентом в 125 кг на удалении ~0.5 км является разрушительным для строений и тем более опасным для человека, поскольку превышение допустимой нормы составляет ~400 раз.

Заключение

1. Предложена и экспериментально реализована методика оценивания экологических рисков для окружающей среды, порождаемых мощными техногенными и природными взрывами. Методика основана на использовании сейсмических вибраторов, отвечающих требованиям геоэкологической безопасности и являющихся одновременно источниками "пары" колебаний - сейсмических и акустических.

2. Получены расчетные зависимости эффекта фокусировки акустических волн в инфранизком диапазоне частот в зависимости от азимута точек наблюдения при разных значениях скорости ветра и расстояних «источник-приемник». Сопоставление расчетных и экспериментально полученных зависимостей, иллюстрирует более выраженный эффект фокусировки экспериментальных зависимостей.

3. Проведена большая серия экспериментов с использованием сейсмического вибратора ЦВ-40 и полигонных взрывов в комплексе с автономными сейсмостанциями «Байкал» по изучению особенностей распространения акустических и сейсмических волн в широком спектре частот и на разных азимутальных направлениях с учетом геолого- и метеоусловий и параметров обоих источников. На основе экспериментов выявлены и количественно оценены численные параметры фокусировки акустических колебаний по пространству, многократно усиливающие геоэкологическое воздействие массовых взрывов на окружающую среду в определенном направлении, определяемом метеофакторами. Доказано, что даже при слабом ветре 2–4 м/с соотношение максимальных и минимальных уровней акустических волн в зависимости от азимутального направления составляет порядка 50.

4. Сравнительный анализ уровней сейсмических и акустических волн приводит к выводу, что основной экологически опасный эффект воздействия наземных полигонных взрывов определяется акустическими волнами, превышающими энергию сейсмических волн на порядок.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №14-07-00518-а, №12-01-00773-а, гранта НГТУ№С1-20, Междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН №14.

Литература

1. Адушкин, В.В. Геоэкологические последствия массовых химических взрывов на карьерах / В.В. Адушкин, А.А. Спивак, С.П. Соловьев // Геоэкология. Инженерная Геология. Гидрогеология. Геокриология, 2000. - № 6. - С.554 – 563.
2. Хайретдинов, М.С. Обнаружение и распознавание взрывных источников / М.С. Хайретдинов, С.А. Авроров // Вестник НЯЦ РК, 2012. - вып.2. - С. 17 – 24.
3. Новейший и современный вулканизм на территории России / Под ред. Лаверова Н.П.- М.: Наука, 2005. - 604 с.
4. Краснов, В.М. Акустическое поле на земле при взрыве ракеты-носителя / В.М. Краснов, Я.В. Дробжева, А.Н. Маслов // Вестник НЯЦ, 2006. - вып.2. - С.79 – 85.
5. Алексеев, А.С. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / А.С. Алексеев, Б.М. Глинский, В.В. Ковалевский, М.С. Хайретдинов [и др.]. Отв. ред. Г.М. Цибульчик.- Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал «Гео» Издательства СО РАН, 2004. - 387с.
6. Алексеев, А.С. Эффект акустосейсмической индукции при вибросейсмическом зондировании / А.С. Алексеев, Б.М. Глинский, С.И. Дряхлов, В.В. Ковалевский [и др.] // Доклады АН, 1996. - т.346, N 5. -С.664 – 667.
7. Глинский, Б.М. Взаимосвязь волновых полей мощных вибраторов с атмосферными и геодинамическими / Б.М. Глинский, В.В. Ковалевский, М.С. Хайретдинов // Геология и геофизика. 1999. - Т.40, №3. – С.431 – 441.
8. Ковалевский, В.В. Исследование акустосейсмических волновых полей, генерируемых поверхностными сейсмическими вибраторами / В.В. Ковалевский //Акуст. журн., 2005/ - т.51. - С.92 – 102.
9. Исакович, А.М. Общая акустика. М.: Наука, 1973ю – 496 с.
10. Разин, А.В. О распространении звука в неоднородной движущейся атмосфере / А.В. Разин //Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана,1982. - Т.18, №6. С. 674 – 676.
11. Единые правила безопасности при взрывных работах. М.: НПО ОБТ, 1993. - 238с.

СЕЙСМИКАЛЫҚ ДІРІЛДЕТКІШ ПЕН ЖАРЫЛЫСТАР КӨМЕГІМЕН АКУСТИКАЛЫҚ ТОЛҚЫНДАРДЫҢ МЕТЕОБАЙЛАНЫСТЫ ТОҒЫСТАУЫН ЗЕРДЕЛЕУ

[1)]Ковалевский В.В., [1)]Хайретдинов М.С., [1)]Воскобойникова Г.М., [2)]Павлов А.Ф.,[1)]Седухина Г.Ф.

[1)]РҒА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск қ., Ресей
[2)]РҒА СБ Геофизикалық қызметі, Новосибирскк, Ресей

Қуатты техногенді және табиғи жарылыстардан туындайтын қоршаған әлеуметтік және табиғи орта үшін геоэкологиялық қауіп-қатердерін болжау проблемасы қарастырылған. Авторлармен әзірленген экологиялық қауіп-қатерлерді болжаудың геоақпараттық технологиясы, сондай-ақ сандық және далалық жкспериментердің нәтижелері келтіріледі.

STUDYING OF METEODEPENDENT FOCUSING OF ACOUSTIC WAVES BY MEANS OF THE SEISMIC VIBRATOR AND EXPLOSIONS

[1)] V.V. Kovalevskiy, [1)]M.S. Khairetdinov, [1)]G.M. Voskoboinikova, [2)]A.F. Pavlov, [1)]G.F. Sedukhina

[1)]Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2)]Geophysical Survey of SB RAS, Novosibirsk, Russia

The paper considered a problem of prediction of geo-ecological risks for surrounding social and natural environment caused by strong man-caused and natural explosions. Geo-information technology of predicting ecological risks developed by the authors as well as the results of numerical and natural experiments are given in the paper.

УДК 534.6, 550.388(574.13)

SEISMO-ACOUSTIC OBSERVATIONS FROM LARGE-SCALE CHEMICAL SURFACE EXPLOSIONS AT SAYARIM MILITARY RANGE, ISRAEL, FOR CALIBRATION OF IMS INFRASOUND STATIONS

Y. Gitterman

Seismology Division, the Geophysical Institute of Israel, Lod, Israel

Large-scale surface explosions were conducted by the Geophysical Institute of Israel at Sayarim, Negev desert: 82 tons of strong IMI explosives in August 2009, and 100 tons of ANFO explosives in January 2011. It was a collaborative effort between Israel, CTBTO, USA and several European countries, with the main goal to provide fully controlled infrasound sources in different weather/wind conditions, for calibration of IMS infrasound stations in Europe, Middle East and Asia. The developed specific charge design provided the strongest GT0 sources since the establishment of the IMS network.

This unique dual Sayarim explosion experiment demonstrated clearly the most favorable westward/eastward infrasound propagation up to 3400/6250 km according to appropriate summer/winter weather pattern and stratospheric wind directions, respectively, and thus verified empirically common models of infrasound propagation in the atmosphere.

Numerous dense observations of blast waves were provided by high-pressure, acoustic and seismic sensors at near-source (0.1 - 1 km) and close local (1 - 40 km) distances. The rarely reported Secondary Shock (SS) phenomenon was clearly observed at all sensors. A novel empirical relationship for the new air-blast parameter - SS time delay - versus distance was developed and analyzed. The scaled SS delays were found clearly separated for 2009 and 2011 shots, thus demonstrating dependence on the type of explosives with different detonation velocity. Obtained results suggest that measured SS delays can provide important information about an explosion source character, and can be used as a new simple cost-effective yield estimator for experimental calibration explosions.

INTRODUCTION

The International Monitoring System (IMS) comprises an infrasound network for nuclear test monitoring in the Comprehensive Test Ban Treaty (CTBT) via recording of low-frequency acoustic waves emitted from remote sources placed on the Earth surface or in the atmosphere. To improve monitoring of explosion sources, i.e. detection, identification, location and yield estimation, the infrasound stations should be calibrated. The best procedure includes fully controlled large-scale on-surface explosions producing strong acoustic signals that can be observed at large distances. A well-established calibration experiment should include measurements of Ground Truth Zero (GT0) information: detonation time, accurate GPS coordinates, precise TNT equivalent yield, and extensive seismic and acoustic observations in the near-source zone and also at local/regional distances.

A number of large nuclear and chemical (up to 8 kT) on-surface and near-surface tests were conducted in the 70-90's, many of them at White Sands Military Range (WSMR) [18]. Unfortunately, all of them were conducted prior to the establishment of IMS infrasound stations, starting in 1996. In the last decade a very few controlled explosions were conducted providing well-documented observations of infrasound waves at large distances beyond 1,500 km, which were recorded at IMS stations. Two explosions (5 and 27 tons of ammunition) were conducted at the Woomera test facility in Australia, where clear infrasound signals were recorded at 470-1,260 km at different azimuths [8].

The propagation features of infrasonic waves from atmospheric explosions with yields less than 1 kT in the distance range of more than 1,500 km are still poorly understood. Until recently no GT0 explosions, relevant for IMS infrasound calibration, and no IMS stations, that recorded signals from GT0 sources, were presented anywhere in the Eastern Mediterranean/Middle East (EM-ME) region. Therefore a number of large-scale surface controlled explosions were conducted in August 2009 and January 2011 by the Geophysical Institute of Israel (GII) in different weather and wind conditions. The experiments were supported by the US Army Space and Missile Defence Command (SMDC) and PTS CTBTO [16,17]. The collaborative efforts of several organizations provided this creative, cost-efficient venture, improving CTBT monitoring and verification in the region. The explosions were conducted at Sayarim Military Range (SMR), Negev desert, in the site of demolition of outdated ammunition by Israel Defense Forces (IDF).

The main goals of the explosion experiments – recording infrasound signals at several IMS stations, and experimental demonstration of seasonal (summer/winter) variations in infrasound propagation at far-regional distances – were reached. Dense seismo-acoustic network of portable and permanent stations provided also good datasets at near-field and local ranges. We analyze here air-shock, acoustic and seismic records aiming in understanding observed unique blast effects, determining wave parameters that are better suited for explosive yield estimation, and

deriving empirical relations between the yield and the relevant wave parameters.

CHARGE DESIGN

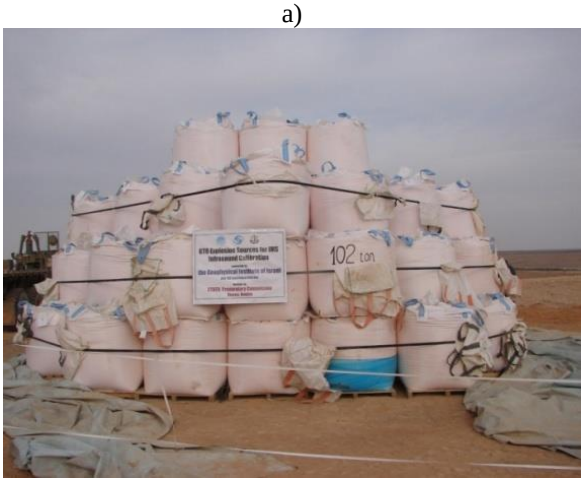
Major design conceptions, elaborated by GII, were maximal concentration of explosives in the charge assembled from numerous similar units, and increased energy release to the atmosphere - to provide more distant infrasound observations (Figure 1). A similar design was used in both tests, however main agent explosives were rather different (Table 1).

Table 1. Parameters of explosives used in large-scale Sayarim surface explosions

Event	Date	Main agent	Density, g/cm^3	Velocity of detonation (VOD), m/s	Charge booster (mines M-15), Composition B (kg)
Ex1	26/08/2009	cast IMI	1.54-1.67	7130-7980	1,200
Ex2	24/01/2011	bulk ANFO	0.80-0.81	~4000	240
Ex3	26/01/2011				900



a)



b)

Figure 1. Charge design of Sayarim explosions: a – in August 2009, b – in January 2011

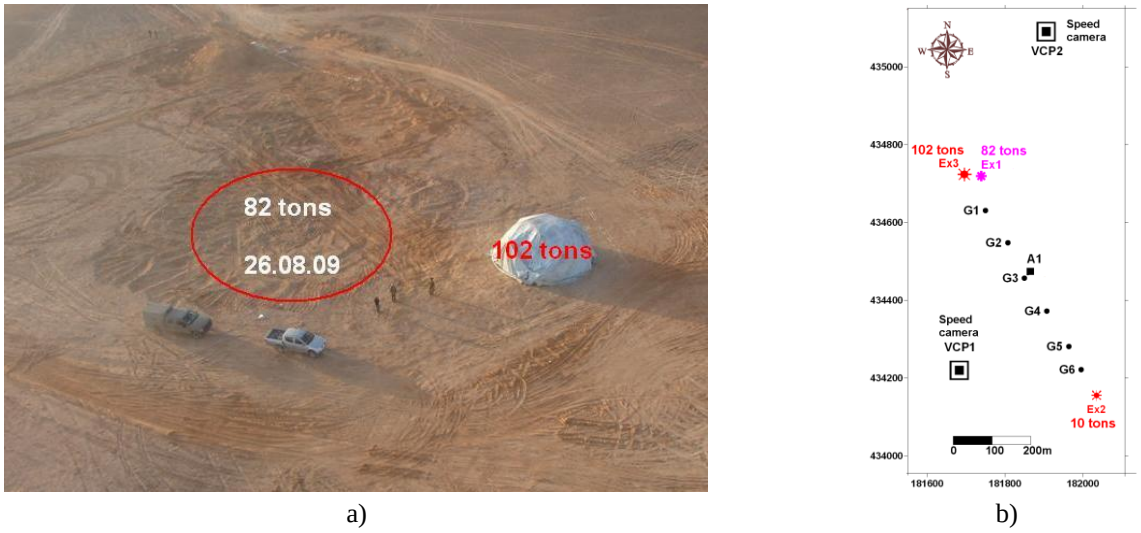
The large-scale surface explosion Ex1 in August 2009 was characterized by (figure 1a): a) big barrels (~315 kg each) filled with strong cast HE, provided by Israel Military Industries Ltd. (IMI); b) minimal air voids between the barrels by filling the voids with plastic bags containing HE bulk explosives, and between six charge layers; c) nearly compact pyramidal shape (measured dimensions: base 5.8×5.9 m, and height 5.5 m); d) a strong booster composed of several mines M15, placed on the ground upside down, to provide the upward detonation and additional upward cumulative effect, and 63 mines on the central platform of the first layer; e) multiple-point initiation scheme to ensure reliable detonation. The IMI explosives consist of a mixture of different recuperated HE: TNT and Gun powder as major agents, smaller amounts of Composition B and RDX, and some other components [16].

Two explosions Ex2 and Ex3 conducted in January 2011 have slightly different features (figure 1b): a) primary agent ANFO mixture (94% Ammonium Nitrate and 6.0% Fuel Oil), placed in big bags, supplied by Explosives Manufacturing Industries (1997) Ltd., Israel (EMI); b) nearly hemispherical shape (measured actual dimensions: base 8x8m, height 4m); c) single mines M-15 beneath each bag (double mines for the upper layer) for reinforcement of the detonation wave front propagating upward; d) additional mines placed in air-voids in 4 corners of the 1st layer [17].

CONDUCTING OF THE EXPLOSIONS AND GT0 PARAMETERS

All charges in summer (Ex1) and winter (Ex2, Ex3) experiments were placed on the soft sediment surface at the same site (Figure 2). In the explosion area the subsurface layer of ~0.5-1 m consists of soft and loose sediments, with consolidated sediments below. Geologically the subsurface media is presented by Quaternary alluvial conglomerates, underlined by consolidated limestone, chalk and chert rocks. Available shallow subsurface velocity model is shown in Table 2. The model was obtained from a seismic refraction survey at Sayarim Valley, where GII conducted a Seismic Calibration Explosion of 32.5 tons in boreholes [13], not far from the test site.

In January 2011, per IDF safety requirements, the territory within 6 km of the explosion was surveyed by helicopter about 2 hours before the detonation to ensure that no people or animals were in the area (Figure 2). In addition, GII installed on-line video broadcasting for both explosions using digital network cameras for enhancing the safety surveillance. The real time picture was simultaneously displayed on monitors at SMR Command Post, PTS CTBTO office in Vienna, and GII.



a) b)

Figure 2. Helicopter view of the explosion site and experiment layout (morning of 26 Jan.2011): a – 100-ton explosion site and previous 82-ton shot place (difference is ~30 m), b - location of the explosions and near-source measurement systems: pressure gauges (G1-G6), accelerometers (A1, A2) and speed video-cameras

Table 3 presents Origin (detonation) Time (OT), GPS coordinates (accuracy 4-5 m), total weight of all explosives, altitude of the charge and. near-surface air temperature during the detonation. The OT values were based on an electric circuit attached to the detonator with appropriate PC-based system that includes GPS time. In addition, we verified the timing by near-source accelerometric records. The day and time (~9:30 local time) for the 2009 shot Ex1 were chosen due to favorable wind conditions for infrasound propagation. In 2011 the smaller 10-ton shot Ex2 was conducted as late as possible in the afternoon (15:18 local time) given the short daytime in January and the large 100-ton shot Ex3 was conducted as early as possible in the morning, to check the day variability of weather conditions.

Table 2. Velocity model of the shallow subsurface at Sayarim Valley

Layer No.	Depth Interval, m	Interval velocities Vp, m/s	Averaged layer thickness, m	Average Vp, m/s
1	0 down to 5-7	1130-1300	0-6	1215
2	5-7 down to 17-20	1650-1720	6-18.5	1685
3	17-20 down to 85-100	1930-2020	18.5-92.5	1975
4	deeper than 85-100	3750-4120	>92.5	3935

Table 3. Parameters of large-scale surface explosions, at Sayarim Military Range

#	Date	Nominal charge weight, kg	Detonation Time, GMT	Altitude, m	Air tempera-ture, ºC	Latitude ºN	Longitude ºE
Ex1	26/08/09	81,664	06:31:54.00	558	35	30.00057	34.81351
Ex2	24/01/11	10,240	13:17:53.80	546	24	29.99555	34.81668
Ex3	26/01/11	102,080	07:17:42.44	558	13	30.00064	34.81324

In-general, cost-effective compact charges, assembled in only 1–2 days, were used in this geophysical experiment. They were significantly less expensive than large scale uniform hemispherical charges detonated in the US and Canada [23], designed for studying of nuclear weapon effects in the near-source zone. The Sayarim charges were complex, non-homogeneous, with air voids between units, far from the ideal hemispherical shape, resulting in nonlinear blast effects and anomalies at close distances (see below). However, these effects were not significant for far-regional infrasound observations [12]. Strong boosters and the upward charge detonation scheme, utilized in the Sayarim surface explosions, provided a reduced energy release to the ground and an enlarged energy radiation to the atmosphere, thus providing enhanced opportunities for observation of infrasound signals at great distances. The smaller than expected crater sizes and local seismic magnitudes confirmed the required explosives energy partition.

NEAR-SOURCE OBSERVATIONS AND HIGH-PRESSURE MEASUREMENTS

GII deployed various measuring and observation systems at close distances including pressure gauges, accelerometers, regular and speed video-cameras. The experiment layout of the explosion and GII recording systems, similar for both experiments, is shown on Figure 2b. High-pressure sensors are required to

evaluate the efficiency of the charge design and energy generation of ANFO explosives and estimate the energy released by the explosions, as TNT equivalent yield of the charge. Furthermore, the records of air-shock waves were used to analyze and explain some interesting blast phenomena. The IDF team installed six pressure gauges XTL-190-5G along a line in the distance range 100-600 m (Figure 2b).

We measured accurately basic parameters of recorded air-blast waves: time of arrival T_A^{ms}, peak pressure P_m^{ms}, positive phase Impulse I_+, positive phase Duration τ_+ - for the main shock; and parameters (T_A^{ss}, P_m^{ss}) - for the Secondary Shock (see below in details). Samples of the air-shock overpressure records are presented in Figure 3.

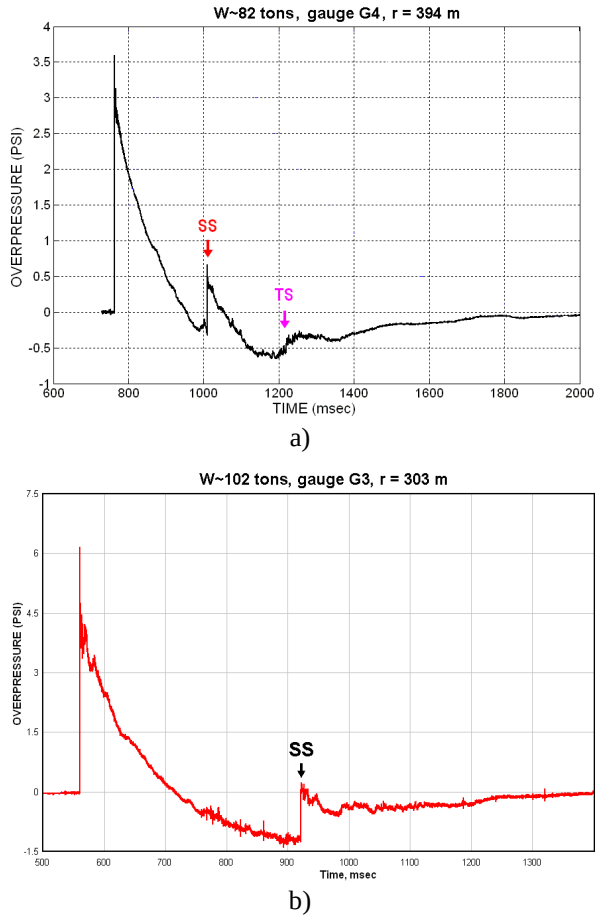


Figure 3. Sample records for Events Ex1 and Ex3. Secondary Shock (SS) and Tertiary Shock (TS) arrivals are shown: a – Event Ex1, gauge G4, b – Event Ex3, gauge G3

The air-blast measured parameters were found enlarged (P_m) or reduced (τ_+, I_+), for all gauges and all 3 explosions, compared to expected (standard) values obtained by the DDESB Blast Effects Computer, Version 4.0 (BECv4), an Excel template [25] (Table 4). This procedure provides easy computation of a wide variety of free-field air-blast parameters, for different explosives and charges (including on-surface sources), in broad pressure, charge weight and distance ranges. The parameters are calculated by reliable empirical scaling relationships based on numerous experimental explosions of hemispherical charges (e.g. [23]). Air-blast estimations can be obtained also by commonly used ConWep software [10], but only for sea level conditions, whereas BECv4 takes into account also an altitude (or atmospheric pressure) and the temperature (in some cases the difference is significant).

YIELD ESTIMATION FROM AIR-BLAST WAVE DATA

The TNT equivalent yield estimation is based on the mentioned BECv4 procedure, using the actual altitude and air temperature at the explosion site (see Table 3). The accurately measured values of peak over-pressure, positive phase duration and impulse for the main shock were utilized for calculation of an appropriate yield for each gauge, and then averaged over several gauges, for each specific air-shock wave parameter. The results are presented in Table 4.

Increased P_m and decreased τ_+ values resulted in appropriately overestimated and underestimated yields. The positive phase impulse I_+ is the integral and stable characteristic of the air-blast wave (unlike the one-point peak amplitude), and we consider the impulse-based estimation as the most reliable, accepted as GT0 parameter of Sayarim calibration explosions, and used in the following developing of charge-scaled relationships.

The obtained TNT yield estimation for explosion Ex1 is about 20% more than the nominal weight of the charge. There are several possible factors for the enhanced air-blast energy and the appropriate enlarged TNT yield: 1) strong IMI explosives with high detonation velocity ~7500 m/s on the average for the whole charge, ~10% higher than for TNT (6900 m/s); 2) high concentration of explosives, when most air-voids between the charge units were filled with HE; 3) very strong booster and multiple initiation scheme; 4) upward detonation of the charge.

Based on the known standard ANFO to TNT equivalence of about 0.82, the expected equivalent TNT yield values are 8.5 ton for Ex2, and 84.5 ton for Ex3. The obtained yield estimates are a little smaller than the expected values (~13% for Ex2, and ~9% for Ex3). We note several possible factors for lower air-blast energy and appropriate reduced equivalent TNT yield: 1) not quite hemispherical shapes (especially for Ex2); 2) inhomogeneous charges (bags and boxes for Ex2, placement of numerous mines with stronger explosives in the ANFO charge body for Ex3); 3) numerous air-voids between the charge units (plastic boxes and big bags) that were not filled by explosives (as was done for Ex1). All these factors caused a non-uniform charge that resulted in observed blast anomalies: jetting, asymmetrical blast fronts, multiple shock-wave phases, turbulence, collisions of wave fronts, and consequently in some energy losses.

Table 4. Peak Pressure, Positive Phase Duration and Impulse for the main shock and appropriate estimations of the TNT equivalent Yield for the Sayarim explosions

Event	Gauge	Distance r, m	Peak Overpressure P_m		Positive Phase Duration τ_+		Positive Phase Impulse I_+	
			Measured, kPa	Yield, tons	Measured, msec	Yield, tons	Measured, Pa*sec	Yield, tons
Ex1	G2	197	74.4	164	129.9	33	2963	101
	G3	294	34.9	157	163.9	52	1953	93
	G4	394	22.3	163	185.6	59	1508	95
	G5	509	15.0	155	199.6	57	1202	98
	G6	611	10.6	123	219.5	67	966	92
	AVERAGE			152.4	53.6		**96.0**	
Ex2	G3	351	7.14	9.20	103.60	5.1	331.8	7.7
	G2	452	5.40	10.1	107.51	4.5	252.4	7.4
	G1	552	4.31	10.8	119.32	5.6	203.6	7.2
	AVERAGE			10.0	5.1		**7.4**	
Ex3	G2	203	53.5	106.8	127.4	24.7	2424.4	72.1
	G3	303	30.16	132.0	156.36	34.4	1731.5	76.0
	G4	405	18.7	124.0	179.9	42.2	1314.7	75.8
	G5	513	13.3	122.0	200.54	48.8	1109.85	82.7
	G6	580	10.9	113.0	206.03	46.5	943.3	77.3
	AVERAGE			119.6	39.3		**76.8**	

SECONDARY SHOCK EFFECT

Distinct secondary shock (SS) waves were observed in all Sayarim explosions at all gauges during the negative phase of the pressure-time curves, showing negative or close to zero peak pressures (Figure 3). It is similar to SS waves observed for surface 20 and 100 ton ANFO shots in Alberta, Canada [23], and for large-scale explosions in Russia [2–4]. Clear SS waves were observed also at two Kinemetrics K2 accelerometers (Figure 4a), placed on the surface and subjected to the strong impact of the air shock.

In this known, but rarely reported phenomenon, the air-blast wave for any finite chemical explosion source can exhibit numerous repeated shocks of small amplitudes at various times, caused by successive implosion of rarefaction waves from the contact surface between explosion products and the air [5]. A higher pressure shock front propagates faster, therefore the time delay between the main shock (MS) and SS phases increases with distance and the charge yield.

Using the charge cubic root scaling law we developed relationships for the scaled delay Dt and the scaled distance R (for estimated TNT equivalent charge W, presented in Table 4):

$$Dt = \Delta t/W^{1/3}\ (sec/kg^{1/3}),\ R = r/W^{1/3}\ (m/kg^{1/3}) \qquad (1)$$

Some differences in air temperature and pressure (altitude) for different explosions are considered to cause minor changes in air-blast parameters, comparable with measurement errors of distance and wave parameters, and are not applied here in the distance and time delay scaling.

We extended the SS dataset, utilizing a broader observation range for more complete analysis of this unique air-blast feature. In Sayarim 2011 experiment (Ex2 and Ex3) a number of acoustic sensors were deployed by Weston Geophysical Corporation (WGC), University of Mississippi (UM), and University of Firenze (UF), at a distance range 1-37 km [6], providing good records of SS waves that we included in the analysis (Figure 4b).

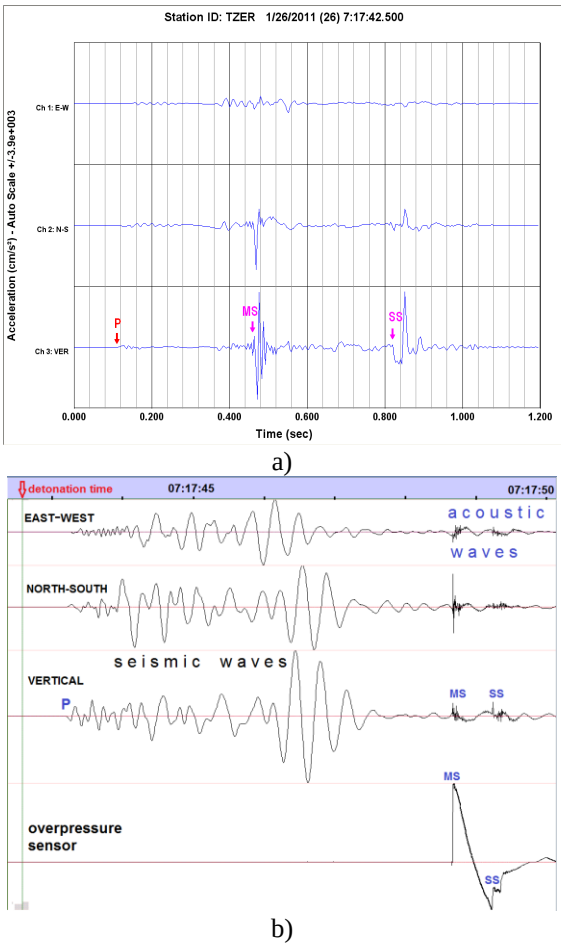


Figure 4. Sample records from Ex3, showing arrivals of seismic P-waves, and air-blast main (MS) and secondary (SS) shocks: a - accelerometer at 300 m, b - WGC seismo-acoustic station at 2.2 km

A linear RMS fit regression curve of the scaled delay Dt versus logarithmic scaled distance R was obtained for two Sayarim ANFO explosions, with a high correlation parameter C^2 (Figure 5):

$$Dt\ (sec/kg^{1/3}) = 0.0057565 \cdot \log(R) + 0.0032,$$
$$C^2 = 0.985,\ 2<R<1000\ m/kg^{1/3}. \qquad (2)$$

In addition, we extended also the charge range by checking some acoustic records of the WSMR large-scale ANFO explosions Distant Image (2214 tons ANFO, equivalent to 1815 tons TNT), and Minor Uncle (2472 tons ANFO, equivalent to 2027 tons TNT), at distances 28-60 km [21] (Figure 6). We identified SS phases, measured the delays, scaled for TNT equivalent yield, and found a good agreement with Sayarim ANFO explosions and the fit curve (Figure 5). Thus Eq. (2) describes the data over a broad range of charges (10-2725 tons ANFO) and distances (0.1-60 km).

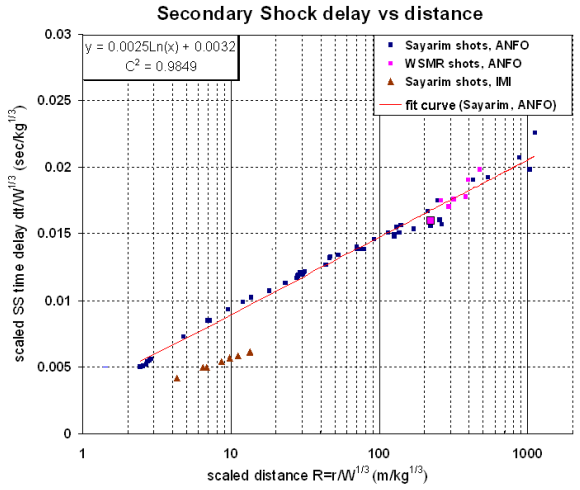


Figure 5. Scaled time delay between MS and SS phases vs scaled distance (calculated for TNT equivalent charges)

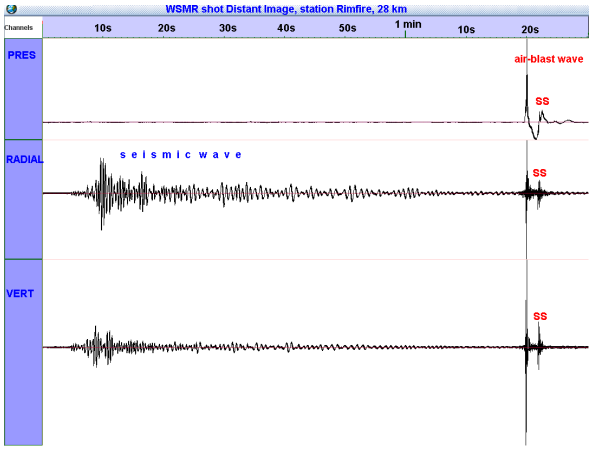


Figure 6. Example of WSMR explosion Distant Image (20 June 1991) of 2,214 tons ANFO, recorded at 28 km by co-located pressure sensor and 2 seismic channels, where secondary shock phases (SS) were found

However the data for Sayarim 2009 explosion Ex1 with IMI explosives, using records of 5 high-pressure gauges and also 3 accelerometers at a distance range 200-610 m, are clearly separated from the ANFO data, and, though showing a linear relationship between the scaled delay and the log-scaled distance, but significantly lower than the fit curve (Eq. 2) (Figure 5). The IMI explosives are much stronger than ANFO and, as we estimated, more energetic than TNT, having a higher detonation velocity (Table 1). Supposedly, this factor explains the smaller SS delays.

The obtained results show a potential of the stable and reliable air-blast parameter, SS delay, to be a new yield estimator. For ANFO shots on dry soft sediment surface, if SS phase is clearly identified on acoustic or seismic records, then the charge weight can be accurately estimated.

EMPIRICAL SCALING RELATIONSHIP FOR BASIC AIR-BLAST PARAMETERS FROM SAYARIM EXPLOSIONS

When analyzing the dependence of the main shock peak pressure in air-shock waves on the scaled distance, in a broad distance range (0.1-10.5 km) we found that the data of all 3 Sayarim explosions, although with very different ANFO and IMI explosives, show a unified linear relationship in the double log-scale, indicating a power law curve, with a low scattering (Figure 7). The RMS regression procedure provided a simple power law with a high correlation parameter C^2:

$$P_m\ (Pa) = 410801 \cdot R^{-1.3461},$$
$$C^2 = 0.98,\ 2<R<500\ m/kg^{1/3}. \qquad (3)$$

In the peak pressure regression analysis we used the same near-source high-pressure and close acoustic records as for the SS delay regression for Sayarim shots, including WGC, UM and UF sensors. The distance range was restricted to 10.5 km, in order to stay in the field of strong air-shock waves (P_m>100 Pa, approximately corresponds to the threshold of window breakage), and to avoid atmospheric/wind effects on propagation of weak (elastic) infrasound waves.

For comparison we present in Figure 7 also an empiric-analytical relationship derived from the Landau analytical form, that was developed for weak air-shock waves at large distances [20], using measured near-source peak pressures at 200-600 m from Sayarim 2009 shot Ex1 (V. Pergament, personal communication):

$$\Delta P/P_0 = 1/\{R[\log(R/\pi)^{1/2}]^{1/2}\} \qquad (4)$$

where P_0 is normal atmosphere pressure, 10^5 Pa. Equation (4), which is valid for R>3.4 $m/kg^{1/3}$, corresponds well to Sayarim data, especially at close distances.

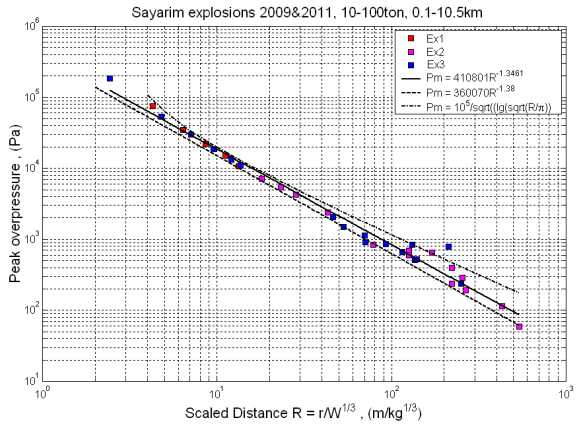


Figure 7. Peak over-pressure versus scaled distance (calculated for TNT equivalent charge) for Sayarim explosions

We also developed empirical scaling relationships for the main shock basic parameters: peak over-pressure P_m, positive phase duration τ_+ and impulse I_+, using only high-pressure gauges data (i.e. in a narrow distance range 100-600 m). In addition to the charge cubic root scaling (only τ_+ and I_+, using the estimated TNT equivalent charge W, Table 4), we scaled these measured air-blast parameters to the reference atmospheric conditions at the sea level (altitude H=0 m, temperature T=15°C), following Sachs' scaling procedures [22, 23]. The following RMS fit expressions were obtained:

$$P_m\,(\text{Pa}) = 662764 \cdot R^{-1.5451} \quad (5)$$

$$\tau_+\,(\text{msec/kg}^{1/3}) = 1.4063 \cdot R^{0.46639} \quad (6)$$

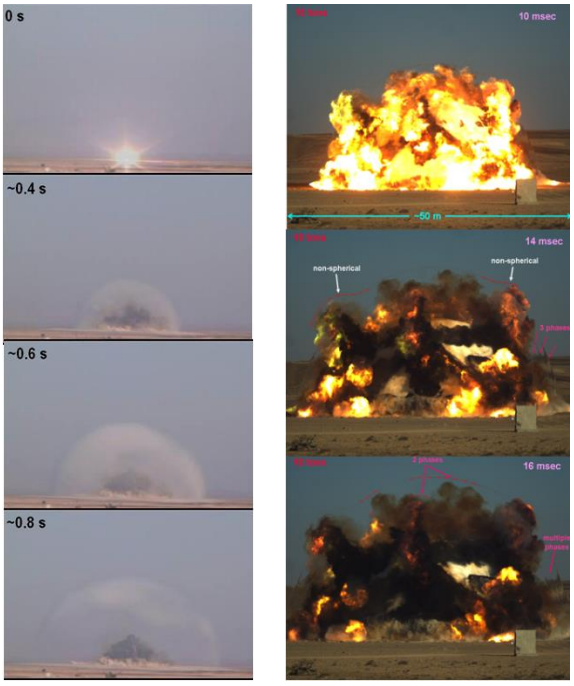
$$I_+\,(\text{Pa}\cdot\text{msec/kg}^{1/3}) = 268343 \cdot R^{-0.94907} \quad (7)$$

The reference (TNT standard) values, obtained by BECv4 procedure, are also presented on Figure 7. The scaled observed data demonstrate a high consistency for all 3 shots with different type of explosives and TNT yield, and correspond well to power fit curves (Eq.5 - 7). Obtained small spreading and high uniformity of the scaled data for all 3 shots verify the yield evaluation procedure and estimated TNT yields.

AUDIO-VISUAL OBSERVATIONS OF BLAST EFFECTS

Two home video-cameras, three safety monitoring cameras and a speed Phantom-3 camera (3100 frames/sec), placed at different distances and azimuths in the two explosions (Figure 2b), recorded unique blast phenomena (Figure 8).

Snapshots from home video of the 102-ton shot show an expanding, evidently following the shock wave, short-term (~0.5 sec) white spherical condensation cap, which is clearly visible due to specific air (humidity 61%, temperature 13ºC) and lighting conditions (Figure 7). An analogous "milk-white hemispherical dome" was reported for a large-scale surface explosion in Kazakhstan (the MASSA experiment), conducted on 28 Nov. 1981 at 8:30 local time in similar weather conditions [3]. This phenomenon is common in more humid (e.g. ocean) environments, but is rarely seen for explosions in desert.



a) b)

Figure 8. Snapshots showing unique blast effects: a - from usual video recording at 6 km for Ex3, b - from speed video-recording for Ex2 at 360 m

Snapshots of speed video-record for 10 ton shot show non-spherical segments and multiple phases in the air-shock wave front at short times and distances (Figure 7). Apparently, the same multiple shock-front phases were also observed in the large Ex3 and correspond to multiple peaks in the compression phase of the air-shock wave recorded by close pressure gauges. Supposedly, these front peaks are due to the charge non-uniformity, and cannot be attributed to any specific charge elements. Away from the explosion, the peaks are merged, and after ~100 m a stable uniform main shock phase is formed.

Many observers of the large Ex3 placed at ~9 km reported hearing two clear "bang" sounds with a delay of less than 1 sec, which were interpreted as two separate explosions. Multiple pronounced "bang" sounds were also clearly identified in recordings of the monitoring video-cameras (at several hundred meters) for both shots Ex2 and Ex3. Initially it was suggested that these calibration shots were not simultaneous as planned, however, detailed analysis of the data showed that these audio-phenomena were caused by secondary shocks in the air-blast wave observed at all records of high-pressure gauges and accelerometers (Figures 3, 4). These records, along with the yield estimates using the main-shock peak pressures (Table 4) confirm that all explosive materials were fully detonated in the

initial 2 - 3 msec. This audio-effect was also reported for the MASSA explosion, where the "two shocks" were heard distinctly, with an interval of about 0.5 s at 2 km, but not explained and not correlated with the secondary shock effect [3].

CRATER OBSERVATIONS AND SEISMIC MAGNITUDES

A regular hemispherical crater was created by 82-ton IMI explosion in 2009 [16]. Accurate GPS crater measurements were conducted just after the shot, that provided 2D-3D crater images, and accurate diameter D and depth H estimations (Figure 9, Table 5). Unlike the 2009 explosion, complex irregular-shaped craters were found for the two January 2011 ANFO shots, with step-like walls and a cone of crashed rocks in the center [17]. For comparison we used empirical equations for craters of large-scale explosions in Russia on soft soils surface [1]:

$$D\ (m) = 2\times 3.36W^{0.336};\ H\ (m) = 1.78W^{0.316} \qquad (8)$$

and another diameter equation based on 200 large surface shots [19]:

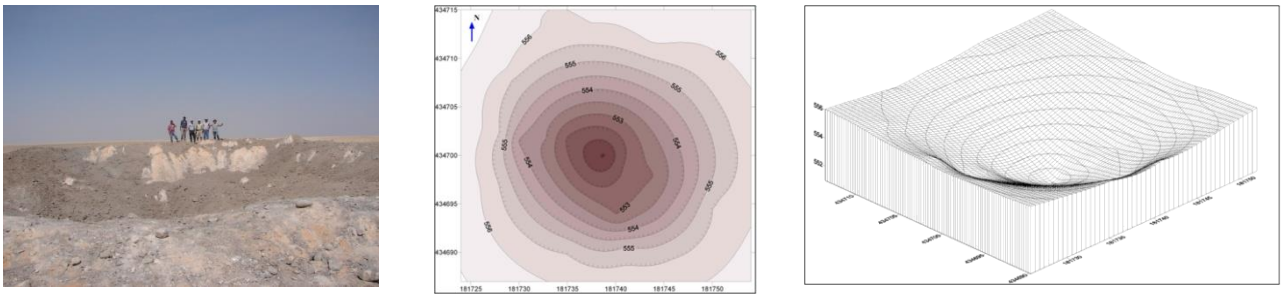
$$D\ (m) = 8\cdot W^{1/3} \qquad (9)$$

where W is TNT equivalent yield in tons.

The crater parameters calculated using Equations (8) and (9) are presented in Table 5, jointly with measured values, demonstrating significantly smaller sizes.

Table 5. Measured crater dimensions, compared with calculated values and local seismic magnitudes M_d.

Event	Nominal Weight, tons	TNT equivalent yield, tons	VOD, m/s	M_d	Diameter D, m			Depth H, m	
					Measured	calculated		Meas ured	Calculated Eq.(8)
						Eq.(8)	Eq.(9)		
Ex1	81.66 IMI	96.0	~7500	2.5	30.0	31.1	36.6	5	7.5
Ex2	10.24 ANFO	7.4	2400	2.2	12.0	13.2	15.6	1.5	3.35
Ex3	102.1 ANFO	76.8		2.8	29.0	28.9	34.0	3	7.0



a) b) c)

Figure 9. Crater created by 2009 explosion Ex1: a – general view, b – 2D image, c – 3D image

Hemispherical Surface Explosion of 90.7 ton TNT, on alluvium, in the US Army Waterways Experiment (1962), was similar to Sayarim shot Ex1, but created a bigger crater with radius D=42.6 m, H=6.3 m [11]. The ConWep procedure [10] provided also much larger crater size estimates for Ex3 (102 tons ANFO on dry sandy clay): D=41 m, H=13 m.

The local duration magnitude M_d estimated from Israel Seismic Network (ISN) records showed two interesting important features (Table 5). Firstly, the magnitude for Ex1 with higher TNT yield is smaller that for Ex3 (though the crater is larger). Evidently, the main reason is the much higher VOD of stronger IMI explosives compared to ANFO. A similar effect was found for small borehole shots NEDE in the USA in 2008, where larger amplitude *Rg* and Love waves were generated from shots using Black Powder (VOD=530 m/s) and ANFO emulsion (VOD=5260 m/s), than shots with CompositionB (VOD=8100 m/s) [24]. Secondly, all magnitudes seem smaller than could be expected, based on extensive GII experience in monitoring of numerous detonations of outdated ammunitions at SMR. For example, an ammunition shot at SMR in June 2008 (consisted mainly of M-15 mines) with TNT yield about 10 tons, similar to Ex2, but with the downward detonation, produced a higher M_d = 2.5 [14, 15].

The results show that crater parameters, the diameter and especially the depth, and seismic magnitudes, for all Sayarim explosions were smaller than the expected values, based on data for previous similar experiments, thus indicating a decreased coupling of explosive energy with the ground, supposedly due to the specific charge design and especially the upward detonation.

DISCUSSION

Similar to the near-source pressure gauges, anomalous enhanced peak pressure amplitudes were found at local infrasound stations for the 2009 explosion, indicating possible upward directivity effect and asymmetric energy radiation to the atmosphere [16]. Supposedly, this effect caused an overestimated yield of 0.3-0.5 kT, obtained at two far-regional IMS infrasound stations I26DE and I48TN of the International Data Center (IDC), using wind-corrected amplitudes, as applied to several yield-range-amplitude

attenuation laws, including LANL2003 [9]. This large misfit in yield estimation denotes an obvious need for refinement and tuning of the monitoring procedures, using GT0 infrasound sources, to obtain reliable yield values.

As mentioned before, the air-blast parameter SS delay could be used as a yield estimator if the explosive type is known, based on the developed scaled relationships. On the other hand, the explosive type can be identified and the detonation velocity can be roughly estimated, if the yield is known and SS delays are measured. There are evidences that atmospheric or surface nuclear explosions, unlike chemical explosions, might not produce air-blast SS phases [7]. Supposedly, this distinction is due to a different source phenomenology, because a nuclear test provides an instantaneous and point-like source, where parameters of chemical shots (crucial for the SS effect) - charge size, detonation velocity, expanding detonation products (gases) - are not applicable. Then we can guess that the secondary shock feature appearance (at local distances up to 100 - 200 km) could provide a potential solution for identification of the source: nuclear or chemical explosion.

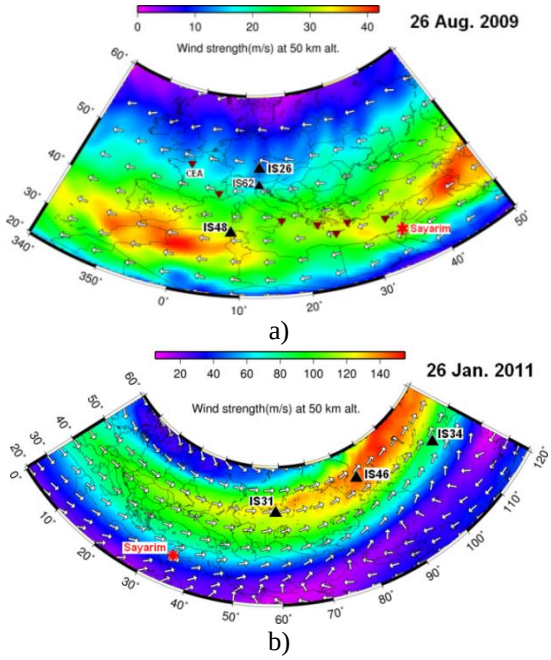
CONCLUSIONS

Two large-scale shots of about 100 tons, with a pyramid/hemisphere charge design, were successfully conducted by GII in summer 2009 (Ex1) and winter 2011 (Ex2, Ex3). The explosion design was rather complicated and different from the ideal homogenous hemisphere used in similar past experiments. Strong boosters and upward charge detonation scheme were applied to ensure that more energy is radiated to the atmosphere. Enhanced peak pressures at all distances and smaller craters and seismic magnitude indicated that the developed charge design provided a strong explosion energy generation and necessary energy partition: large portions of energy to the atmosphere and less to the ground as seismic energy. Under these conditions evaluation of the actual explosion yield, as one of important source parameters, is crucial for the GT0 calibration experiment. The accurate yield estimations were obtained, based on measured positive phase impulse in air-blast waves at near-source distances, and considered as Ground Truth parameter. Compared to the nominal explosives weight, the estimated TNT equivalent yield was enlarged for the 2009 shot and reduced for the 2011 shots.

Dense near-field observation systems provided valuable abundant data sets of audio-visual, air-shock and acoustic records that were utilized for interpretation of observed unique blast effects and determination of blast wave parameters, suited for yield estimation. Empirical functional relationships between basic blast-wave parameters, the yield and the distance were developed, including a novel secondary shock delay relation, that provided a base for a new yield estimator.

The main goal of this dual Sayarim calibration experiment was reached: fully controlled infrasound sources, the strongest since the establishment of the IMS network, were observed at several IMS infrasound stations in Europe, Middle East and Asia, thus establishing the first GT0 infrasound dataset for this region. In the 2009 experiment 10 portable infrasound arrays were deployed by collaborating institutions from 8 countries at regional distances in Europe and EM-ME countries, coordinated by the University of Hawaii and CTBTO teams. In the 2011 experiment institutions from 20 countries collaborated to set up a dense infrasound network for near-regional observations. All together 20 portable arrays were deployed in 13 countries throughout the EM-ME region by local institutions, coordinated by the CTBTO and UM teams, that provided recording equipment for the far field observations in 2011 [12].

The infrasound signals were observed at numerous regional and IMS stations up to 3400 km to the west/north-west for the summer 2009 shot Ex1, and up to 6250 km to the east for the winter 2011 shot Ex3 – much further than expected. The very clear westward/eastward propagation according to appropriate summer/winter stratospheric wind directions, respectively, was demonstrated (Figure 10), thus verifying empirically theoretical models of infrasound propagation in the atmosphere.



The explosion site and recorded IMS (▲) and some regional portable (▼) infrasound stations are presented. Wind directions are shown by arrows, and wind strength (m/s) is exposed by the color scale

Figure 10. Modeling of stratospheric winds for the pair of large Sayarim shots Ex1 and Ex3, based on atmospheric specifications from the ECMWF, provided 6-hourly models of 91 layers on a global 0.5°×0.5° grid, the figure is derived from these models at 50 km altitude [courtesy of L. Evers, KNMI] : a – even Ex1, b - even Ex3

The complementary smaller Ex2 shot (winter 2011) of 10 tons, conducted during the afternoon two days prior to the Ex3 (main 102-ton explosion detonated in the morning), provided additional valuable data for the analysis of charge scaling and infrasound propagation features affected by various atmospheric (wind) conditions.

The unique collected database provides an important contribution in the modeling of long-range infrasound propagation in the atmosphere, detection analysis at different stations, and refining and tuning of IDC evaluation procedures of infrasound monitoring and yield estimation.

ACKNOWLEDGEMENTS

Many organizations and persons participated in the preparation of Sayarim calibration explosions, measurements and data processing. High-quality explosives in convenient packages were supplied by IMI Ltd. for the 2009 experiment, and by EMI Ltd. for the 2011 experiment. Elita Security Ltd. assembled the 2009 IMI charge with maximal concentration of explosives. The IDF Experiment Division provided appropriate territory, logistics and near-source measurements, and assembled the 2011 ANFO charges with the optimal initiation/detonation scheme. GII personnel helped in logistics procedures, preparation and deployment numerous near-source local observation systems, and in data processing and analysis (R. Hofstetter, N. Perelman). Thanks to our collaborators Dr. J. Bonner (WGC), Dr. R. Waxler (UM) and Dr. E. Marchetti (UF), for supplementing data of close seismo-acoustic observations in 2011 experiment, to V. Pergament of Magnitogorsk State Technical University for assisting in the analysis of the pressure-distance relationship, to Dr. L. Evers (KNMI), for supplementing stratospheric winds modeling. Sayarim experiments were supported by the US Army SMDC in 2009, and PTS CTBTO in 2011 (Dr. L. Zerbo). Presented here research work was supported by the Israel Ministry of Immigrant Absorption.

REFERENCES

1. Adushkin, V.V. Craters of Large-Scale Surface Explosions / V. Adushkin, B. Khristoforov //Combustion, Explosion, and Shock Waves, 2004. - Vol. 40, No. 6. - pp. 674 – 678.
2. Adushkin, V.V. Action of the Coastal 1000-Ton Surface Explosion on the Environment / V.V. Adushkin, B. D. Khristoforov //Combustion, Explosion, and Shock Waves, 2004. - Volume 40, Number 6. - pp. 686 - 693(8).
3. Alperovich, L. S. Project MASSA: An Investigation of Magnetosphere-Atmosphere Relationships during Seismoacoustic Events / L. S. Alperovich, M. B. Gokhberg, V. I. Drobzhev, V. A. Troitskaya, G. V. Fedorovich // Izvestiya, Earth Physics, 1085. - Vol. 21, No. 11.
4. Alperovich, L.S., The Acoustic Wave of an Explosion / L. S. Alperovich, E. L. Afraymovich, B. O. Vugmeister, M. B. Gokhberg [et al.] // Izvestiya, Earth Physics, 1985. - Vol. 21, No. 11.
5. Baker, W. E. Explosions in Air / W. E Baker // University of Texas Press/ - Austin and London, 1973. – 268 p.
6. Bonner, J. Seismo-acoustic energy partitioning at near-source and local distances from the 2011 Sayarim explosions in the Negev desert, Israel / J. Bonner, R. Waxler, Y. Gitterman and R. Hofstetter // Bull. Seismol. Soc., 2002. - Am. doi:10.1785/0120120181.
7. Brode, H. L. Point Source Explosions in Air; The Rand Corp. / H. L Brode //Research Memo RM-1824-AEC, 1956.
8. Brown, D. The Woomera infrasound and seismic experiment, September-October 2002 / D. Brown, C. Collins and B. Kennet/ / Proceedings of Infrasound Technology Workshop, La Jolla, California, 2003.
9. Brown, D. Enhancements to the CTBTO infrasound processing system / D. Brown, ,I. Kitov, N. Brachet, P. Mialle and R. Le Bras // Presented at the Infrasound Technology Workshop, Brasilia, Brazil, November 2 - 6, 2009.
10. CONWEP, a collection of conventional weapons effects calculations from the equations and curves of TM 5-855-1 “Design and Analysis of Hardened Structures to Conventional Weapons Effects”. USAE Engineer Research and Development Centre,Vicksburg, MS, 1997.
11. CraterDatabase_V1.3,2004.- http://keith.aa.washington.edu/craterdata.
12. Fee, D., R. Waxler, Y. Gitterman, J. Given, J. Coyne, P. Maille, P. Grenard, M. Garces, J. Assink, D. Drob, D. Kleinart, H. Buchanan, and L. Zerbo (2012). Overview of the 2009 and 2011 Sayarim Infrasound Calibration Experiments / D. Fee, R. Waxler, Y. Gitterman, J. Given, [at al.] // JGR-Atmospheres, 2012. - VOL. 118, 1 – 22, DOI: 10.1002/jgrd.50398.
13. Gitterman, Y., Source features, scaling and location of calibration explosions in Israel and Jordan for CTBT monitoring / Y. Gitterman, V. Pinsky, A.-Q. Amrat, D. Jaser, [et al.] // Isr. J. Earth Sci., 2005. - 54. - pp. 199 - 217.
14. Gitterman Y. and R. Hofstetter (2008). Infrasound Calibration Experiment in Israel: Preparations and Test Shots / Y. Gitterman , R. Hofstetter // Proceedings of the 30th Monitoring Research Review, 2005. - LA-UR-08-05261.
15. Gitterman, Y. Near-source and far-regional observations for Sayarim test explosions / Y Gitterman, M. Garces, R. Bowman, D. Fee, [at al.] // Proceedings of the 2009 Monitoring Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies, 2009. - LA-UR-09-05276. - pp. 724 - 734.
16. Gitterman, Y. Sayarim Infrasound Calibration Explosion: near-source and local observations and yield estimation / Y. Gitterman // Proceedings of the 2010 Monitoring Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies, LA-UR-10-05578, 2010. - Vol. II. - pp. 708 – 719.
17. Gitterman, Y. Large-scale controlled surface explosions at Sayarim, Israel, at different weather patterns for Infrasound Calibration of the International Monitoring System / Y. Gitterman, J.W. Given, J. Coyne, R. Waxler, [at al.] // Proceedings of the 2011 Monitoring Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies, 2011. - LA-UR-11-04823.
18. GlobalSecurity.org, http://www.globalsecurity.org/wmd/ops/testing-effects.htm.
19. Kinney, G. Explosive shocks in Air / G. Kinney, K. Graham. - Springer-Verlag, New York, 1985. - pp. 9 - 10.

20. Landau, L. On shock waves at large distances from the place of their origin' / L. Landau // Applied Mathematics and Mechanics, 1945. - V. 9, No. 4 - pp.96 - 103 (in Russian).
21. Norris, D. Development of advanced propagation models and application to the study of impulsive infrasonic events / D. Norris, J. Bhattacharyya, R. Whitaker // Proceedings of the 29th Monitoring Research Review, September 2007.
22. Sachs, R.G. The dependence of Blast and Ambient Pressure and Temperature / R.G. Sachs // BRL report 466, May 1944.
23. Sadwin L. and Swisdak, M. (1970). Blast Characteristics of 20 and 100 Ton Hemispherical ANFO Charges / L. Sadwin, M. Swisdak //NOL Data Report, NOL TR 70-32, 17 Mar 1970.
24. Stroujkova, A., J. Bonner, M. Leidig, R. Martin, and P. Boyd (2012). Seismic studies of explosions with different velocities of detonation in Barre granite / A. Stroujkova, J. Bonner, M. Leidig, R. Martin, P. Boyd // In press, BSSA., 2012.
25. Swisdak, M. DDESB Blast Effects Computer, Version 4.0 / M. Swisdak, 2000.

ХАЛЫҚАРАЛЫҚ МОНИТОРИНГІ ЖҮЙЕСІНІҢ ИНФРАДЫБЫСТЫҚ СТАНЦИЯЛАРЫН КАЛИБРЛЕУ ҮШІН САЯРИМ ПОЛИГОНЫНДАҒЫ, ИЗРАИЛЬ, ІРІ ХИМИЯЛЫҚ ЖЕР БЕТІНДЕГІ ЖАРЫЛЫСТАРДЫ СЕЙСМОАКУСТИКАЛЫҚ БАЙҚАУ

Гиттерман Е.

Израиль Геофизикалық институты, Лод, Израиль

Ірімасштабты жер бетіндегі жарылыстарды Негев шөліндегі Саярим полигонында Израидьдің Геофизикалық институты жүргізген: қуаты 82 тонна IMI жарылғыш затымен 2009 ж. тамыз айында және 100 тонналық, ANFO жарылғыш затымен, 2011 ж. қаңтар айында. Эксперименттер Израиль, ЯСЖТШҰ, АҚШ және бір қатар еуропалық елдердің бірлескен күш салу нәтижесі болды. Басты мақсаты – Еуропа, Таяу Шығыс және Азияда Халықаралық мониторингі жүйесінің инфрадыбыстық станциялар желісін калибрлеу үшін әр түрлі метеожағдайларында инфрадыбыстық толқындардың толық бақылаудағы көздерін қамтамасыз ету. Зарядтардың әзірленген арнайы дизайні инфрадыбыстық желісін құру мезетінен бақылаудағы ең күшті көздерін қамтамасыз еткен. Бұл бірегей қос жарылыстық эксперименті инфрадыбыс 3400/6250 км жылдамдығымен жазғы/қысқы жарылыстар үшін сәйкес, стратосфералық желдер бағытына сәйкестігінде батыс/шығыс жаққа ең қолайлы таралуын көрсеткен, және, сонымен, атмосферада инфрадыбыс таралудың эмпирикалық алынған жалпы моделдерін растауына мүмкіншілік берген.
Жарылыстардан толқындарды көп санды тығыз бақылаулары акустикалық және сейсмикалық толқындардың жоғары қысымның бергіштерімен жақын қашықтықтарда (0.1 – 40 км) алынған. Барлық бергіштерде сирек талданылатын екінші реттік жарылыстық толқындар құбылысы анық байқалған. Жарылыстық толқынның жаңа параметрі үшін – қашықтыққа байланысты екінші реттік толқынның кідіру уақыты – жаңа эмпирикалық қатынасы әзірленген және талдаудан өткен. 2009 ж. және 2011 ж. жарылыстар үшін уақыттық кідірулері анық бөлінетіні анықталған, бұнымен, детонацияның әр жылдамдықтарымен сипатталатын жарылғыш заттарадың түрінен олардың байланыстығы көрсетілген. Алынған нәтижелері, өлшенген кідірулері бастапқы жарылыстың сипаты туралы маңызды ақпараты болу мүмкіндігін және эксперименталды калибрлік жарылыстардың тортил эквивалентін бағалаудың экономикалық тиімді, оңай жаңа әдісі ретінде пайдалануға болтатының көрсеткен

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ КРУПНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВЗРЫВОВ НА ПОЛИГОНЕ САЯРИМ, ИЗРАИЛЬ, ДЛЯ КАЛИБРОВКИ ИНФРАЗВУКОВЫХ СТАНЦИЙ МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА

Гиттерман Е.

Геофизический институт Израиля, Лод, Израиль

Крупномасштабные поверхностные взрывы проводились Геофизическим институтом Израиля на полигоне Саярим в пустыне Негев: 82 тонн мощной IMI- взрывчатки в августе 2009 г., и 100 тонн ANFO-взрывчатки в январе 2011 г. Эксперименты были результатом совместных усилий Израиля, ОДВЗЯИ, США и ряда европейских стран с главной целью - обеспечить полностью контролируемые источники инфразвуковых волн в разных метеоусловиях для калибровки инфразвуковых станций сети Международной системы мониторинга в Европе, на Ближнем Востоке и в Азии. Разработанный специальный дизайн зарядов обеспечил самые сильные контролируемые источники с момента создания инфразвуковой сети. Этот уникальный двойной взрывной эксперимент ясно показал наиболее благоприятное распространение инфразвука на запад/восток со скоростью до 3400/6250 км для летнего/зимнего взрыва, соответственно, в согласии с направлением стратосферных ветров, и, таким образом, позволил подтвердить эмпирически полученные общие модели распространения инфразвука в атмосфере.

Многочисленные плотные наблюдения волн от взрывов были получены датчиками высокого давления акустических и сейсмических волн на близких расстояниях (0.1–40 км). На всех датчиках явно наблюдалось редко анализируемое явление вторичных взрывных волн. Было разработано и проанализировано новое эмпирическое соотношение для нового параметра взрывной волны – время задержки вторичной волны в зависимости от расстояния. Установлено, что временные задержки четко разделяются для взрывов 2009 и 2011 гг., чем продемонстрирована их зависимость от типа взрывчатых веществ, характеризующихся различной скоростью детонации. Полученные результаты показали, что измеренные задержки могут быть важной информацией о характере исходного взрыва и могут быть использованы также в качестве нового простого экономически эффективного метода оценки тротилового эквивалента экспериментальных калибровочных взрывов.

УДК 550.380

ИССЛЕДОВАНИЯ И РАЗВИТИЕ МОНИТОРИНГА МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ГЕОМАГНИТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «АЛМА-АТА»

Соколова О. И.

Институт ионосферы Национального Центра космических исследований и технологий Национального космического агентства Республики Казахстан, Алматы, Казахстан

Приводится краткая история развития мониторинговых исследований магнитного поля Земли в геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» «Институт ионосферы» АО «НЦКИТ». Рассмотрены различные этапы деятельности геомагнитной обсерватории «Алма-Ата», история сотрудничества с Международной сетью магнитных обсерваторий INTERMAGNET и другими организациями.

Краткая история изучения геомагнитного поля по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата»

Геомагнитная обсерватория «Алма-Ата» была введена в эксплуатацию в 1963 г. в бывшем Секторе Ионосферы АН Каз. ССР – ныне ДТОО «Институт ионосферы» АО «Национальный центр космических исследований и технологий» НКА РК. Расположена обсерватория в предгорьях г. Алматы на высоте 1300 м над уровнем моря, географические координаты [43.25ºN; 76.95ºE], геомагнитные координаты [34.3ºN; 152.7ºE]. В начальный период (1963 – 1964 гг.) проводились работы только по регистрации вариаций магнитного поля и их камеральной обработке с последующей передачей информации в Мировой центр данных МЦД-Б2 (г. Москва). В 1965 г. впервые начаты научные исследования - изучение спокойных геомагнитных суточных вариаций по данным мировой сети магнитных обсерваторий в период Международного геофизического года (1957 – 1958 гг.) [1]. С этого времени проводятся активные исследования по различным направлениям геомагнетизма: изучение тонкой структуры спокойных солнечно-суточных геомагнитных вариаций (Sq); особенности сезонного хода Sq-вариций в различные часы суток и в зависимости от солнечной активности; характерные особенности Sq-вариаций по данным магнитных обсерваторий Казахстана; изучается связь между поведением Sq токовой системой средних широт и экваториальной электроструей [2–5]. С 1974 г. по 1980 г. на территории Алматинского геодинамического полигона была развернута сеть пунктов измерений геомагнитного поля, совместно с Сектором ионосферы АН КазССР и институтом Сейсмологии АН КазССР с целью изучения сейсмомагнитных эффектов и разработки методов краткосрочного прогнозирования землетрясений [6–7]. Эта большая работа проведена в рамках международной программы «Геомагнитный меридиан» [8]. С 1986 г. по 1993 г. проводились исследования по изучению вариаций магнитного поля Земли в связи с сейсмичностью. Были установлены сейсмодатчики в п. Фабричный, на оз. Иссык-Куль, вблизи оз. Балхаш и на оз. Алаколь. В связи с расширением использования космических средств стали актуальными наблюдения за их воздействиями на окружающую среду и оценка опасности для человека. Так, в период 2003 – 2004 гг. изучались изменения геомагнитного поля под влиянием запусков ракет с космодрома Байконур [9, 10]. Поскольку геомагнитные возмущения оказывают сильное негативное воздействие на современные технологические системы, вызывая аварийные ситуации на трубопроводах, в электрических сетях, на транспорте и т.п., проблема наведенных токов является актуальной для Казахстана, обладающего сетью магистральных высоковольтных линий электропередач (220 кВ - 1150 кВ) общей протяженностью около 27 тыс.км. В связи с этим в 2005 – 2006 гг. данные геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» использовались для изучению наведенных токов над Казахстаном [11,12]. В рамках Республиканской бюджетной программы «Прикладные научные исследования в области космической деятельности» в 2012 – 2014 гг. проводились исследования состояния околоземного космического пространства на основе наблюдений и регистрации различных геофизических параметров, включая напряженность геомагнитного поля [13]. В настоящее время, специалисты геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» обеспечивают высокоточные измерения и расчеты параметров геомагнитного поля на территории Казахстана [14–16]. Так, в 2011– 2014 гг. по заказу АО «Казахстан ГИС Центр» Министерства Обороны Республики Казахстан для обновления топографических карт, сотрудники обсерватории провели расчеты геомагнитного склонения и его годовых изменений. Мониторинговые данные обсерватории передаются по запросам в различные организации, в том числе в МЧС РК.

Сотрудничество с международной сетью магнитных обсерваторий INTERMAGNET и современное состояние измерений геомагнитного поля в геомагнитной обсерватории «Алма-Ата»

До 2003 г. обсерватория была оснащена стандартным оборудованием 60-х годов, позволяющим

получать среднечасовые значения напряженности магнитного поля Земли с регистрацией на фотобумаге, что требовало ручной оцифровки и не позволяло производить отсчеты чаще 3-минутных значений. Погрешность измерений геомагнитного поля была в пределах 5 – 10 нТл. Морально устаревшее оборудование не позволяло изучать особенности тонкой структуры геомагнитного поля, проводить оперативную диагностику и прогноз. В 2003 г. началась модернизация геомагнитного оборудования на сети базовых магнитных обсерваторий СНГ в соответствии со стандартами Международной сети магнитных обсерваторий INTERMAGNET. Переоборудование обсерватории «Алма-Ата» проведено по международному гранту INTAS «The Creation of a Renewed Network of basic Geomagnetic Observatories of NIS countries». Было установлено новое оборудование - магнитовариационная станция на базе феррозондового магнитометра Lemi-008, однокомпонентный магнитометр для абсолютных измерений Lemi-203, два протонных магнитометра Pos-1 для измерения модуля индукции магнитного поля Земли. Для этого был проведен капитальный ремонт трех павильонов, прокладка подземных коммуникационных каналов между павильонами и между главным магнитным павильоном и зданием Института. Для вхождения в международную сеть INTERMAGNET потребовалось годичное тестирование с передачей стандартных данных в Международный центр данных сети INTERMAGNET (Эдинбург, Великобритания). Успешная тестовая передача данных (2004 – 2005 гг.) позволила техническому координатору сети INTERMAGNET положительно оценить качество данных. 23 ноября 2005 г. был получен Сертификат полноправного членства в INTERMAGNET и качества измерений геомагнитной обсерватории «Алма-Ата», выданный Техническим секретариатом Международной сети геомагнитных обсерваторий INTERMAGNET (рисунок 1).

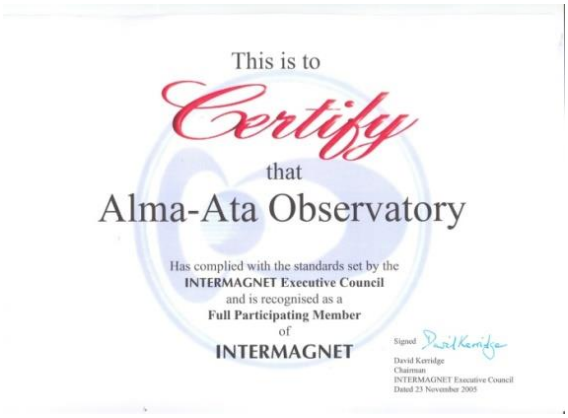


Рисунок 1. Сертификат полноправного членства в сети INTERMAGNET геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» от 23 ноября 2005 г.

Было подтверждено, что оборудование и данные геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» полностью соответствуют техническим требованиям и стандартам, предъявляемым к членам международной сети магнитных обсерваторий INTERMAGNET (IMOs) [17]. Аппаратура геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» прошла различные метрологические поверки – в рамках сети INTERMAGNET: на XI-XII IAGA «Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing» в Японии (9 – 17 ноября 2004 г.) и в Польше (19 – 24 июня 2006 г.). В соответствии с рекомендациями INTERMAGNET к оборудованию геомагнитных обсерваторий в 2012 – 2013 гг. проведены метрологические поверки во «Всероссийском научно-исследовательском институте им. Д.И. Менделеева» (ВНИИМ) г. Санкт-Петербург РФ и Львовском Центре Института космических исследований» (ЛЦ ИКИ НАН и НКА Украины), г. Львов, Украина, с получением соответствующих сертификатов (рисунок 2).



а) б) в)

Рисунок 2. Рабочие моменты испытания и поверки приборов геомагнитной обсерватории «Алма-Ата»: а – Иркутск, -2003 г., б – Япония, 2004 г., в - Санкт-Петербург, 2012 г.

С 2010 г. геомагнитная обсерватория «Алма-Ата» входит в международную сеть станций по нормализации Dst-индекса [18]. Экспериментальные данные обсерватории в режиме реального времени передаются на Dcx index server (University of Oulu, Finland) – http://dcx.oulu.fi. В 2005–2013 гг. в рамках подготовки и выпуска оптических дисков INTERMAGNET для глобальной сети магнитных обсерваторий «THE GLOBAL NETWORK OF MAGNETIC OBSERVATORIES, DEFINITIVE DATA» подготовлены данные стандарта INTERMAGNET. В 2009 – 2010 гг. рзработано и внедрено новое программное обеспечение для обсерватории «Алма-Ата», что позволяет поставлять мониторинговые геомагнитные данные в МЦД сети INTERMAGNET в реальном масштабе времени с наименьшими потерями. В 2011 – 2012 гг. разработан сайт Геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» (рисунок 3), на который поступает вся информация в графическом и цифровом виде с приборов регистрации магнитного поля Земли (http://geomag.ionos.kz). В реальном времени представлены минутные данные вариаций трех компонент геомагнитного поля (dX, dY, dZ), полного вектора (F) и локального K-индекса геомагнитного поля.

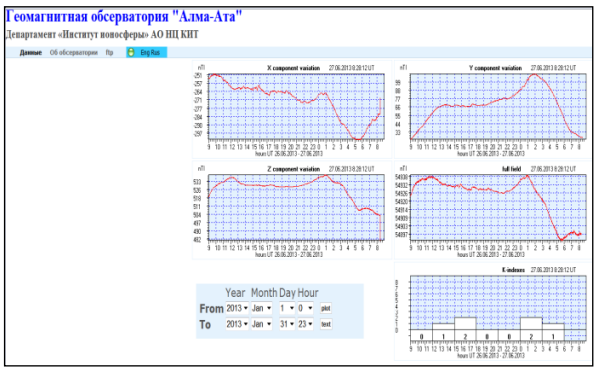


Рисунок 3. Страница сайта геомагнитной обсерватории «Алма-Ата»

В 2013 – 2014 гг. создана система, позволяющая управлять, запускать и контролировать измерительную аппаратуру и параметры регистрации магнитного поля Земли на геомагнитной обсерватории «Алма-Ата». Получена возможность дистанционно исправлять помехи в регистрируемых параметрах магнитного поля Земли и запускать при различных технических сбоях цифровую магнитовариационную станцию на основе магнитометра Lemi-008

База геомагнитных параметров за весь период существования обсерватории включает данные с 1963 – 2014 гг. и состоит из следующих файлов: среднечасовых значений D (склонение), H (горизонтальная составляющая), Z (вертикальная составляющая) (1963 – 2003 гг.); б) односекундных вариаций геомагнитного поля dX, dY, dZ, измеряемых магнитовариационной станцией на базе феррозондового магнитометра LEMI-008 (2003 – 2014 гг.); в) пятисекундных данных полной напряженности геомагнитного поля F, измеряемых магнитометром на базе «процессорного оверхаузеровского датчика» POS1 (2003 – 2014 гг.); в) сформированных из секундных файлов минутных данных вариаций геомагнитного поля dX, dY, dZ, F (2003 – 2014 гг.); г) трехчасовых локальных K-индексов геомагнитной активности (1963 – 2014гг.); д) базисных значений X_0, Y_0, Z_0, используемых при обработке вариационных данных (2003 – 2014 гг.); е) полных вариаций X-, Y-, Z-, F- составляющих геомагнитного поля (2003 – 2014 гг.). Высокое качество данных обсерватории «Алма-Ата» подтверждено использованием их для создания различных мировых моделей расчета геомагнитного поля, например, Мировой Модели Геомагнитного Поля WMM 2010 [19]. Основным направлением научных исследований с использованием мониторинговых данных обсерватории является изучение морфологических особенностей тонкой структуры геомагнитного поля в Казахстанском регионе с целью идентификации генерирующих их источников.

Работа выполнена по РБК 002 «Прикладные научные исследования в области космической деятельности» в рамках проекта «Исследовать особенности структуры и динамики магнитосферы, ионосферы и вариаций космических лучей с целью диагностики околоземного космического пространства».

Литература

1. Руднева, Н. М. Токовые ионосферные системы для некоторых спокойных дней / Н. М. Руднева, Б. Т. Жумабаев // Геомагнетизм и аэрономия. 1968. – Т.8. №2. – С. 292 -2 95.
2. Погребной, В. Н. К возможности объяснения особенностей широтных вариаций Sq (Y) и Sq (Z) в экваториальной области с помощью электрического моделирования / В. Н. Погребной, Б. Т. Жумабаев, Г. И. Гордиенко // Труды Сектора ионосферы АН КазССР. Алма-Ата: Наука. 1970. – Т.1. – С. 97 - 102.
3. Погребной, В. Н. Сезонный ход Sq(H)-вариаций на средних широтах в различные часы суток / В. Н. Погребной // Геомагнетизм и аэрономия, 1972. – Т. 12. № 4. – С. 771 - 772.
4. Погребной, В. Н. Особенности сезонного хода Sq-вариаций в различные часы суток по данным магнитных обсерваторий Северного полушария / В. Н Погребной., Б. Т. Жумабаев, В. В. Казаков // Труды сектора ионосферы АН КазССР. – М. – Т.4 – Деп. в ВИНИТИ – 1973. № 6461 - 73.
5. Погребной, В. Н. О возможной причине резких смещений фокуса Sq-токовой системы / В.Н. Погребной, В.В. Казаков // Геомагнетизм и аэрономия, 1976. – Т. 16. № 4. – С. 743 - 744.

6. Ержанов, Ж.С. Методика исследования сейсмомагнитного эффекта на Алма-Атинском полигоне и предварительные результаты / Ж. С. Ержанов [и др.] // Изв. АН КазССР. Сер. Геологическая, 1979. – с. 6.
7. Казаков, В. В. Об одной возможности регистрации сейсмомагнитных эффектов / Казаков В.В. // сб. «Материалы третьей научно-теоретической конференции молодых ученых АН Каз. ССР», Алма-Ата, 1974. – С. 75.
8. Погребной, В. Н. // Международный симпоз. по проекту «Геомагнитный меридиан 145º» / В.Н. Погребной, В.В. Казаков, Л. В. Помазная // Тез. докл. – Л. – 1976. – С. 76.
9. Соколова, О. И. Изменение геомагнитного поля под влиянием запусков ракет с космодрома Байконур / О.И. Соколова, В.М. Краснов, Н. Ф. Николаевский // Геомагнетизм и Аэрономия, 2003. – Т 43, № 4. – С. 1 - 5.
10. Sokolova O.I. Changes in the Geomagnetic Field under the Effect of Rocket Launches from the Baikonur Spaceport // XIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, Proceedings November 9-17, 2004, Japan, pp. 235 -239.
11. Vodyannikov, V. V. Induced Currents in Power Lines according to Data on Geomagnetic Variations. / V.V. Vodyannikov [et al] // Geomagnetism and Aeronomy, 2006. – Vol. 46, N6. – P. 809 - 813.
12. Vodyannikov, V. V. Stady of Geomagnetically Induced Current from Time Derivative of the Earth's Magnetic Field / V.V. Vodyannikov [et al] // XIIth IAGA Workshop on Geomagnetic Observatory Instruments, Data Acquisition and Processing, Proceedings. 19-24 June 2006. Polish. Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. C-99 (398). – 2007. –P. 347 - 352.
13. Kryakunova, O. / Kazakhstan Space Wether Initiative / O. Kryakunova [et al] // 39th COSPAR Scientific Assembly, Mysore, India, July 14-22, 2012. ISSN-1815-2619.
14. Somsikov, V. M. Analysis of Diurnal Dynamics of the Geomagnetic Field Variation Spectrum / V. M. Somsikov [et al] // Geomagnetism and Aeronomy, 2011. – Vol. 51, N.1. – P. 68 - 72.
15. Соколова, О. И. Геомагнитная обсерватория «Алма-Ата» история и современное состояние / О. И. Соколова // Геодинамика и солнечно-земные связи. РК, Алматы, 2013. – С. 229 - 240.
16. Соколова О.И., Бурлаков Г.В., Качусова О.Л. Исследование пространственно-временных вариаций геомагнитного склонения по данным обсерваторских наблюдений за 2005-2011 гг. / О. И Соколова, Г. В. Бурлаков, О. Л. Качусова // Геодинамика и солнечно-земные связи. РК, Алматы, 2013. – С. 251 - 257.
17. INTERMAGNET Technical Reference Manual. Ver4.5 Edinburg. UK.− 2011.
18. Mursula, K. Correct normalization of the Dst index / K. Mursula, L. Holappa, A. Karinen // Astrophys. Space Sci. Trans. − 4.−2008.–P. 41 - 45.
19. Maus, S. The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015 / S. Maus //NOAA Tech. Report NESDIS/NGDC. − 2010.

«АЛМА-АТА» ГЕОМАГНИТТІК ОБСЕРВАТОРИЯДА ЖЕРДІҢ МАГНИТТІК ӨРІСІН ЗЕРТТЕУЛЕРІ ЖӘНЕ МОНИТОРИНГІСІН ДАМЫТУ

Соколова О. И.

Қазақстан Республикасы Ұлттық ғарыштық агенттігі Ұлттық ғарыштық зерттеулер мен технологиялар орталығының Ионосфера институты, Алматы, Қазақстан

«ҒЗТҰО» АҚ «Ионосфера институты» «Алма-Ата» геомамниттік обсерваториясында Жердің магниттік өрісін мониторингтік зерттеулерін дамытудың қысқаша тарихы келтіріледі. «Алма-Ата» геомамниттік обсерваториясы қызметінің әр кезеңдері, INTERMAGNET магниттік обсерваториялардың халықаралық желісімен ынтымақтастық тарихы қаралған.

RESEARCHES AND DEVELOPMENT OF MONITORING OF THE MAGNETIC FIELD OF EARTH IN GEOMAGNETIC OBSERVATORY "ALMA-ATA"

O. I. Sokolova

Institute of Ionosphere of National Center for Space Research and Technologies of the National Space Agency of the Republic of Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan

A brief history of the development of monitoring studies of the magnetic field of the Earth in geomagnetic observatory "Alma-Ata" "Institute of the Ionosphere" JSC «NCSRT». This article describes various stages of activity of geomagnetic observatory "Alma-Ata" and history of cooperation with INTERMAGNET, the International network of magnetic observatories, and other organizations.

УДК 550.34, 551.248.2

КОНТРОЛЬ СЕЙСМОБЕЗОПАСНОСТИ ОБЪЕКТОВ АТОМНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ

[1)] Кишкина С.Б., [2)] Бугаев Е.Г.

[1)]Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия
[2)]Научно-технический центр по ядерной и радиационной безопасности, Москва, Россия

Для мониторинга сейсмических явлений на участках размещения атомных станций (АС) сети регулярных (региональных) сейсмических станций, как правило, недостаточно, поэтому для контроля стабильности сейсмического режима площадки размещения АС должна быть предусмотрена организация локальной системы высокочувствительных сейсмических наблюдений. В статье рассмотрены примеры локальных сейсмологических наблюдений в России на платформенных участках размещения АС в период инженерных изысканий для выбора площадки и разработки проекта.

Введение

После катастрофы на японской атомной станции Фукусима вопрос о безопасном строительстве и эксплуатации атомных станций снова оказался в центре внимания не только профессионального сообщества, но и мировой общественности в целом. Решение вопросов безопасности объектов с потенциально высоким уровнем ущерба крайне важно даже в том случае, когда вероятность возникновения опасности мала. Так, например, объекты атомной энергетики на территории России располагаются в сейсмически малоактивных областях: вероятность возникновения сильного землетрясения в районе площадки атомной станции низка, но если она реализуется, то последствия от такого события могут стать катастрофическими для огромной территории.

При отсутствии представительных инструментальных сейсмологических данных на проектируемых участках размещения АС, оценка сейсмической опасности на основе использования вероятностного подхода осуществляется с учетом исторических и инструментальных региональных данных о землетрясениях, которые являются неотъемлемой частью оценки сейсмической опасности площадок атомных станций. В случае дефицита таких данных особую актуальность приобретает организация и проведение локальных сейсмологических наблюдений для накопления в ограниченные сроки представительной статистики землетрясений различных магнитуд. Анализ результатов наблюдений должен позволить обосновать размещение атомной станции в пределах целикового блока земной коры, ненарушенного активными разломами, и на основании статистически представительных данных оценить параметры графика повторяемости землетрясений. Уровень и наклон графика повторяемости зависят от конкретных структурных и геодинамических условий района размещения атомной станции, что позволяет по результатам краткосрочных сейсмологических наблюдений (с учетом исторических и инструментальных данных о землетрясениях) определить параметры проектного и максимального расчетного землетрясения.

Организация сейсмологического мониторинга площадки атомной станции – это создание системы, позволяющей вести постоянное наблюдение за состоянием объекта и процессов с целью контроля уровня сейсмичности района размещения объекта; уточнения положения и параметров зон вероятных очагов землетрясений; контроля состояния геодинамических условий площадки объекта. В ходе сейсмологического мониторинга должны быть определены наиболее активные локальные участки земной коры и тектонических структур, оценены изменения, которые могут быть вызваны антропогенной деятельностью; проведен анализ стабильности сейсмического и геодинамического режима территории; подготовлены рекомендации по возможности раннего предотвращения чрезвычайных ситуаций.

В статье рассмотрены задачи локальной системы сейсмологического мониторинга площадки атомной станции, основные принципы выбора системы наблюдения, аппаратуры и мест пунктов наблюдения, приведены примеры сейсмологического мониторинга площадок АС в европейской части России, проведенного с помощью малоапертурных групп.

Сейсмологические наблюдения в России: от региональных к локальным

В последние десятилетия в мире гораздо больше внимания стали уделять изучению сейсмологической обстановке в так называемых “потенциально опасных” областях, т.е. на территориях, традиционно считавшимся асейсмичными или слабо сейсмичными, не представляющих интереса с точки зрения оценки сейсмической опасности. Вновь создающиеся системы сейсмологических наблюдений, например, таких, Казахстанская – позволяют установить наличие очагов землетрясений в местах, традиционно считавшихся асейсмичными [1].

В России к таким районам относится территория Восточно-Европейской платформы, проблема недостаточного сейсмологического контроля кото-

рой перестала вызывать споры только после Калининградских землетрясений 2004 г. (21.09.2004, M=4.3). Примерно с этого момента началось уплотнение существующей на территории ВЕП редкой «глобальной» сейсмологической сети до регионального масштаба. Т.е. до сети, способной регистрировать достаточно слабые сейсмические события с магнитудами 2–3. На сегодняшний день события с $M \geq 2.5$ уверенно регистрируются сетью ГС РАН на Среднем Урале, в центральной части ВЕП вплоть до Воронежского кристаллического массива, на территории Ленинградской области и в Карелии; при этом возможности постоянно расширяются [2].

Необходимость и возможность контроля сейсмического режима даже на слабоактивной территории обусловлена несколькими факторами. В первую очередь, необходимость мониторинга связана с тем, что появляются новые объекты контроля, площадки АС. К тому же представления о сейсмическом режиме территорий меняются. Проектирование и сооружение большинства эксплуатируемых в настоящее время атомных станций на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) осуществлялось еще в соответствии со старыми строительными нормами и на основании старой карты сейсмического районирования территории СССР (СР-78), предполагающей полную асейсмичность платформенных территорий. Но землетрясения происходят и на платформе. Вот только несколько примеров [2]: Никольское землетрясение 31 марта 2000 года с M = 3,8, 5 баллов (Воронежская область); Верхошижемское 18 января 2000 г. с MPSP = 4,0, 5 баллов (Кировская область); Сальское 22 мая 2001 г. с MS = 4,7, 6 – 7 баллов (Ростовская обл.); Калининградские 21 сентября 2004 г. с MW = 4,6 и 4,8, 6–7 баллов; Альметьевское 29 мая 2008 г. с MS = 3,1 (Татарстан); три Газлийских землетрясения 1976 и 1984 годов на Туранской плите (M=7.0-7.3). Причем, в случае оценки сейсмической обстановки территории совершенно не важно, являются землетрясения «наведенными»/техногенными – случаи возникновения которых участились — или естественными; важна сама возможность их возникновения. В то же время возможности осуществлять мониторинг даже слабоактивных областей в последние десятилетия заметно выросли с широким развитием цифровых методов регистрации и обработки сейсмических данных.

Необходимость постоянного мониторинга объектов атомной энергетики вызвана, еще и тем, что в данном случае речь идет об объектах не только с потенциально высоким уровнем ущерба, но и с предполагаемыми сроками учета сейсмичности в тысячи лет. Нормативными требованиями предусматривается учет редких сейсмических событий с повторяемостью 1 раз в 1000 и 1 раз в 10000 лет для проектного (ПЗ) и максимального расчетного (МРЗ) землетрясения. Т.е. необходимо оценить возможность проявления в пределах слабоактивных территорий хотя и крайне редких, но сильных землетрясений. Основные проблемы оценки параметров проектных и максимальных расчетных землетрясений для конкретной площадки связаны с отсутствием или низкой достоверностью имеющихся данных о конкретном районе. Огромный временной разрыв между палеоземлетрясениями (5 – 20 тыс. лет назад), историческими (сотни лет) и, – когда такие ведутся – региональными инструментальными сейсмологическими наблюдениями (десятки лет) зачастую не позволяют обоснованно судить о периодах повторяемости землетрясений: все они могли происходить совершенно в разных геодинамических условиях. К тому же достоверность оценки параметров палеоземлетрясений и исторических землетрясений весьма низкая**:** для палеоземлетрясений можно считать представительными события с магнитудой не меньше M=7 – 8, а для исторических M=5.

Локальные системы мониторинга призваны контролировать сейсмическую обстановку на конкретном участке; например, на территории объекта атомной энергетики, площадке атомной станции. Такие системы должны заведомо превосходить чувствительность существующих региональных систем с тем, чтобы обеспечить регистрацию без пропусков всех сейсмических событий, происходящих уже не в регионе, а на контролируемой площади. Для атомных станций – это область радиусом 300 км вокруг площадки. Согласно мировой практике, в первую очередь контролируются участки среды, наиболее приближенные к существующим активным разломным зонам, способным генерировать сейсмические события [3]. Приуроченность очагов землетрясений именно к разломным зонам становится более выраженной при повышении точности определения их положения [4, 5]. При этом часть событий происходит на оперяющих разломах более мелкого масштаба. Организованные в некоторых сейсмоактивных областях системы сейсмологического наблюдения с высокой плотностью расположения цифровых сейсмических станций (Западное побережье Северной Америки, Япония, Тайвань) позволяют определять координаты микроземлетрясений с ошибкой в первые десятки метров. Такая точность дает возможность весьма достоверно установить границы области, в которой происходят активные деформационные процессы и выявить пространственные особенности расположения сейсмических событий [6, 7]. В случае мониторинга площадки АС, на которой, согласно российским нормативным документам, не должно быть активных разломов, в первую очередь, речь должна идти о контроле наиболее потенциально активной зоны. При этом, очевидно, система должна обеспечивать регистрацию максимально слабых событий (микроземлетрясений). Уровень чувствительности локаль-

ной системы мониторинга для каждой площадки будет индивидуальным, т.к. он зависит не только от чувствительности регистрирующей аппаратуры, но и от множества "внешних" факторов. В первую очередь, от естественных и антропогенных миросейсмических шумов, уровень которых, в свою очередь, зависит от плотности пород, слагающих контролируемый массив, от наличия/отсутствия водоемов и рек, пустот, оврагов; железнодорожных и автомобильных дорог, промышленных предприятий, метеообстановки и др.

Основные задачи локальной системы сейсмологического мониторинга

В настоящее время сейсмическая безопасность АС в России обеспечивается обоснованием отсутствия на площадке активных разломов и контролем стабильности параметров, принятых в проектной основе: при сооружении, эксплуатации и выводе АС из эксплуатации. Важная роль при этом отводится именно режимным инструментальным сейсмологическим наблюдениям, т.е. сейсмологическому мониторингу, выполняемому в составе инженерных изысканий для обоснования выбора площадки, определения параметров ПЗ и МРЗ. Исходя из этого, система сейсмологического мониторинга должна обеспечивать контроль сейсмического режима и уточнение сейсмичности района. А именно: проводить непрерывную инструментальную регистрацию сейсмических колебаний, выделять сейсмические сигналы, проводить их идентификацию, определять параметры зарегистрированных землетрясений. Итогом будут оценки параметров максимально возможных землетрясений. При этом система должна уточнять положение ближайших активных участков геодинамических зон, а также степень их активности, любые изменения их параметров.

Таким образом, в ходе сейсмологического мониторинга необходимо обеспечить регистрацию местных землетрясений для контроля вариаций сейсмической активности, связанных, возможно, с процессами, предваряющими сильные землетрясения (если станция расположена в сейсмоактивной зоне); регистрацию слабых и микроземлетрясений, отражающих проявление геодинамических процессов, медленных деформаций верхней части земной коры, возможных подвижек блоков; определение наиболее активных локальных участков земной коры и тектонических структур, отслеживание изменений, которые могут быть вызваны антропогенной деятельностью; оценку стабильности сейсмического и геодинамического режима территории. В ходе анализа получаемой информации должна проводиться подготовка рекомендаций по надежной эксплуатации АС и ее экологической безопасности.

Выбор системы наблюдения, аппаратуры и мест пунктов наблюдения

Традиционно системы локального мониторинга площадок атомных станций в России состоят из нескольких сейсмических пунктов, расположенных на расстояниях 15 – 30 км друг от друга. Такая система, особенно в условиях мощных рыхлых отложений и высокой антропогенной насыщенности территории, характерной для густонаселенной ВЕП, способна более-менее уверенно зарегистрировать события с магнитудой M > 2.5. Заметим, что события с такой магнитудой должны регистрироваться сетью стационарных станций, нацеленных на непрерывный сейсмический мониторинг территории Российской Федерации. К тому же вероятность их проявления на площадке АС и в радиусе около 300 км вокруг нее весьма невелика. Так что, вкладывая средства в организацию локального мониторинга конкретной территории/объекта, следует требовать от него большей чувствительности: наиболее вероятно появление именно слабых событий с магнитудами около и меньше нуля. Так, например, на основании исторических (за последние 200 лет) сведений о землетрясениях в районе размещения Ленинградской АС были оценены фоновые параметры кумулятивного графика повторяемости магнитуд землетрясений [8]:

$$\lg N_{сум} = -1.04M + 0.76, \qquad (1)$$

где: M – магнитуда, Nсум – количество землетрясений с Mi>M для территории площадью 1000 км^2 (примерно территория радиусом 18 км вокруг площадки) в год. С учетом графика повторяемости магнитуд землетрясений (1), для площади 1000 км^2, можно ожидать около 60 землетрясений с магнитудой (-1) в год и только одного землетрясения с магнитудой 1. При этом уже более 15 лет мировая сейсмологическая практика свидетельствует не только о способности современной аппаратуры регистрировать микроземлетрясения с нулевыми и отрицательными магнитудами, но и о возможности на основании анализа параметров таких сигналов строить вероятностные оценки (график повторяемости) [9] и делать выводы о физических параметрах и состоянии вмещающего массива [10,11]. Так что именно регистрация слабых сейсмических событий позволит в обозримые сроки накопить представительную статистику для построения графика повторяемости и, соответственно, для оценки основных параметров проектных основ в пределах слабоактивных территорий. Таким образом, система мониторинга должна обеспечивать регистрацию весьма слабых сейсмических событий (с магнитудой до (-1) в нашем случае), поскольку появление именно таких событий на рассматриваемой территории наиболее вероятно.

Решение о создании системы сейсмологического мониторинга с определенным порогом чувстви-

тельности требует особого подхода в каждом случае и не может быть полностью единообразным/унифицированным: оценки должны проводиться для каждого конкретного объекта, т.к. каждая площадка, предлагаемая или используемая для строительства особо ответственного объекта, уникальна по своим геодинамическим, геомеханическим и антропогенным условиям. Как уже отмечалось, большая часть территории РФ характеризуется наличием мощного слоя осадочных пород и интенсивной техногенной деятельностью, что крайне затрудняет регистрацию и, тем более, определение параметров источников сейсмических событий. Это может быть организация плотной сети стационарных станций, установка скважинных сейсмометров, организация малоапертурной сейсмической группы или сети из нескольких микро-групп. Очевидно, что создание на каждом контролируемом объекте системы сейсмологического мониторинга, состоящей из сотен станций, — а именно такая сеть может называться “плотной”, – маловероятно. Поэтому наиболее предпочтительным методом локального мониторинга на сегодняшний день остается метод малоапертурных групп.

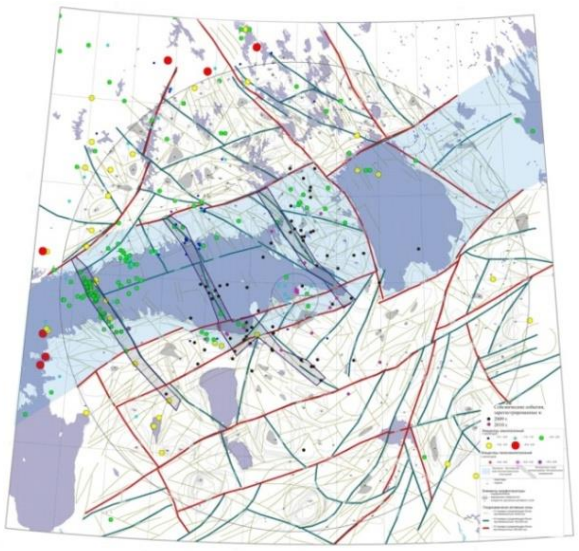
Особое внимание должно быть обращено не только на динамический диапазон используемой сейсмической аппаратуры, который в случае локального мониторинга должен позволять регистрировать как микросейсмические колебания, так и достаточно сильные сигналы с магнитудой, по крайней мере, M=4; но и на частотный диапазон, который должен обеспечивать регистрацию высоких частот, т.к. 80 % сейсмической энергии излучается в частотном диапазоне выше угловой частоты [9, 12].

Основной критерий выбора мест для размещения пунктов наблюдения локального сейсмического мониторинга – возможность обеспечения контроля сейсмической активности тектонических структур. Приоритет следует отдавать участкам с наиболее интенсивными дифференциальными тектоническими движениями, разграничивающим тектонические блоки с однородными тектонофизическими условиями, и учитывать параметры сейсмического режима. Методика выбора мест для размещения сети станций локального сейсмического мониторинга включает в себя, в первую очередь, анализ фондовых и опубликованных материалов по геологии, геофизике, геоморфологии, тектонике, глубинному строению, новейшим и современным движениям земной коры, палеосейсмодислокациям, сейсмологии и последовательное рассмотрение мелкомасштабных, среднемасштабных и крупномасштабных материалов изысканий и исследований на основе дистанционного зондирования и морфоструктурного анализа для установления геодинамически активных структур, ослабленных зон и зон разломов. При этом необходимо рассматривать распространенность и современную активность тектонических нарушений пункта и прилегающей к нему территории района, предварительные схемы блочно-иерархического строения территории пункта и района размещения АС с учетом анализа данных по современным движениям земной коры. Следующий шаг – проведение предварительной оценки параметров сейсмического режима пункта размещения АС [13]. Необходимо учитывать всю возможную информацию, привлекая материалы региональных и международных центров сейсмических данных. Заметную роль при оценке геодинамически активных структур, ослабленных зон и зон разломов может играть регистрация геофизических полей [14].

Примеры сейсмологического мониторинга площадок АЭС в европейской части России.

Опираясь на успешный опыт работы малоапертурной сейсмической группы «Михнево» [15], установленной в Подмосковье (на территории геодинамического полигона Института динамики геосфер РАН), в 2009 г. для сейсмического мониторинга площадки Ленинградской АЭС-2 (ЛАЭС-2) в районе Финского залива была установлена малоапертурная сейсмическая группа. Группа работала в течение одного месяца в 2009г. и одного месяца в 2010 г. С целью максимально корректного сравнения данных, место установки и конфигурация группы в 2009 г. и 2010 г. были идентичными. Группа включала семь трехкомпонентных пунктов регистрации, установленных в шурфах на глубине 0.8–1 м, расположенных, в свою очередь, вдоль двух концентрических окружностей: на каждом кольце по три трехкомпонентных датчика и один трехкомпонентный датчик в центре группы. На внутреннем радиусе и в центре группы располагались датчики с частотным диапазоном 0,5 – 40 Гц, на внешнем – широкополосные датчики с диапазоном 0,0166 – 50 Гц. За два месяца было зарегистрировано несколько десятков сейсмических сигналов, источники большой части которых группируются в краевых зонах полосы слабых неотектонических опусканий, протягивающейся через Финский залив Балтийского моря и Ладожское озеро в направлении Онежского озера, которая является зоной сочленения Балтийского щита и Русской плиты (рисунок 1) [16, 17]. Такое распределение источников еще раз подтверждает, что неотектоническая структура, определяющая положение западного берега Ладожского озера, характеризуется многочисленными проявлениями современной и недавней геологической активности.

Как видно из рисунка 1, локализация источников событий контролируется зоной динамического влияния поперечных зон концентрации напряжений, места пересечения поперечных зон с краевыми разломами Ладожско-Балтийской зоны опусканий являются узлами наибольшей концентрации эпицентров слабых сейсмических событий.



Кружки: зеленый, желтый, красный, синий – эпицентры исторических землетрясений (по материалам Шварева); черный и розовый – сейсмические события, зарегистри рованные в 2009 г. и в 2010 г., соответственно

Рисунок 1. Неоструктурная позиция сейсмических событий, зарегистрированных малоапертурной сейсмической группой "Сосновый Бор" в 2009 и в 2010 годах (за основу взята карта геодинамически активных зон района ЛАЭС-2 [19])

Поскольку наблюдения велись непродолжительное время, существует вероятность, что часть источников событий на Карельском перешейке между поперечными зонами, все же связана с техногенными воздействиями на среду («непопадание» источника на карьер может быть связано также с ошибкой локации). Район размещения площадки ЛАЭС-2 весьма насыщен антропогенными, техногенными сейсмическими сигналами: здесь расположена автотрасса, ведется строительство на площадке АС, расположен населенный городок, в радиусе до 300 км работает более десяти добывающих предприятий – карьеров по добыче природного камня, есть военные полигоны. Так что анализ сигналов проводился «от противного»: в первую очередь, оценивалась возможная причастность источника к тому или иному техногенному событию и только в случае, когда по всем существующим признакам источник не мог быть отнесен к техногенным, рассматривалась возможность естественной природы сигнала.

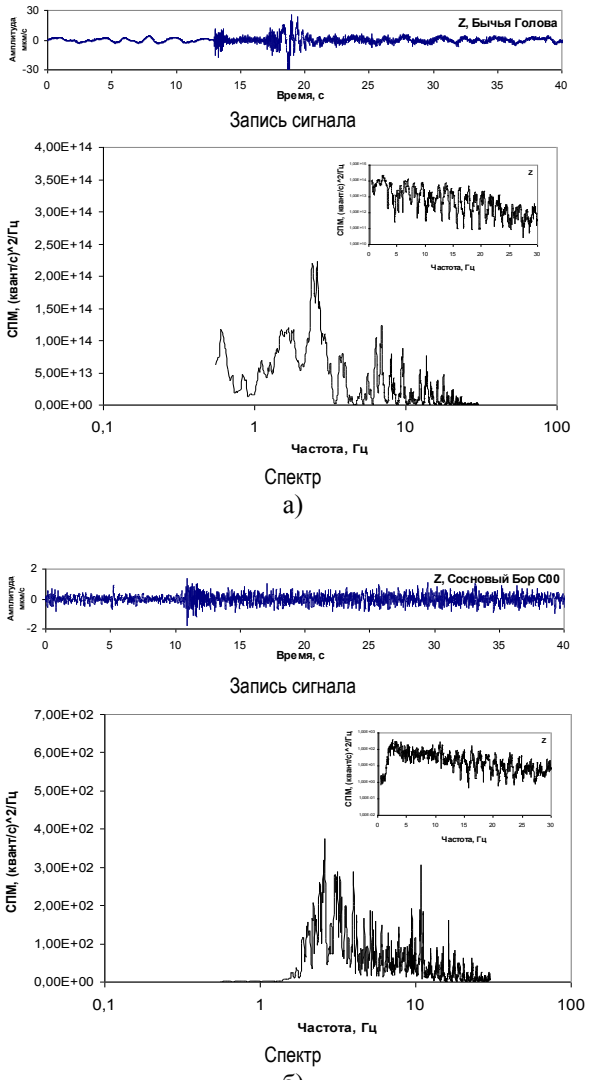
Наибольшую сложность, традиционно, представлял анализ сигналов от карьерных взрывов. Сегодня большинство территории доступно для просмотра на спутниковых картах, которые помогают определить, например, местоположение карьеров и сравнить их с координатами, полученными в ходе определения источника. Еще одним из шагов определения сейсмических сигналов от взрывов является оценка волновой формы. С увеличением времени регистрации, отчетливее видны различия в форме сигналов, соответствующих взрывам на разных карьерах: набирается "банк данных" волновых форм для карьеров, работающих в окрестностях изучаемой территории. Как правило, технология подрыва, масса используемого заряда и конфигурация взрывов для каждого карьера остается практически постоянными в течение продолжительного времени. Для идентификации сейсмических сигналов, вызванных карьерными взрывами, в первую очередь, проводится оценка волновой формы сигнала и его локация: подбирается полоса фильтрации, в которой вступление сигнала, а также фазы поперечной и поверхностной волны выражены наиболее отчетливо. По разности времён вступлений между ними определяется эпицентральное расстояние; *fk*-анализ позволяет определить азимут на событие. Однако, локация источника сигнала, который по форме сигнала может быть похож на сигнал от взрыва, не всегда указывает на какой-либо карьер. В первую очередь, это может быть вызвано ошибкой локации (в случае нечеткого вступления, неявного выделения фаз; ошибок определения азимута и медленности). Во-вторых, не для всех районов доступны электронные карты достаточного разрешения или это карты, соответствующие устаревшим снимкам: сервисы обновляют карты раз в несколько лет, так что вновь появившиеся карьеры на них могут быть не отражены. И, наконец, причина может скрываться в ошибке определения природы источника. В таких неопределенных случаях сигналы подвергаются дополнительному анализу. Спектральный анализ, например, позволяет выявить модуляцию спектра, которая бывает отчетливо выражена для сигналов, источниками которых являются короткозамедленные карьерные взрывы. Диапазоны модуляции и ее глубина обусловлены технологическим процессом проведения взрывных работ, а именно – временем замедления между подрывами отдельных зарядов; эта величина индивидуальна для каждого карьера. Следует отметить, что хотя речь идет об энергетической насыщенности сигнала высокими частотами, которая заметно ослабевает с расстоянием, выраженная модуляция спектров, присущая сигналам, источниками которых являются короткозамедленные карьерные взрывы, сохраняется на довольно больших расстояниях [18]. В качестве примера на рисунке 2 приведены записи сигналов и соответствующие им спектральные характеристики на двух участках с различными условиями: с рыхлыми отношениями и гранитном массиве.

Для сигналов, зарегистрированных на гранитном массиве (точка "Бычья голова"), модулированность спектров выражена очень отчетливо. Это же относится и к форме сигнала с четким вступлением продольной волны и отчетливо выраженными фазами поперечной и поверхностных волн. Сигнал от того же источника, но зарегистрированный на дру-

гом берегу Финского залива малоапертурной группой “Сосновый Бор”, имеют не такой выраженный характер: форма сигнала становится более “размытой”, определение времен вступлений и основных фаз колебаний возможно только с использованием многоканальной обработки, т.е. с помощью обработки всего ансамбля данных сейсмической группы. Такие изменения связаны с увеличением времени пробега для сигналов этого направления и, конечно, с наличием слоя осадочных пород в ближнем районе площадки ЛАЭС-2 и, соответственно, в районе установки малоапертурной группы “Сосновый Бор”. И, тем не менее, однозначный четкий критерий для определения природы взрывных сигналов авторам не известен. Дело в том, что сами по себе источники "механически" очень похожи: в обоих случаях - это протяженный, не сосредоточенный ни во времени, ни в пространстве источник. Оценка глубины в данном случае возможна с погрешностью, которая составляет вероятную глубину. Тем самым подтверждается необходимость тщательной локации и детерминации всех сигналов и, конечно, необходимость продолжительного мониторинга территории с помощью чувствительной системы наблюдения.

Еще один пример сейсмологического мониторинга площадки АС на территории ВЕП – режимные сейсмические наблюдения в заданном районе с помощью малоапертурной сейсмической группы «Монаково». Группа располагалась примерно в трех километрах от предполагаемой площадки Нижегородской АЭС [20]. Место установки малоапертурной группы «Монаково» характеризуется достаточно низкой антропогенной нагрузкой: ближайшая дорога с интенсивным автомобильным движением находится в 5 – 6 км, ближайшая железнодорожная ветка - в 26 км; в непосредственной близости нет промышленных предприятий. Участок для установки малоапертурной группы занимает около 1 км^2 площади, перепады высот на участке незначительны по сравнению с расстояниями между датчиками. Малоапертурная группа расположена в зоне контроля возможных карстовых обрушений в ближней зоне площадки АС и контроля за вероятными сейсмическими событиями, потенциально продуцируемыми наиболее активной зоной 14-го порядка и оперяющих ее линеаментных структур.

В состав малоапертурной сейсмической группы “Монаково” входило семь пунктов регистрации, расположенных вдоль двух условных концентрических окружностях с радиусами около 300 м и 600 – 650 м, соответственно. В центральной точке и на большой внешней окружности были установлены широкополосные трехкомпонентные сейсмометры. На внутренней окружности – три пункта с трехкомпонентными короткопериодными сейсмометрами на каждом. Динамический диапазон сейсмических каналов всех комплектов регистрирующей аппаратуры составляет 120 – 140 дБ, что обеспечивало регистрацию как заметных сейсмических событий, так и слабых сейсмических событий и шумов. Датчики измеряли скорость сейсмических колебаний грунта с частотой опроса 200 Гц. Дополнительно, с целью разделения сигналов, связанных с атмосферными процессами, и сигналов литосферного происхождения, на внешнем контуре группы располагалось три инфразвуковых датчика



Малое окно в правом верхнем углу спектров – ярко выделяет модулированность высокочастотной полосы спектра, характерную для сигналов от карьерных взрывов

Рисунок 2. Записи сигналов и соответствующие им спектральные характеристики, по результатам сейсмической группы «Сосновый Бор» от взрыва на карьере Выборга и в точке “Бычья голова” (12/10/2010, t_0 = 11:33:44, M_V = 1.8):
а – на гранитном массиве (пункт «Бычья голова»),
б – в условиях рыхлых отложений (карьер Выборга)

На первом этапе работ были проведены комплексные исследования для ближнего района Ниже-

городской АЭС, включающие компьютерное и ручное дешифрирование космических снимков и морфотектонический анализ рельефа, позволившие выделить линеаменты, линеаментные зоны, структурировать линеаментное поле и определить иерархическое блоковое строение территории [21]. Путем обработки всего ансамбля данных [15] решалась задача обнаружения и выделения сейсмических сигналов, одновременно регистрируемых на большинстве пунктов регистрации. С этой целью выделялись и исключались из анализа сигналы, природа которых явно определялась как техногенная. Как правило, это были сигналы от проходящего автотранспорта (они хорошо отсеиваются, благодаря компактной установке сейсмических датчиков в группе) и достаточно продолжительные монохроматические так называемые “наводки”, вызванные работой в окрестности группы каких-либо генераторных установок или другого оборудования. Все остальные сигналы подвергались анализу, в ходе которого оценивались основные амплитудные параметры сигналов и местоположение их источников, проводился поляризационный, спектральный и фазовый анализ и т.д. Около половины всех зарегистрированных сигналов – это акустические события, которые распознаются по кажущейся скорости распространения волны ~350 м/с. Однако в районе ведения мониторинга возможны и экзогенные сейсмические события (например, карстовые события). Одиночной станцией оценить природу источника подобного сигнала практически невозможно; только в случае его привязки по времени к какому-либо известному сейсмическому (например, взрывному) источнику. Но далеко не все акустические сигналы соотносятся по времени со взрывами. Это несовпадение хорошо видно на диаграммах временного распределения сигналов (рисунок 3).

Хорошо видно, что все события, отнесенные к взрывам, укладываются в достаточно узкий временной интервал, тогда как «акустические» сигналы регистрируются в любое время суток. Расширение сейсмологических наблюдений за счет инфразвуковых датчиков, расположенных на внешнем радиусе группы, позволяет поднять качество распознавания природы выделяемых сейсмических сигналов.

На втором месте по количеству регистрируемых сигналов находится один из самых распространенных и часто вызывающих трудности при идентификации тип сейсмических сигналов, регистрируемых на территории России,– сигналы от карьерных взрывов. К сожалению, получить четкую и достоверную информацию о проводимых взрывных работах практически невозможно, а рассматриваемый регион характеризуется наличием большого числа предприятий, использующих взрывные работы (рисунок 4), например, при добыче и обработке природного камня. Следует отметить, что хотя диаграмма распределения сигналов во времени (рисунок 3) и дает определенную уверенность, что высокая повторяемость сигналов в одно и то же (особенно дневное) время свидетельствует о техногенной природе их источников, это не является единственным и окончательным диагностическим признаком. В дневные часы может произойти и природное эндогенное событие (в частности – из разряда наведенных или инициированных сигналов). Каждый сигнал должен подвергаться анализу.

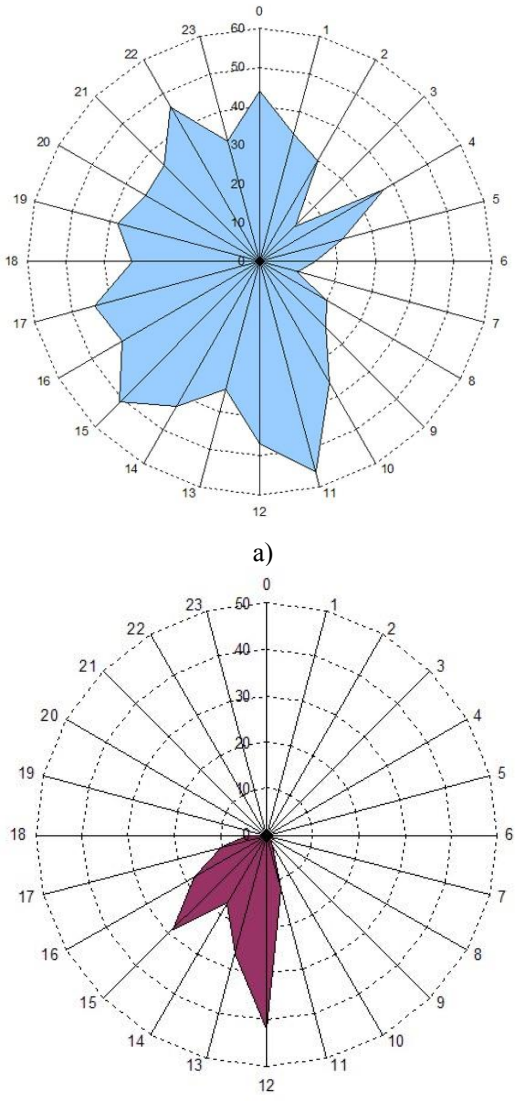


Рисунок 3. Распределение по времени суток (время местное) сигналов, зарегистрированных сейсмической группой вблизи Нижегородской АС: а – акустические сигналы, б – сигналы, источниками которых определены карьерные взрывы

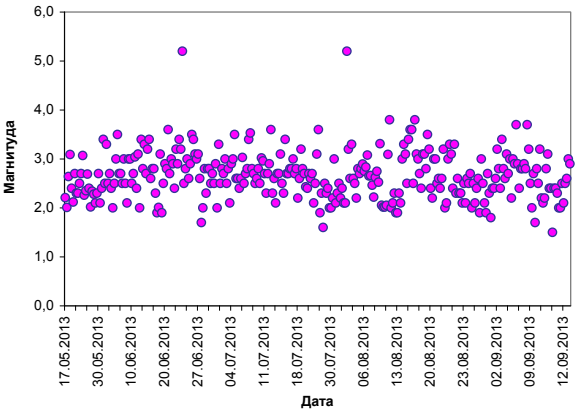


Рисунок 4. Временная последовательность сотрясений в районе установки группы «Монаково» (3–5 км от площадки Нижегородской АЭС) от карьерных взрывов за период май-сентябрь

Некоторые сигналы были одновременно зарегистрированы как группой «Монаково», так и группой «Михнево». Поскольку группа «Михнево» работает уже около 10 лет, для нее накоплен большой банк данных волновых форм, соответствующих сигналам от взрывов на различных карьерах Восточно-Европейской платформы. Таким образом, совпадение сигнала, зарегистрированного группой «Монаково», с сигналом, зарегистрированным в это же время группой «Михнево», служило надежным подтверждением для определения “взрывной” природы этого сигнала. Подавляющее количество взрывных источников попадает в диапазон магнитуд от 1.5 до 3 (рисунок 4).

После первого этапа, на котором сигналы анализируются на их причастность к категории далеких или удаленных землетрясений, акустических или техногенных источников, сигналов от карьерных взрывов (рисунок 5) и др., проведен всесторонний анализ оставшихся “неопределенных” событий на их отношение к местным событиям – эндогенным и экзогенным (карстовым) природным сейсмическим событиям.

Поскольку уровень амплитуд для фаз объемных сейсмических волн от близких источников сопоставим с уровнем микросейсмического фона, локация таких источников сопряжена с трудностями. При стандартной обработке записей слабых событий, из-за неполного отображения всей волновой картины, видимые фазы могут быть неправильно интерпретированы. Так, из-за крайне сложной идентификации первых вступлений продольных волн, могут возникнуть ошибки и при определении последующих фаз. Это, в свою очередь, определит ошибочную локацию источника. В связи с этим, “близкие” сигналы проходили несколько процедур независимой локации. За девять месяцев работы (три летних периода) было зарегистрировано более 30 местных сигналов в диапазоне магнитуд от (-1.5) до 1. В том числе и сигналы, которые по своим волновым формам и четкому разделению фаз безусловно отнесены к эндогенным (тектоническим) событиям с ненулевой глубиной и, к тому же, они оказались расположены непосредственно в осевой части потенциальной зоны ВОЗ в районе расположения АС.

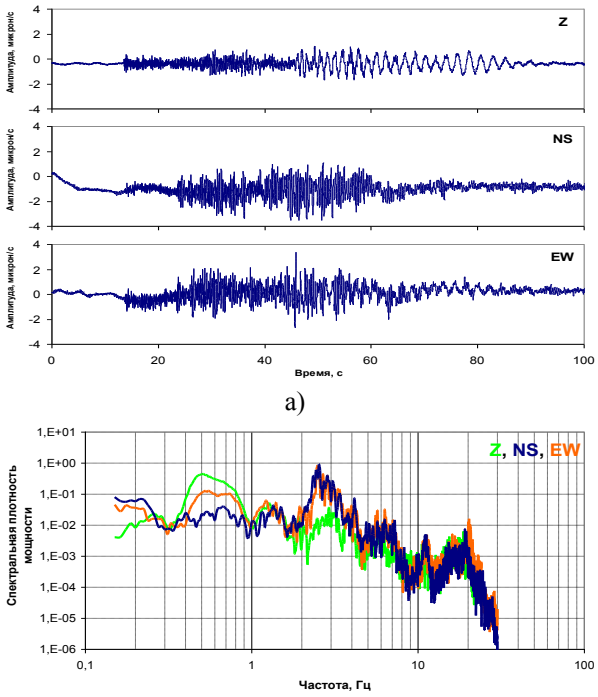


Рисунок 5. Пример записи сейсмического сигнала от карьерного взрыва (76 км до источника) и соответствующие им спектры мощности, по данным сейсмической группы вблизи Нижегородской АС (видна отчетливая модуляция высоких частот, характерная для короткозамедленных взрывов): а – записи сигналов, б – спектры мощности

В результате проведенных работ можно отметить, что в среднем в течение месяца локальная система сейсмологического мониторинга на слабоактивной территории ВЕП регистрирует около 80 сигналов от взрывов на карьерах, около 150 далеких землетрясений и около 10 слабых местных сигналов (как эндогенных, так и экзогенных или смешанного генезиса). Несомненно, это только ориентировочные данные: каждая площадка наблюдений характеризуется своей степенью активности. Но от них можно отталкиваться при первых оценках работоспособности локальной системы мониторинга на территории ВЕП.

Следует еще раз отметить, что все рассмотренные наблюдения носили краткосрочный характер, в то время как контроль стабильности сейсмического режима площадок АС предполагает непрерывность наблюдений. Обеспечение непрерывности мониторинга требует решения вопроса финансирования и организации соответствующей инфраструктуры наблюдений для сбора информации, ее анализа и вы-

дачи соответствующих рекомендаций в материалы обоснования безопасности.

Заключение

Оценка возможного проявления на территории размещения АС сейсмических и геодинамических процессов – одна из важнейших проблем безопасности АС, решение которой не может быть полностью унифицировано и которая должна решаться с достоверным научным обоснованием для каждого конкретного объекта. Это касается и решения основных задач, сформулированных Нормами проектирования сейсмостойких атомных станций, – уточнения сейсмичности площадки и определения параметров проектного и макимального расчетного землетрясения, – и более локальных, но не менее сложных задач по определению локальной структуры массива для наиболее полного использования естественных защитных свойств горного массива.

Задачи локального сейсмологического мониторинга заключаются в получении данных, характеризующих сейсмологические условия размещения объекта мониторинга, необходимых и достаточных для оценки параметров сейсмического режима района размещения в целом и зон ВОЗ; определения параметров ПЗ и МРЗ на основе вероятностного подхода; обоснования размещения площадки в пределах целикового блока земной коры, ненарушенного активными разломами; контроля стабильности параметров сейсмического режима и параметров ПЗ и МРЗ, принятых в проектной основе при сооружении и эксплуатации объекта; контроля эффективности разработанных в проекте рекомендаций по обеспечению безопасности с учетом сейсмических условий размещения объекта; прогноза изменения параметров ПЗ и МРЗ на основе выявленных тенденций изменения сейсмического режима; своевременной разработки рекомендаций по снижению негативного влияния катастрофических сейсмических событий, превышающих уровень, принятый в проекте.

Чувствительность выбранной локальной системы мониторинга должна превосходить чувствительность имеющихся систем региональных наблюдений. При этом необходим динамический диапазон, который сможет обеспечивать регистрацию не только довольно заметных сейсмических сигналов с магнитудами 1.5–3, но и совсем слабых сейсмических событий, что позволит в обозримые сроки накопить представительную статистику для построения графика повторяемости и, соответственно, для оценки основных параметров проектных основ в пределах слабоактивных территорий. В условиях слабоактивных территорий система мониторинга должна обеспечивать уверенную регистрацию слабых сейсмических событий с магнитудой по крайней мере до -1, поскольку появление именно таких событий на слабоактивной территории наиболее вероятно. Именно регистрация слабых эндогенных сейсмических событий может позволить установить активизированные на современном этапе структуры, изучить особенности сейсмического режима участка размещения АС и использовать эти данные для оценки изменения параметров сейсмического режима во времени. Немаловажно и выяснение природы этих изменений для разработки методов прогноза катастрофических событий.

В платформенных условиях, при достаточно низкой вероятности возникновения тектонических событий, оценкой работоспособности используемой сейсмической аппаратуры может служить регистрация и определение параметров сигналов, вызванных карьерными взрывами. При этом должен проводиться тщательный анализ получаемого материала, так как нельзя исключить возникновения региональных событий, весьма схожих по своим параметрам с сигналами от короткозамедленных взрывов.

Литература

1. Михайлова, Н.Н. Казахстанская система мониторинга института геофизических исследований национального ядерного центра и ее возможности / Н.Н. Михайлова, З.И Синева, И.Н. Соколова // Каталог сейсмопрогностических наблюдений на территории Азербайджана, 2012. – С. 329 - 348.
2. Маловичко, А.А. Современная сейсмичность Восточно-Европейской платформы / Маловичко А.А. [и др.] // Сейсмологические наблюдения на территории Москвы и Московской области. Материалы научной конференции. Обнинск. ГС РАН, 2012. – С. 62 – 69.
3. Бугаев, Е.Г. Особенности сейсмологического мониторинга территории объектов использования атомной энергетики на Восточно-европейской платформе / Е.Г. Бугаев, С.Б. Кишкина, И.А. Санина // Ядерная и радиационная безопасность, 2012. – М. №3 (65).
4. Waldhauser, F. (2004) Reference Events for Regional Seismic Phases at IMS Stations in China / F. Waldhauser, G Paul, P.G. Richards // BSSA. – Vol. 94, No. 6, – pp. 2265–22795 / Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? / Г.Г. Кочарян, С.Б. Кишкина, А.А. Остапчук / Геодинамика и тектонофизика, 2010. – Т.1, № 4. – С. 419-440.
5. Кочарян, Г. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? / Г.Г Кочарян, С.Б. Кишкина, А.А. Остапчук // Геодинамика и тектонофизика, 2010. - Т.1, № 4. - С. 419 - 440.
6. Rubin, A.M. Streaks of microearthquakes along creeping faults / A.M. Rubin, D. Gillard, Got J.L. // Nature, 1999. - Vol. 400. - P. 635-641.

7. Waldhauser, F. Large-scale relocation of two decades of Northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods / F. Waldhauser, D.P. Schaff // J. Geophys. Res., 2008. - 113, B08311, doi:10.1029/2007JB005479.
8. Бугаев, Е.Г. Метод сейсмического мониторинга территории объектов атомной энергетики на Восточно-европейской платформе. Проблемы взаимодействующих геосфер / Е.Г. Бугаев, С.Б. Кишкина // Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2009. - С.147 – 155.
9. Jouni Saari An overview of possible applications of microearthquake monitoring at the repository site of spent nuclear fuel in Finland. Helsinki, Finland. December, 1999.
10. Кочарян, Г.Г. Об излучательной эффективности землетрясений (пример геомеханической интерпретации результатов сейсмологических наблюдений) / Г.Г. Кочарян // Динамические процессы в геосферах, 2012. – М.: ГЕОС. -Вып. 3. – С. 36 - 47.
11. Беседина, А.Н. Масштабный эффект при мониторинге слабой сейсмичности / А.Н. Беседина, Г.Г. Кочарян, О.А. Пронюк // Динамические процессы в геосферах. - М.: ГЕОС, 2013. – Вып. 4. – С. 78 - 88.
12. Ide, S. Does apparent stress vary with earthquake size? / S Ide, G. Beroza // Goephys. Res. Lett., 2001. – V.28. – P. 3349 - 3352.
13. Бугаев, Е.Г. Метод сейсмического мониторинга территории объектов атомной энергетики на Восточно-европейской платформе / Е.Г. Бугаев, С.Б. Кишкина // Проблемы взаимодействующих геосфер . - М.: ГЕОС, 2009. – С. 147 -155.
14. Спивак, А.А. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды / А.А. Спивак, С.Б. Кишкина // Физика Земли, 2004. – № 7. – С. 35 - 49.
15. Санина, И.А. Малоапертурная сейсмическая антенна “Михнево”: новые возможности изучения сейсмичности Восточно-Европейской платформы / И.А. Санина [и др.] // Доклады Академии Наук, 2009. – Т.428, № 7. – С. 536 - 542.
16. Иванченко, Г.Н. Морфотектонический и линеаментный анализ территории, прилегающей к Ленинградской АЭС / Г.Н. Иванченко // Динамические процессы в геосферах. Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2010. – С.124 - 132.
17. Кишкина, С.Б. Сейсмический мониторинг территории Ленинградской АЭС-2 с использованием малоапертурной группы / С.Б. Кишкина [и др.] // Динамические процессы в геосферах. Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2010. – С.114 -1 24.
18. Кшкина, С.Б. Параметры сейсмического эффекта массовых короткозамедленных взрывов / С.Б. Кишкина // Вестник НЯЦ РК, 2004. – Выпуск 2(18). – С. 169 - 176.
19. Шварев, С.В. Дистанционный морфотектонический анализ района радиусом 300 км от площадки первой очереди Ленинградской АЭС-2 в масштабе 1:500000, 2008.
20. Кишкина, С.Б. Сейсмологический мониторинг проектируемой площадки нижегородской АЭС с использованием малоапертурной группы / С.Б. Кишкина [и др.] // Динамические процессы в геосферах. Сборник научных трудов ИДГ РАН. - М.: ГЕОС, 2012. – Выпуск 3. – С. 57 - 62.
21. Иванченко, Г.Н. Интерпретация результатов автоматизированного дешифрирования данных дистанционного зондирования при оценке современной геодинамической активности" / Г.Н. Иванченко // Автореф. дис. к.ф.-м. М.: 2012

АТОМ ЭНЕРГЕТИКАСЫ ОБЪЕКТІЛЕРІНІҢ СЕЙСМОҚАУІПСІЗДІГІН БАҚЫЛАУ

[1)]Кишкина С.Б., [2)]Бугаев Е.Г.

[1)]РҒА геосфера динамикасы институты, Мәскеу, Ресей
[2)]Ядролық және радиациялық қауіпсіздік бойынша ғылыми-техникалық орталық, Мәскеу, Ресей

Атом станцияларын орналастыру учаскелерінде сейсмикалық құбылыстардың мониторингі үшін жүйелік (аймақтық) сейсмикалық станциялар желісі әдеттегідей жетікілікті емес болады, сондықтан, атом станциясын орналастыру алаңның сейсмикалық режимінің тұрақтылығын бақылау үшін, жоғары сезімді сейсмикалық бақылаулардың жергілікті желісі ескерілуіне тиіс. Ресейде АЭС орналастыруына платформалық учаскелерде алаңды таңдау және жобаны әзірлеу кезеңінде жергілікті сейсмикалық бақылаулардың үлгілері қарастырылған.

CONTROL FOR SEISMIC SAFETY OF ATOMIC ENERGY FACILITIES

[1)]S.B. Kishkina, [2)] E.G. Bugaev

[1)] Institute of Dynamics of Geospheres, RAS, Moscow, Russia
[2)] Scientific-Technical Center on Nuclear and Radiation Safety, Moscow, Russia

As a rule, the network of regular (regional) seismic stations is not sufficient for the monitoring of seismic events at the atomic stations location sites, therefore an arrangement of a local network of high-sensitivity seismic observations must be encountered for the control of stability of seismic regime at the atomic location sites. The paper studies examples of local seismological observations in Russia at the NPP platform location sites during the engineering surveys for the site selection and project design.

УДК 550.34

МОНИТОРИНГ СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС

Довгань В.И., Фролова А.Г.

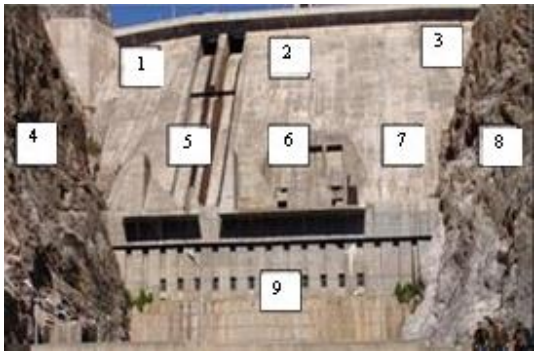
Межотраслевой научно-исследовательский центр мониторинга высотных плотин (МНИЦ «Плотина») при Кыргызско-Российском Славянском Университете, Бишкек, Кыргызстан

Характеризуются цифровая система сейсмометрических наблюдений на одной из крупнейших гидроэлектростанций Центральной Азии - Токтогульской ГЭС, расположенной в районе достаточно высокой сейсмичности, и некоторые результаты мониторинга этой системой.

Токтогульская ГЭС – одна из крупнейших гидроэлектростанций Центральной Азии. Высота бетонной гравитационной плотины составляет 215 м, длина по гребню 292.5 м, объем водохранилища – 19.5 м^2. Промышленная электроэнергия вырабатывается с 1979 г. Плотина расположена в глубоком каньоне с высоким уровнем естественных тектонических напряжений: по исторической и современной сейсмичности в Токтогульском районе возможны землетрясения с магнитудой M≥7.5 [1].

Высокая сейсмичность Токтогульского района вызвала необходимость проведения серьёзных геофизических исследований во время строительства гидроузла и в первые годы его эксплуатации [2,3]. Непосредственно к плотине относились исследования, проводимые на Токтогуле Всесоюзным проектно-изыскательским и научно-исследовательским Институтом «Гидропроект» в 1971 - 1980 гг. [4]. С 1980 по 2005 г. система сейсмического мониторинга плотины и прилегающего массива практически отсутствовала. В 2005 г. возобновлены сейсмометрические наблюдений на Токтогульской ГЭС на более высоком уровне, что стало возможным благодаря гранту МНТЦ KR – 547.2, в котором участвовали Кыргызско-Российско Славянский университет, Институт динамики геосфер РАН, Институт «Гидропроект» [5]. Основная цель проводимых наблюдений заключалась в оценке современного физико-механического состояния плотины на новых принципах – непрерывных синхронных записях микросейсм и землетрясений с последующей их спектральной обработкой. В 2006 г. при Кыргызско-Российском Славянском Университете (г. Бишкек) был создан Межотраслевой научно-исследовательский центр мониторинга высотных плотин (МНИЦ «Плотина»), основные задачи которого заключаются в контроле состояния аппаратуры на плотине, анализе данных и решении методических задач, связанных с обеспечением безопасности сооружения.

Для выполнения сейсмометрических наблюдений на гидроузле разработана и осуществлена система сейсмического мониторинга, в которую вошли 10 пунктов наблюдений. Места их расположения выбраны с учетом строения гидроузла: семь пунктов установлены на трех уровнях и в разных блоках тела плотины, два – в бортах и один (опорный) – в скале на расстоянии 736 м от сооружения (рисунок 1).



а)



б)

Рисунок 1. Расположение пунктов наблюдения на Токтогульской ГЭС: а - на плотине и ее бортах, б - в скале на удалении

Каждый пункт оборудован тремя сейсмометрами СМ-3, цифровым контроллером и линией связи с компьютером. Система сбора данных состоит из двух подсистем: одна находится на плотине, другая – в центре мониторинга. Взаимодействие этих подсистем осуществляется через Интернет. Сейсмические наблюдения ведутся круглосуточно: регистрируются землетрясения, пуски гидроагрегатов, микросейсмы и случайные события. Микросейсмы накапливаются в виде осреднённых спектров с почасовым интервалом. Для анализа данных в центре разработан специальный пакет программ. К настоящему времени накоплен большой объем экспериментальных данных.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

С начала запуска системы зарегистрировано более 300 землетрясений, из них 49 – на удалении до первых 10-ов км от плотины. На рисунке 2 приведен график зависимости энергетического класса ***K*** зарегистрированных событий от эпицентрального расстояния ***R.*** В ближней зоне (до 180 км) энергетический класс землетрясений не превышал 13-й. Более сильные землетрясения произошли на удалении от плотины. На рисунке 3 показаны изменение уровня воды в водохранилище и проявление сейсмичности в створе плотины за период сейсмометрических наблюдений.

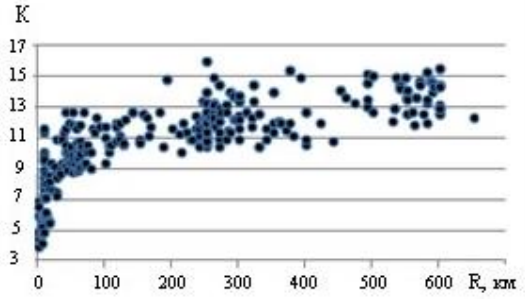


Рисунок 2. Зависимость энергетического класса K от эпицентрального расстояния R зарегистрированных землетрясений



Рисунок 3. Изменение уровня воды в водохранилище и местные землетрясения

Уровень воды в водохранилище при ежегодных сезонных колебаниях с максимумами в сентябре и минимумами в апреле пошел на спад с сентября 2005 г (отметка 897.86 м) и достиг минимальных значений в апреле 2009 г (842.50 м). Позднее водохранилище постепенно начало наполняться – в сентябре 2010 г. уровень воды достиг отметки 900.24 м, держался на высоких отметках до октября 2011 г. и затем пошёл на спад. Периодичность заполнения водохранилища составляет порядка 5 лет.

Землетрясения происходили определенными группами, разделенными периодами затишья. Серия местных землетрясений в июле-августе 2006 г. в створе плотины (18 толчков с двумя достаточно сильными – K=11.6) произошла в период, когда уровень воды с максимальных отметок пошёл на спад. Возможно, уровень воды послужил спусковым механизмом разрядки напряжений, но в последующие годы явного проявления наведенной сейсмичности на Токтогульском участке и в створе плотины не замечено – наблюдается фоновая сейсмичность в сейсмоактивном регионе.

Все зарегистрированные землетрясения прошли стандартную обработку и рассмотрены на предмет их возможного воздействия на плотину. Для выделения частот, связанных с шумами плотины и землетрясениями, используются спектрограммы. На спектрограмме по записи во 2-й точке на гребне в центре плотины (рисунок 4а) видны отдельные частоты и диапазоны собственных частот колебанияплотины: 44.6 Гц, 90 - 100Гц, 155 - 160 Гц, 170 - 180Гц, 190 - 195Гц, 210 - 220 Гц, 260 - 270 Гц. Более низкие собственные частоты гидроузла, такие как 2.7 Гц (частота вращения турбин), пересекаются с частотным диапазоном землетрясений. Спектры записей землетрясений лежат в полосе частот до 20 - 30 Гц. В опорной 10-ой точке шумы значительно ослаблены (рисунок 4б). Для выделения полезного сигнала используется низкочастотная фильтрация.

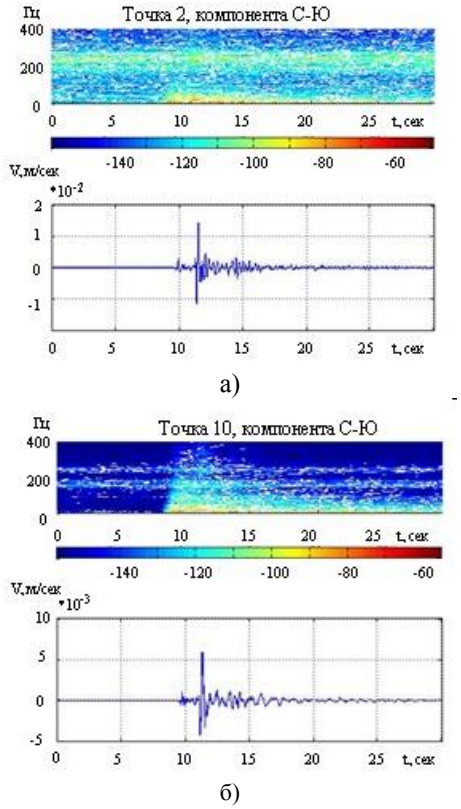


Рисунок 4. Спектрограммы местного землетрясения 13 августа 2006 г. в 12 час.10 мин. (K=11.7, R=7км): а – по записи во второй точке, б – по записи в десятой точке

При четком вступлении сейсмических волн определяется направление на эпицентр и сам эпицентр землетрясения (рисунок 5). Трехкомпонентные цифровые записи позволяют достаточно точно

определять азимут на эпицентр в ближней зоне. Предварительная фильтрация значительно подавляет шумы плотины. Программа позволяет в случае необходимости переходить от записей скоростей к записям смещений и ускорений колебаний грунта. Полученные координаты сопоставляются с данными других сейсмологических организаций (Институт сейсмологии НАН КР, Международныйцентр данных - ISC и др.).

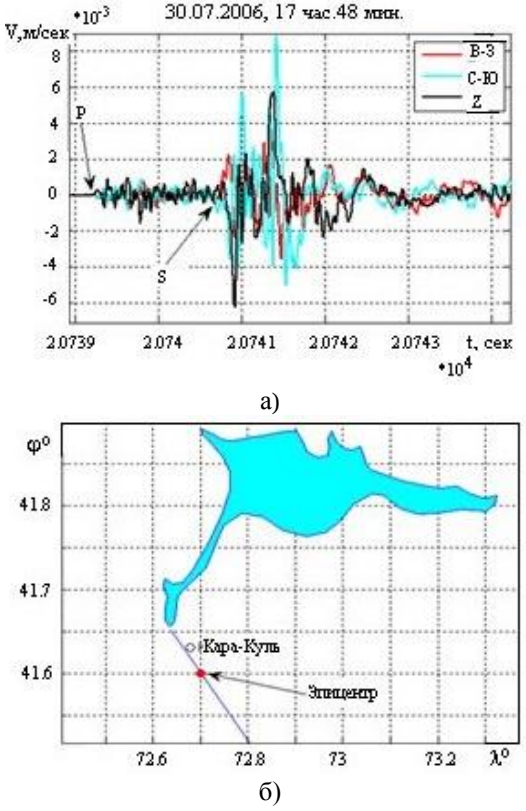


Рисунок 5. К регистрации местного землетрясения 30 июля 2006 г в десятой опорной точке: а – запись по трем составляющим (стрелки - моменты вступлений продольных и поперечных волн), б – направление на эпицентр и его положение по данным монитоинга

Задача уточнения положения эпицентров особенно важна для землетрясений, происходящих вблизи Токтогульской плотины и для выявления наиболее сейсмически опасных зон. Так, например, уточнение координат эпицентров местных землетрясений на основе азимутального подхода позволило выделить очаговую зону в пределах первых 5 км от плотины. Рисунок 6а 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 – 6.6 балла, в 10-й опорной интенсивность колебаний также приближалась к 6 баллам по шкале MSK-64.

Программа позволяет делать ориентировочную оценку раскрытия швов между блоками. В основе лежит предположение, что характеристику блока дает расположенная в нем точка наблюдений. Выполняется эта процедура только для относительно сильных воздействий. На рисунке 6б показано раскрытие шва между блоками, в которых расположены точки наблюдений 2 и 3, и проекции движения шва на три плоскости при местном землетрясении 30 июля 2006 г. (К=11.5). Максимальное относительное движение при этом землетрясении наблюдалось между этими блоками по направлению Y («север-юг» – вдоль течения) и составило 395 микрон ≈ 0.4 мм).

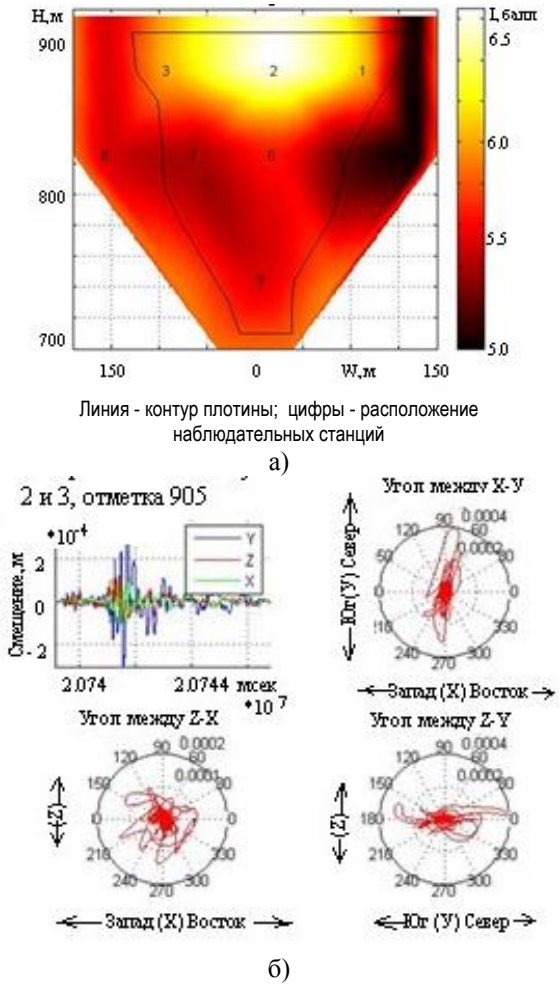
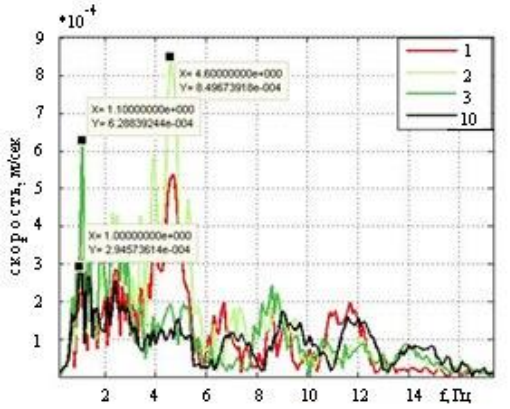


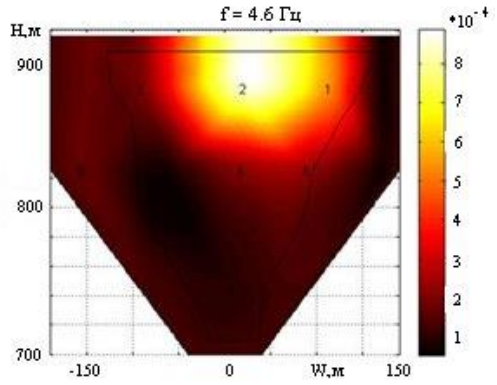
Рисунок 6. Результаты оценки состояния плотины при местном землетрясении 30 июля 2006 г. (К=11.5): а – распределение интенсивности колебаний по телу плотины (баллность по скорости) (MSK-64), б – раскрытие шва между точками наблюдения 2 и 3 (отметка 905 м)

Программа позволяет получать спектр Фурье в любой точке наблюдений (для всей записи или ее фрагмента), обеспечивает свободный шаг по частоте или шаг длительностью 0.1 Гц, очищает спектр записи от шумов плотины, вычитая спектр предис-

тории записи. Несмотря на фильтрацию, шумы плотины присутствуют в спектрах землетрясений и влияют на «вес» шумовой составляющей. На рисунке 7 показаны спектры скоростей на примере местного землетрясения 30 июля 2006 г в четырех точках наблюдений. Максимальные колебания при данном землетрясении в десятой точке наблюдались на частоте 1.0 Гц. Усиление амплитуд колебаний в точках 1 – 3 происходило на собственных частотах блоков, в которых эти точки расположены.



а)



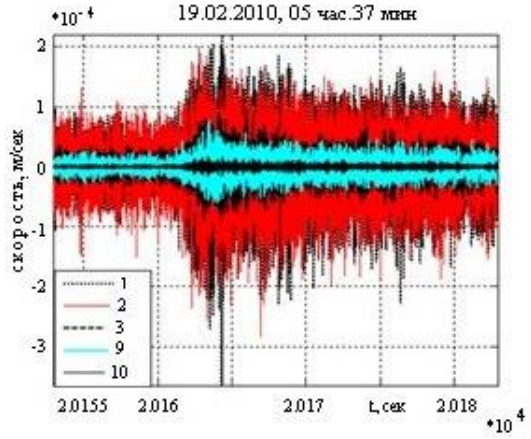
б)

Рисунок 7. Результаты оценки спектра и распределения скоростей колебаний тела плотины при местном землетрясении 30 июля 2006 г. (К=11.5): а – спектры скоростей по записям датчика «север-юг» в 1 – 3 и 10 точках наблюдений, б – распределение скорости колебаний по телу плотины на резонансной частоте 4.6 Гц

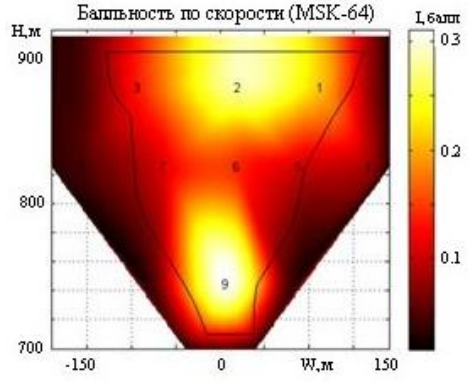
Анализ всех зарегистрированных землетрясений показал, что они не могли причинить серьезный вред гидросооружению. Максимальные колебания на записях землетрясений наблюдались, в основном, на составляющей «север-юг» (вдоль течения) во второй центральной точке плотины, распложенной на высоте 880 м. Наибольшим воздействиям за этот период плотина подвергалась во время двух самых сильных местных толчков 30 июля и 13 августа 2006 г. с энергетическими классами К=11.5 – 11.7: в верхних точках плотины интенсивность колебаний превысила 6 баллов. Более сильные землетрясения происходили на значительных эпицентральных удалениях от плотины и не представляли для неё серьёзной угрозы.

ПУСКИ ГИДРОАГРЕГАТОВ

Количество пусков гидроагрегатов за все время наблюдений значительно превосходит количество зарегистрированных землетрясений. Записи типичного пуска гидроагрегата и распределение интенсивности колебаний по телу плотины при этом приведены на рисунке 8.



а)



б)

Рисунок 8. Записи пуска гидроагрегата 19 февраля 2010 г. и распределение скорости колебаний по телу плотины: а – записи в 1 – 3, 9, 10 точках наблюдений, б – распределение интенсивности колебаний по телу плотины

По уровню воздействия на плотину пуски соизмеримы с местными землетрясениями, но в отличие от них, при пусках источник находится в теле плотины. При этом наибольшие колебания наблюдаются в ближайшей к гидроагрегатам – 9-ой точке, ослабевая на втором уровне (точки 5, 6, 7, борта) и вновь усиливаясь в верхних точках с максимумом, обычно, в центральной, второй точке (рисунок 8б). Пуски гидроагрегатов характеризуются широким спектром колебаний от 0.2 Гц до 60 Гц с максимумом на частотах порядка 25 Гц (рисунок 9). Частота 95 Гц связана не с пуском гидроагрегата, а с работой технологического оборудования.

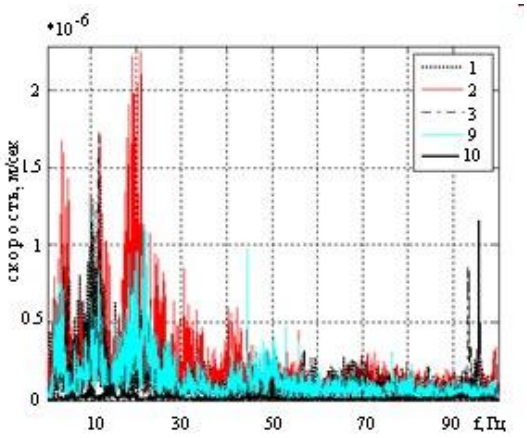


Рисунок 9. Спектры колебаний по записям пуска гидроагрегата в трёх верхних, девятой и десятой точках наблюдений

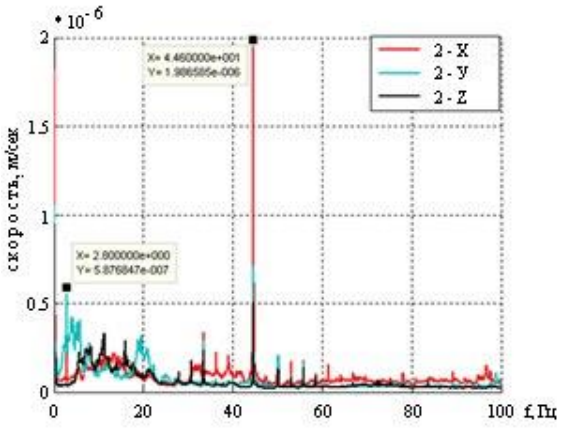
Шумы плотины

В промежутке времени между землетрясениями и пусками агрегатов система сейсмомониторинга регистрирует микросейсмы и шумы плотины, которые усредняются и накапливаются в виде почасовых спектров (рисунок 10а). Такие данные используются для определения резонансных частот плотины, частот колебаний источников искусственного происхождения, а также для оценки изменений в спектрах после землетрясений. Усреднение спектров выполняются только при отсутствии землетрясений и пусков агрегатов, что определяется по спаду средних амплитуд колебаний до уровня, предшествующего землетрясению и пуску гидроагрегата.

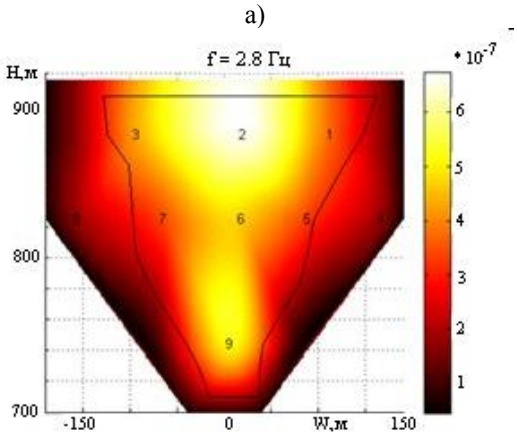
В спектре шума особо выделяются частоты гидроагрегатов: 2.8 Гц – частота вращения турбины и 44.6 Гц - частота вращении лопастей гидроагрегатов, а также их гармоники (рисунок 10б). Колебания амплитуд на этих частотах совпадают с колебаниями мощности, вырабатываемой ГЭС. Максимум колебаний на частоте 2.8 Гц приходится на вторую точку наблюдений, расположенную на гребне в центре плотины, с плавным понижением к другим точкам (рисунок 10б). Такое поведение обусловлено конструкцией плотины: в центре расположены водоводы, по которым вибрации передаются на гребень и усиливаются самой плотиной. Частота 2.8 Гц всегда присутствует в спектре землетрясений и опасна как для плотины, так и для гидроагрегатов.

Почасовые спектры позволяют оценить остаточные явления в теле плотины после землетрясений. На рисунке 11 представлен график изменения спектров шума перед землетрясением 13 августа 2006 г (К=11.7, R=7 км) и после него.

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



а)



б)

Рисунок 10. Пример усреднённых спектров (за 1 час) по записи шума и распределение колебаний по телу плотины на частоте вращения гидроагрегатов (2.8 Гц): а – усреднение спектров во второй точке по трем составляющим, б – распределение колебаний по телу плотины

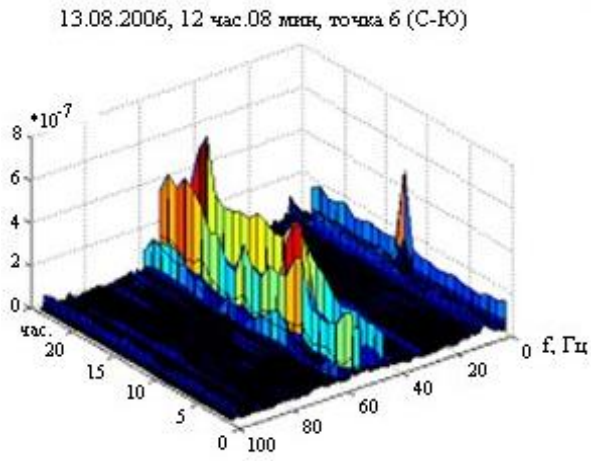
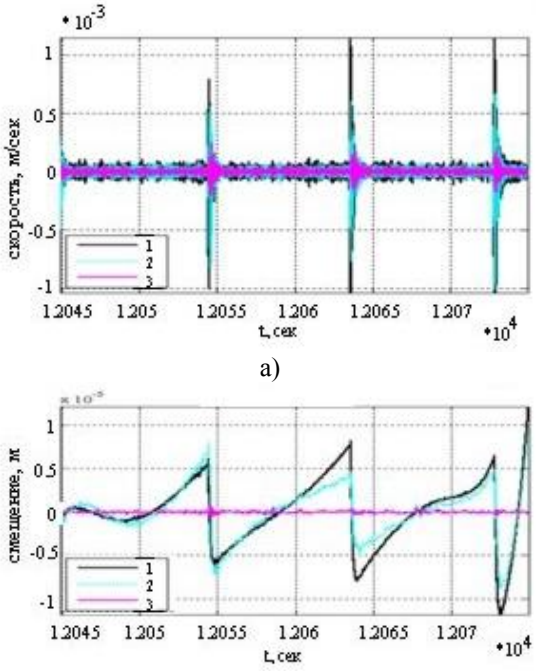


Рисунок 11. Почасовые усредненные спектры за сутки 13-08-2006 г.

СОБЫТИЯ, НЕ СВЯЗАННЫЕ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ И ПУСКАМИ ГИДРОАГРЕГАТОВ

Цифровая сейсмометрическая система наблюдений на Токтогульской ГЭС фиксирует случайные события, которые имеют форму резких импульсов в виде треском длительностью в пределах 0.5 - 1.0 сек. Записи таких событий похожи друг на друга и отличаются, в основном, только интенсивностью (рисунок 12). События не имеют какой-либо определенной сезонной или временной привязки. В основном, это 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.



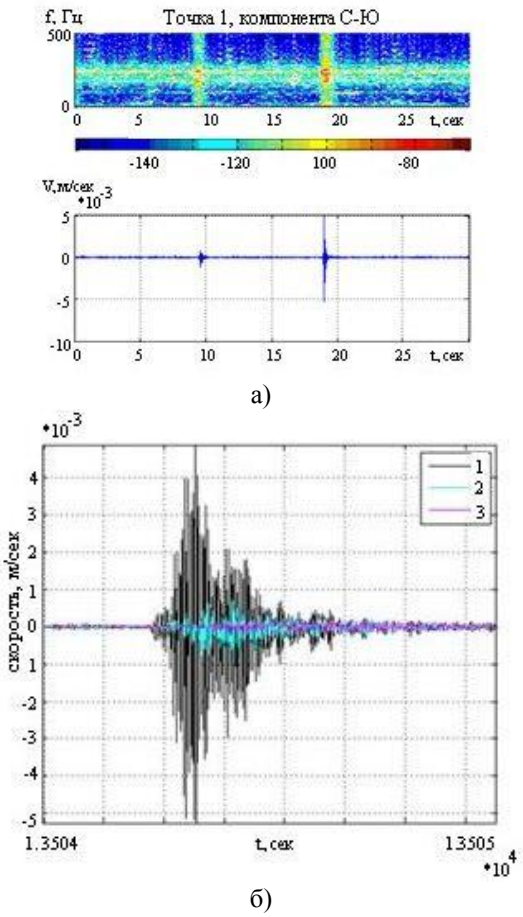
а)

б)

Рисунок 12. Записи событий 3 мая 2010 г в 15 час. 21 мин. в трех верхних точках плотины на компоненте В-З: а – по скорости, б – по смещению

На рисунке 13 показаны спектрограмма и записи самого сильного из этих событий в верхних точках наблюдений.

Событие 3 мая 2010 г. в 15 час.45 мин. (второе на спектрограмме рисунка 13а) зарегистрировано 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 рисунке 14.



а)

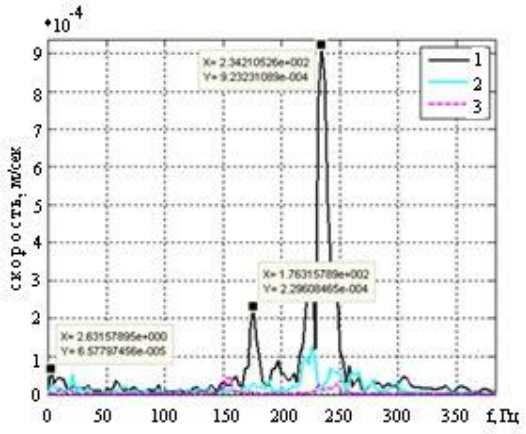
б)

Рисунок 13. Спектрограмма (а) и записи события (б) 3 мая 2010 г. в 15 час.45 мин в трех верхних точках плотины: а – спектрограмма, б – записи в точках 1 - 3

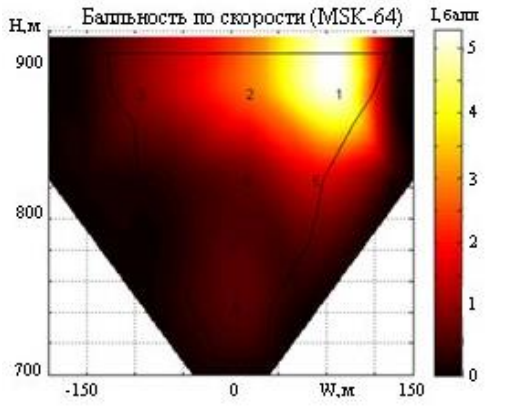
Локальные высокочастотные колебания в районе первой точке достигали 5-балльной интенсивности (рисунок 14б) в основном в направлении С-Ю – вдоль течения (рисунок 15).

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 рисунке 16.

Характер смещений (рисунок 16) сохранялся для всех других событий за небольшим исключением, хотя это событие – наиболее сильное из всех произошедших. При нем максимальные смещения первой точки относительно второй по составляющей вдоль течения составили порядка 22 микрон. 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.



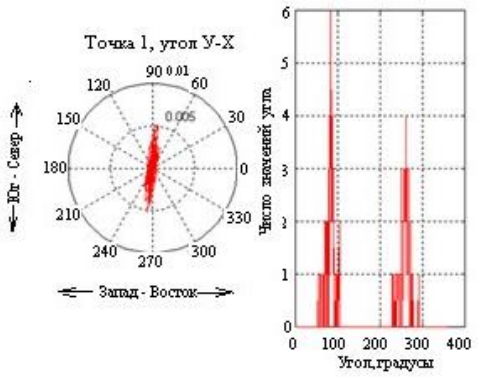
а)



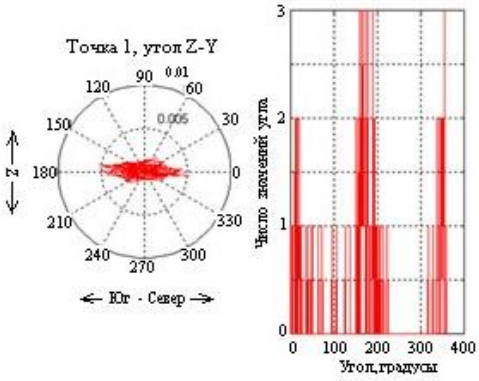
б)

Рисунок 14. Событие 3 мая2010 г. в 15 час.45 мин. Спектры по записям в верхних точках плотины (составляющая С-Ю) и распределение интенсивности колебаний по телу плотины: а – спектры в точках 1 – 3, б - распределение интенсивности колебаний по телу плотины

В конце апреля и первой декаде мая наблюдался резкий подъем уровня воды (на 5 м 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 2010 г. Это позволило сделать вывод о природе событий: По мнению авторов они связаны с относительным смещением блоков плотины при резком подъеме уровня воды. Под действием напора воды блок, в котором расположена первая точка наблюдений, приходит в движение и наклоняется по течению реки. Одновременно центральный блок плотины поднимается. Такое смещение блоков при статической нагрузке происходит с большими динамическими усилиями, соизмеримыми с воздействием землетрясения. Данный факт необходимо учитывать при проектировании гидротехнических сооружений.



а)



б)

Рисунок 15. Событие 3 мая 2010 г. в 15 час.45 мин. Направления преобладающих колебаний в двух плоскостях: а –направление Y –X, б – направление Z-Y

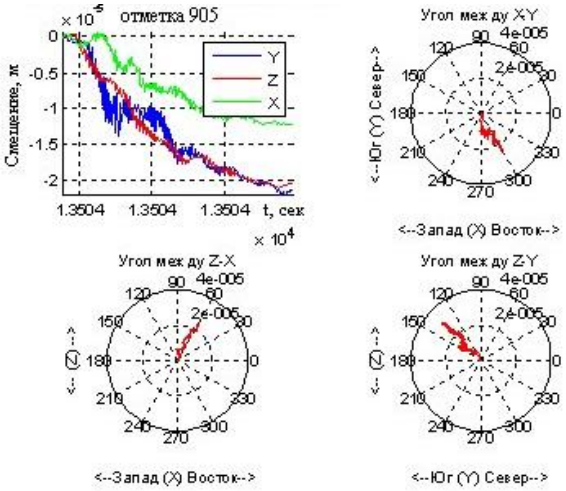


Рисунок 16. Событие 3 мая 2010 г. в 15 час.45 мин. Раскрытие шва между точками 1 и 2 и проекции движения точек на три плоскости

Выводы

Непрерывный мониторинг сейсмической безопасности Токтогульской ГЭС осуществляется с 2005 г.: на плотине, бортах и в опорной точке за её пределами оборудовано десять пунктов наблюдений, которые регистрируют микросейсмы, землетрясения, пуски гидроагрегатов и случайные собы-

тия. Контроль состояния аппаратуры на плотине, анализ данных и решение методических задач выполняется в созданном в 2006 г. Межотраслевом Научно-исследовательском Центре мониторинга высотных плотин при Кыргызско-Российском Славянском Университете.

Для анализа данных создан специальный пакет программ, который позволяет выполнять фильтрацию, спектральный и корреляционный анализ, поиск максимумов колебаний, определять направление на эпицентр, время задержки колебаний между точками наблюдений, возможную величину раскрытия швов между блоками плотины, передаточные функции, создавать видео движения плотины во время землетрясения и т.п.

В результате анализа записей землетрясений определены участки плотины, наиболее подверженные динамическим воздействиям, и установлен контроль параметров плотины. Долговременный анализ этих данных даёт информацию о процессах, происходящих в сооружении. Максимальные колебания по записям землетрясений наблюдаются, в основном, на составляющей «север-юг» (вдоль течения) во второй центральной точке плотины, расположенной на высоте 880 м.

Пуски гидроагрегатов по уровню воздействия на плотину сопоставимы со слабыми местными землетрясениями. В отличие от землетрясения источник колебаний при пуске находится в теле плотины. Эти колебания просвечивают все сооружение и позволяют выполнять диагностику не только плотины, но и самих агрегатов. В частности, была зафиксирована авария второго гидроагрегата и данные системы сейсмомониторинга легли в основу решения комиссии по расследованию её причин.

Шумы плотины используются для определения резонансных частот плотины, частот колебаний источников искусственного происхождения, а также изменений в спектрах после землетрясений.

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, прошедших половину своего эксплуатационного срока и требующих своевременного принятия решений по ремонту и восстановлению для предотвращения катастрофических ситуаций.

Литература

1. Абдрахматов, К.Е. Новая карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики» / К.Е. Абдрахматов [и др.] // Тезисы докладов пятого международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». - Москва- Бишкек, июнь 2011. – Т 1. – С.12.
2. Нерсесов, И.Л. О сейсмическом районировании бассейна р.Нарын / И.Л Нерсесов, В.П. Грин, К.Джанузаков . - Фрунзе: Изд. АН Киргизской ССР, 1960. – 177с.
3. Методика оценки сейсмической опасности гидротехнических сооружений. - М.:Наука, 1990. – 138 с.
4. Результаты инженерно-сейсмометрических наблюдений на участке створа Токтогульской ГЭС по состоянию на 1980 г. - Фонды Всесоюзного Ордена Ленина проектно-изыскательского и научно-исследовательского института «Гидропроект» имени С.Я.Жука. М., 1980. – 56 с.
5. Довгань, В.И. Проект сейсмометрической системы Токтогульской ГЭС / В.И. Довгань // Бюллетень Кыргызско – Российского Славянского Университета, 2006. – Т. 6, №3 – С. 43 - 47.
6. Довгань, В.И. Сравнение воздействия землетрясений и пусков гидроагрегатов на Токтогульскую плотину / В.И.Довгань, А.Г.Фролова //Тезисы докладов пятого международного симпозиума «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». Москва - Бишкек, июнь 2011, том 1. - С.134.

ТОҚТАГҮЛ ГЭС СЕЙСМИКАЛЫҚ ҚАУІПСІЗДІГІНІҢ МОНИТОРИНГІ

Довгань В. И., Фролова А. Г.

Қырғыз-Ресей Славян университеті жанындағы «Плотина» жоғары бөгеттердің Салааралық ғылыми-зерттеулік мониторингі орталығы

Мақалада Тоқтагүл ГЭС-те (Қырғызстан) сейсмометрлік бақылаулардың цифрлық жүйесі сипатталады. Сол байқаулардың кейбір нәтижелері келтіріледі.

MONITORING OF SEISMIC SAFETY OF TOKTOGUL HYDROELECTRIC POWER STATION

V.I. Dovgan, A.G. Frolova

Interbranch Research Center of Monitoring of High-altitude dams at Kyrgyz-Russian Slavonic University, Bishkek, Kyrgyzstan

Short description of seismometric observations system on Toktogul hydroelectric power station (Kyrgyzstan) is given in the paper. Some results of these observations are presented.

УДК 528.88; 539.3; 550.343

МЕДЛЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Жантаев Ж.С., Ким А.С., Бибосинов А.Ж., Иванчукова А.В., Садыков К.А., Шапиык Т.

Институт ионосферы АО «Национальный центр космических исследований и технологий» г. Алматы, Казахстан

На основе обработки и анализа спутниковых GPS-данных международного центра SOPAC и сформированного каталога первичных данных построены карты скоростей современных движений земной поверхности в зонах тектонических разломов Северного Тянь-Шаня за 2000 - 2012гг. Получена меридиональная ориентация полного вектора скоростей, что соответствует общим геодинамическим представлениям о формировании Тянь-Шанского эпиплатформенного орогена под воздействием Таримской плиты на Казахский щит с юга на север. Изучены медленные движения земной поверхности региона города Алматы на основе обработки радарных снимков со спутника ENVISAT ASAR. На основании полученной карты вертикальных смещений земной поверхности сделано предположение о наличии дифференциальных вертикальных движений вдоль разломов в южной части рассматриваемого Алматинского региона.

Введение

Медленные движения земной коры в зонах разломов – одно из важнейших проявлений тектонической жизни Земли. Природные твердые тела в зонах тектонических разломов при очень медленном деформировании, хотя и сохраняют локально упругие свойства, в целом ведут себя как вязкие жидкости. В результате преимущественного развития межблоковых деформаций существенно изменяются фильтрационные свойства массива за счет увеличения проницаемости межблоковых границ, определяя тем самым пути миграции жидкости и газа. Зоны глубинных разломов и проницаемых межблоковых промежутков являются естественными волноводами для выхода сейсмической энергии, электромагнитного излучения, глубинных флюидов и газов. Релаксация тектонических напряжений сопровождается сейсмическим режимом вплоть до крупных землетрясений. Сейсмические и флюидодинамические процессы в земной коре являются источником аномальных явлений на фоне глобальных геодинамических полей Земли [1–3]. Имеются многочисленные свидетельства остаточных смещений на свободной поверхности, возникших в результате относительных смещений берегов разломов.

В статье приводятся результаты исследования медленных движений земной коры Северного Тянь-Шаня в зонах тектонических разломов методами спутниковой радарной интерферометрии и обработки GPS-данных [4, 5]. С учетом геологических условий города Алматы и наличия в нем разрывных нарушений изучены медленные движения земной поверхности территории города. Исходными данными для города Алматы были выбраны снимки со спутника ENVISAT ASAR. Проведены экспериментальные исследования по изучению современных движений земной поверхности на основе обработки и анализа спутниковых GPS-данных международного центра SOPAC (Scripps Orbit and Permanent Array Centre) и сформирован каталог первичных данных за 2000 – 2012 гг. Обработаны данные локальной и региональной сетей GPS-измерений на программном комплексе GAMIT (Gps At MIT)/GLOBK (GLOBal Kalman filter). Получены временные ряды суточной дискретностью по обработанным GPS-данным локальных и региональных сетей. Построены карты распределения скорости движения земной поверхности в зонах тектонических разломов Северного Тянь-Шаня за 2000 – 2012 гг. в системе отсчета относительно Евразийского континента.

Исследование по данным радарной интерферометрии

В 2002 г. Европейским космическим агентством (ESA) был запущен спутник ENVISAT, который до 2012 г. вел повторную съемку значительных территорий, что позволяло выстраивать интерферометрические многопроходные серии снимков для мониторинга смещений земной поверхности. На территорию города Алматы в архиве агентства было найдено 90 снимков с двух треков, наиболее подходящих для интерферометрической обработки. В рамках новой политики Агентства, которая позволяет получать снимки бесплатно под предложение об исследованиях на различные территории мира, архивные снимки для Алматы были получены по проекту C1.P15390 «Spatio-temporal analysis of surface displacements in urban areas with high seismic risk by SAR interferometry data». Архив данных с 2003 г. по 2009 г. составил 90 снимков для двух треков площадью 100x100 км, покрывающих территорию города. Обработка проведена программным комплексом ENVI SARscape. В результате обработки по методу Persistent Scatterers (постоянные отражатели) получена карта вертикальных смещений земной поверхности за 2003-2006 гг. по данным РСА съемки на территорию города Алматы. Результирующий продукт обработки методом PS (Persistent Scatterers) относится к измерению линейных смещений и дает выходные значения высоты отдель-

ных отражателей (точек). Значения вертикальных движений земной поверхности, рассчитанные по методу PS, определены с миллиметровой точностью.

Последовательная интерферометрия постоянных рассеивателей радарного сигнала (PS)

Этот вариант радарной интерферометрии характеризуется точностью оценки смещений 2 – 4 мм по высоте. Входными данными для гарантированно успешной обработки должны являться не менее 30 снимков одной и той же территории за разные даты, сделанные в одной и той же геометрии съемки спутникового радара [6–8]. В процессе обработки программой автоматически выбирается основное изображение, на которое автоматически – с точностью до 1/100 пикселя корегистрируются остальные снимки интерферометрической цепочки. Далее программа строит так называемые интерферограммы (комплексно поэлементно перемноженные фазовые слои радарных снимков) по каждой паре снимков. Затем для каждой пары оцениваются величины когерентности (меры корреляции фаз радарных снимков). Также для каждой пары строятся карты величин стандартных отклонений амплитуд снимков, определяются точки – постоянные (или устойчивые) рассеиватели радарного сигнала. Для выбора точек используется несколько порогов (корреляции амплитуд, когерентности, пространственное стандартное отклонение смещений первой итерации и т.д.). После того как постоянные рассеиватели определены, для них выполняется процедура оценки фазовых разностей и мультивременной развертки фазы. Именно в разности фаз каждого снимка «зашита» - величина смещений за период между съемками этих снимков. Таким образом, для каждой из выбранных точек восстанавливается хронология изменения фазы во времени, которая затем математически пересчитывается в смещения в миллиметрах. Дополнительно в процессе обработки применяется специальный фильтр, удаляющий возможное влияние атмосферы на интерферометрическую фазу. Результатом обработки является векторный файл точек, в атрибутах которых записаны: 1) смещения на каждую дату съемки; 2) среднегодовая скорость смещений; 3) суммарная величина смещений; 4) когерентность; 5) высота над эллипсоидом WGS-84. Предварительные результаты были получены путем обработки данных алгоритмом Persistent Scaterrers, реализованном в программном комплексе ENVI SARscape.

На движение земной поверхности и напряженно-деформированное состояние земной коры региона города Алматы оказывают большое влияние геологические и тектонические условия. В геологии и разрывной тектонике города Алматы наибольшее распространение имеют отложения аллювиально-пролювиального генезиса от нижнечетвертичных (ар Q_I) до современных (ар Q_{IV}). В северных цепях Тянь-Шаня преимущественное развитие имеют разломы северо-восточного и субширотного направлений. Суммарные перемещения по некоторым из них за период активизации достигали огромных величин. Так, в районе города Алматы фундамент перемещен на 7 - 7,5 км. В южной части Алматинской впадины находятся разломы, относящиеся к категории глубинных, которые служат границами крупных тектонических подразделений – складчатых систем и срединных массивов. К ним относятся Алматинский и Заилийский разломы, которые являются бортовыми структурами. Морфология Северо-Тяньшанской зоны характеризуется развитием сопряженных, оперяющих, ветвящихся тектонических трещин и расколов, заполняющих пространство между основными разломами. Крупные разломы представляют собой зону сближенных и оперяющих разломов шириной 1 км и более. По характеру перемещений отмечаются сбросы и сбросо-надвиги. Система разломов разделяет описываемый район на множество блоков различной конфигурации и размеров. Блоки верхней части земной коры ограничены в плане глубинными разломами.

Предварительные результаты, полученные путем обработки данных РСА съемки на территорию города Алматы, показали, что большая часть оседающих отражателей расположена в предгорных районах. На рисунке 1 представлена *к*арта вертикальных смещений участка поверхности города Алматы за 2003-2006 гг. по данным спутниковой радарной съемки.

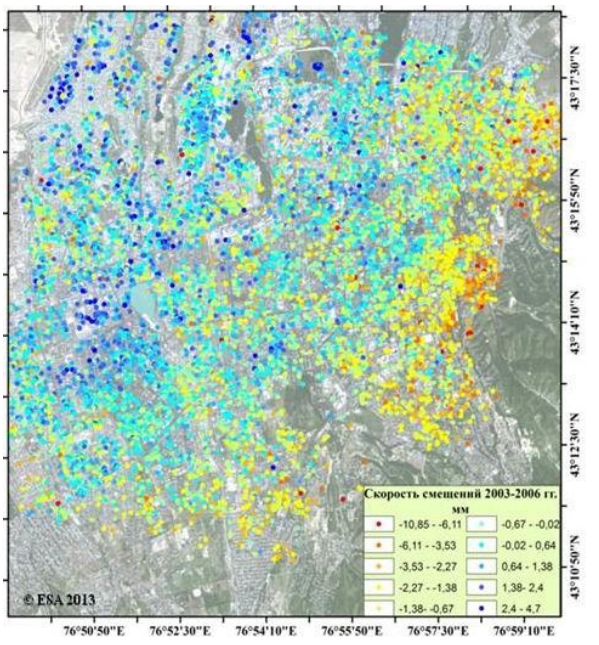


Рисунок 1. Карта вертикальных смещений участка поверхности города Алматы за 2003 - 2006 гг. по данным спутниковой радарной съемки

На рисунке 2 представлена интерполированная карта вертикальных смещений земной поверхности региона города Алматы по данным радарного спутника ENVISAT ASAR на фоне разрывной тектоники. На основании полученной карты вертикальных смещений земной поверхности по данным спутниковой радарной интерферометрии можно сделать предположение о наличии дифференциальных вертикальных движений вдоль разломов в южной части рассматриваемого Алматинского региона.

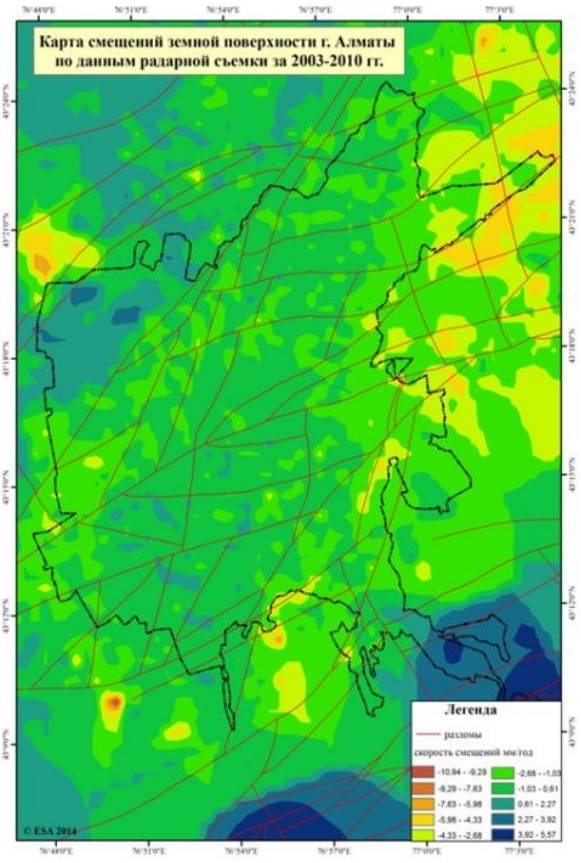


Рисунок 2. Интерполированная карта вертикальных смещений земной поверхности региона города Алматы по данным радарного спутника ENVISAT ASAR

ИССЛЕДОВАНИЕ ПО ДАННЫМ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ

Исследуемый регион показан в прямоугольнике и включает 30 станций глобальной сети IGS и 33 GPS-станции локальной сети (рисунок 3).

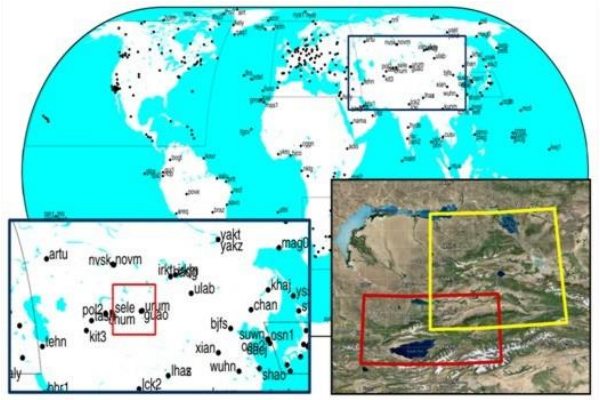


Рисунок 3. Международная глобальная сеть IGS

К настоящему времени имеются многочисленные варианты интерпретационной обработки, которая базируется на данных первичной обработки. Результаты такой обработки имеют определенные различия, связанные, в основном, с выбором опорных систем мировой сети. Максимальные погрешности определения скоростей перемещения приведены в таблице 1.

Для сравнения различных систем отсчета параметры современных движений земной поверхности региона вычислялись для опорной евразийской сети и в системе отсчета относительно центра Земли. Обработка GPS данных выполнялась программным комплексом GAMIT/GLOBK [9]. Глобальная сеть IGS в настоящее время насчитывает 467 станций, из них 363 постоянно активны. Для каждого пункта GPS сети анализировались графики ежегодных временных смещений по каждой из трех компонент: север-юг, восток-запад и вертикальная компонента с удалением из последующих вычислений аномальных отклонений техногенной природы. На рисунке 4 приведен временной ряд по данным GPS-станции SELE за 2012 г.

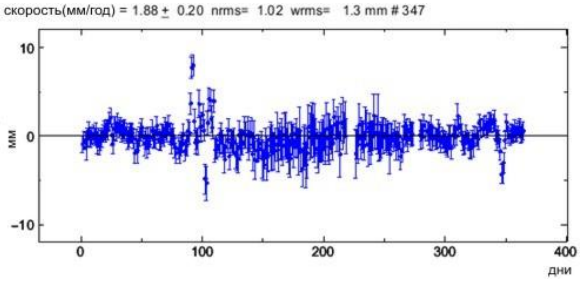
Таблица 1. Погрешности определения скоростей по GPS-сетям различных исследователей

Наименование сети	Компонента Восток-Запад (мм/год)		Компонента Север-Юг (мм/год)		Вертикальная компонента, (мм/год)	
	Максимум	Среднее	Максимум	Среднее	Максимум	Среднее
Сеть IGS	2,59	1,6	2,89	1,9	4,49	3,5
Сеть АО «КГС»	5,50	4,2	6,34	4,6	9,16	8,6
Сеть ДТОО «Институт Ионосферы »	1,41	1,2	1,42	1,3	3,31	2,2
Временные наблюдения полигона г. Алматы	10,0	8,5	10,0	8,5	10,0	9,5

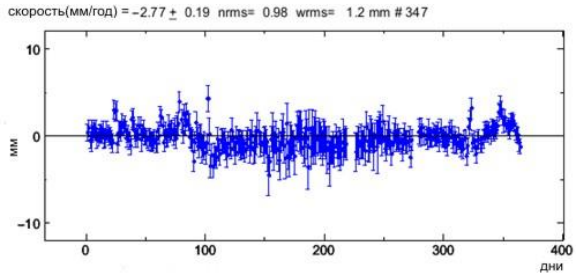
На временных рядах выделяются сезонные колебания вертикальной компоненты. Наблюдаемые на поверхности Земли современные движения в виде перемещений отдельных пунктов наблюдения определяются совокупностью действий одновременно происходящих различных процессов линейной и нелинейной природы. Одним из способов отображения движений является привязка к каждой

точке поверхности вектора скорости перемещения. На практике скорости в отдельных точках или отдельные компоненты скорости могут измеряться различными способами. В результате GPS-мониторинга в качестве результата получают полный вектор скорости измеряемых точек на поверхности. При этом поле горизонтальной составляющей скорости принято рассматривать отдельно от поля вертикальной составляющей. Это обусловлено значительно большей погрешностью определения вертикальной скорости в связи с особенностями взаимного расположения волновых сигналов спутников при определении координат точек. На рисунке 5 представлено поле скоростей движения земной поверхности Северного Тянь-Шаня за 2000 – 2012 гг., обработанных в системе отсчета относительно Евразийского континента.

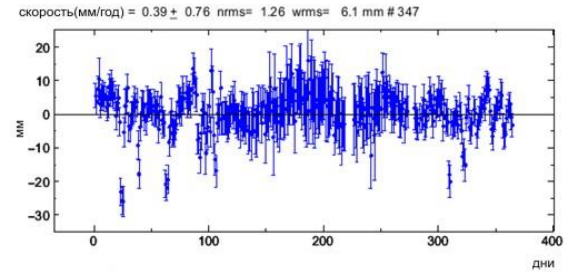
Представленные схемы отражают современные движения земной поверхности Северного Тянь-Шаня за указанный период измерений (2000 – 2012 гг.) без учета предыдущих GPS построений.



а)

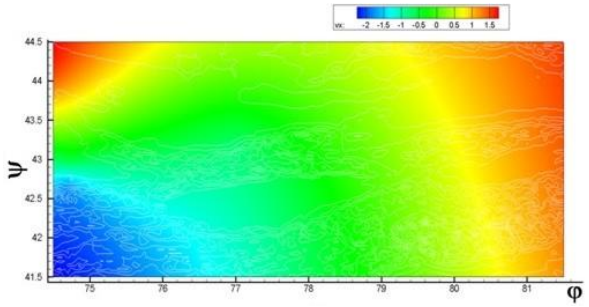


б)

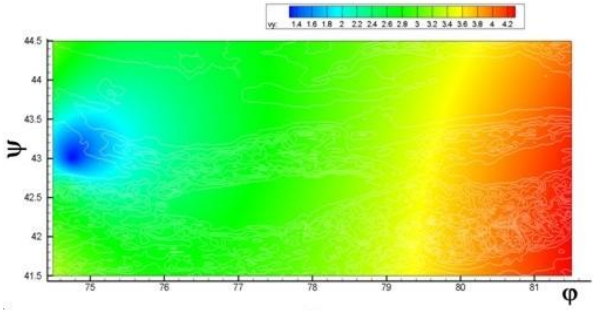


в)

Рисунок 4. Временные ряды GPS-станции Sele за 2012 г.: а – компонента север-юг, б – компонента запад-восток, в – вертикальная компонента

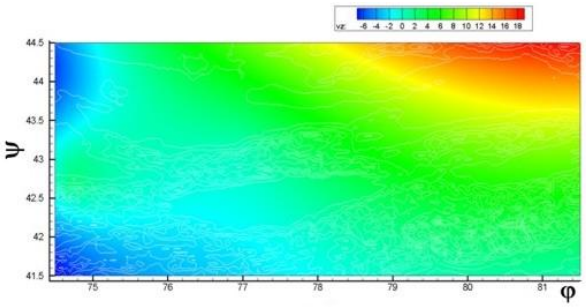


а)

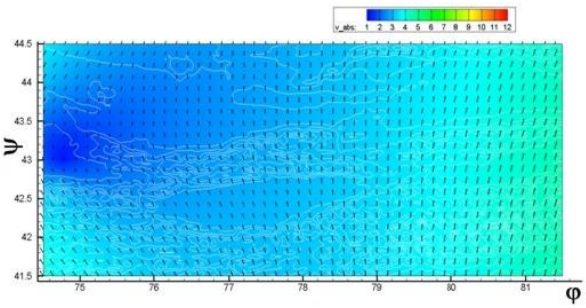


б)

Рисунок 5. Компоненты скорости горизонтального движения земной поверхности Северного Тянь-Шаня за 2003 - 2012 гг. (мм/год): а – компонента запад-восток, б – компонента север - юг



а)



б)

Рисунок 6. Скорость смещения земной поверхности Северного Тянь-Шаня за 2000 -2012 гг. (мм/год): а - вертикальная компонента скорости смещения поверхности, б – горизонтальная компонента скорости смещения земной поверхности

В поле скоростей горизонтальных движений для обеих компонент (рисунок 5) отмечается возрастание интенсивности движений в направлении с запада на восток, что соответствует общему характеру распределения сейсмичности региона. Абсолютные значения вектора горизонтальных скоростей, достигающие в восточной части 7 – 8 мм/год при средней скорости по территории 2.5 – 3.5 мм/год (рисунок 6), обусловлены увеличением горизонтальных движений в направлении юг-север. Меридиональная ориентация полного вектора скоростей соответствует общим геодинамическим представлениям о формировании Тянь-Шаньского эпиплатформенного орогена под воздействием Таримской плиты на Казахский щит с юга на север.

Выводы

Исследованы медленные движения земной коры Северного Тянь-Шаня в зонах тектонических разломов методами спутниковой радарной интерферометрии и обработки GPS-данных. Построены карты распределения скорости движения земной поверхности в зонах тектонических разломов Северного Тянь-Шаня за 2000 – 2012 гг. в системе отсчета относительно Евразийского континента на основе обработки и анализа спутниковых GPS-данных международного центра SOPAC. Полученная меридиональная ориентация полного вектора скоростей соответствует общим геодинамическим представлениям о формировании Тянь-Шанского эпиплатформенного орогена под воздействием Таримской плиты на Казахский щит с юга на север. Изучены вертикальные движения земной поверхности региона города Алматы на основе радарных снимков со спутника ENVISAT ASAR. На основании карты вертикальных смещений земной поверхности, полученной по данным спутниковой радарной интерферометрии, сделано предположение о наличии дифференциальных вертикальных движений вдоль разломов в южной части рассматриваемого Алматинского региона.

Литература

1. Адушкин, В.В. Актуальные проблемы геомеханики земной коры / В.В. Адушкин // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГГН РАН», 2001. – № 1 (16). – С. 1 - 33.
2. Ким, А.С. Асейсмические движения в зоне тектонического разлома и вариации магнитного поля / А.С. Ким // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского, 2011. – №4, ч.2. – С. 457 - 458.
3. Ким, А.С. Медленные движения земной коры в зоне межблокового разлома / А.С. Ким, Ю.Р. Шпади / Известия Научно-Технического Общества «КАХАК», РК, Алматы, 2013. – № 4 (43). – С. 26 - 35.
4. Зубович, А.В Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня / А.В. Зубович, Ю.А. Трапезников, В.Д. Брагин, О.И. Мосиенко, [и др.] // Геология и геофизика, 2001. – Т. 42, № 10. – С. 1634 - 1640.
5. Zubovich, A.V. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions / A.V. Zubovich, X.-q. Wang, Y.G. Scherba, G.G. Schelochkov, R. Reilinger, [et al] // Tectonics, 2010. – Vol. 29, TC6014, doi:10.1029/2010TC002772.
6. Ferretti, C. Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry / C. Ferretti [et al] // Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 2000. - vol. 38, no. 5, Part 1.– P. 2202 – 2212;
7. Ferretti, C. Permanent scatterers in SAR interferometry / C. Ferretti, C. Prati and F. Rocca // Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, Jan. 2001. – vol. 39, no. 1. – P. 8 – 20.
8. Hooper, H. A new method for measuring deformation on volcanoes and other non-urban areas using InSAR persistent scatterers / H. Hooper, H. Zebker, P. Segall, and B. Kampes // Geophysical Research Letters. – 2004, December – vol. 31.
9. [Электронный ресурс] / Режим доступа: http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/, свободный. Загл. с экрана.

ЖЕРСЕРІКТІК ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША ТЕКТОНИКАЛЫҚ ЖАРЫЛЫМДАР ЗОНАЛАРЫНДА ЖЕР ҚЫРТЫСЫНЫҢ БАЯУ ҚОЗҒАЛЫСТАРЫ

Жантаев Ж.С., Ким А.С., Бибосинов А.Ж., Иванчукова А.В., Садыков К.А., Шапиык Т.

Ұлттық ғарыштық зерттеулер мен технологиялар орталығының Ионосфера институты, Алматы, Қазақстан

SOPAC халықаралық оператордың жерсеріктік GPS-деректерін өңдеу мен талдау және бастапқы деректердің қалыптастырылған каталогы негізінде Солтүстік Тянь-Шаньнің тектоникалық жарылымдары зоналарында 2000-2012 ж.ж. үшін қазіргі кездегі жер қыртысы қозғалыстардың жылдамтықтарының картасы жасалған. Жылдмдықтар дың толық векторының меридиональ бағыты алынған, бұл онтүстіктен солтүстікке Қазақ қалқанына Тарим тақтасы әсерінде Тянь-Шань эпиплатформалық ороген қалыптасу туралы жалпы геодинамикалық ұғымдарға сәйкес келеді. ENVISAT ASAR жер серігі арқылы алынған радарлық түсірулерді өңдеу негізінде Алматы аймағындағы жер бетінің баяу қозғалыстары зерделенген. Жер беті вертикаль жылжудың алынған картасы негізінде қаралудағы Алматы аймағының онтүстік бөлшегінде жарылымдар бойы дифференциалдық вертикаль қозғалыстар бар болу туралы болжам жасалған.

SLOW MOTIONS OF EARTH'S CRUST IN ZONES OF TECTONIC FAULTS ACCORDING TO SATELLITE DATA

Zh.S. Zhantayev, A.S. Kim, A.Zh. Bibosinov, A.V. Ivanchukova, K.A. Sadykov, T. Shapiyk

Institute of Ionosphere of National Center of Space Research and Technologies, Almaty, Kazakhstan

Based on the processing and analysis of satellite GPS data of SOPAC international center and the formed primary data directory the velocity maps of recent movements in the earth's surface zones of tectonic faults of the Northern Tien Shan in 2000 and 2012 were composed. Meridional orientation of full vector velocity that corresponds to the general ideas about the formation of geodynamic Tien Shan epi-platform orogene under the influence of the Tarim plate on Kazakh shield from south to north was obtained. The authors studied the slow movements of the earth's surface of Almaty city region based on the processing of radar images from ENVISAT ASAR satellite. The resulting map of the vertical displacements of the Earth surface the presence of differential vertical movements along faults in the southern part of the studied Almaty region was assumed.

УДК 550.83

ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ КАРТИРОВАНИЯ УЧАСТКОВ МИГРАЦИИ И ОСАЖДЕНИЯ РАДИОНУКЛИДОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ИСПЫТАТЕЛЬНОМ ПОЛИГОНЕ

Романов А.М.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Описан новый подход к геолого-геофизическому картированию участков миграции и осаждения радионуклидов на основе геоэлектрических особенностей взаимодействия горных пород и вод. Выявление геологических структур, выщелачивающих, транспортирующих и отлагающих радионуклиды, проводится с использованием поисковых признаков, основанных на особенностях этого взаимодействия через посредство естественного электрического поля потенциала течения. Расчетами и экспериментами показано, что разность потенциалов течения вод относительно горных пород может достигать нескольких сотен милливольт, что достаточно для прохождения электрохимических реакций. Различие воздействий поля на ионы, различающиеся количественно по зарядам и размерам, объясняет селективность перехода ионов между фазами и выщелачивание части компонентов минералов. Предлагается использовать установленные особенности перераспределения веществ в горных породах для выделения участков, перспективных для захоронения радиоактивных отходов, наряду с изучением пространственного распределения загрязнений окружающей среды радионуклидами.

При изучении Семипалатинского испытательного полигона большое внимание уделяется выделению потоков миграции радионуклидов и участков их иммобилизации в литосфере. Вероятность обнаружения радиоактивных загрязнений в недрах снижается по нескольким причинам: 1) особенности геологических сред, обуславливающие линейную вытянутость потоков и участков загрязнений; 2) высокий уровень промаха при выделении объектов такой формы скважинами; 3) малая глубинность радиометрических методов; 4) недостаточно детальная сеть съемки. Высокая стоимость бурения ограничивает применение непосредственного опробования. Результат – недостоверная информация о фактическом распределении радионуклидов в литосфере и, как следствия, – низкое качество оценки радиационной опасности обследуемого объекта и определяемый им недостаточно обоснованный выбор защитных мероприятий. Поэтому, одним из направлений поисковых работ является картирование гидродинамических структур, определяющих миграцию радионуклидов. Необходимым является также картирование участков, отложения радионуклидов из потоков растворов в твердую фазу горных пород.

Геологическое картирование включает методы общей геофизики, преимущественно грави- и магниторазведку. Они систематически выполняются, но не выделяют гидродинамические структуры и примыкающие к ним участки отложения радионуклидов. Причина: различие средних значений плотности горных пород рядовой и повышенной водопроницаемости сопоставимы с погрешностью петрофизических замеров. Это же относится и к магнитной восприимчивости. Электроразведка обычно используется для выделения массивов различной литологии. Следовательно, стандартный подход к физико-геологическому обоснованию постановки геофизических методов для выделения геодинамических структур миграции и отложения радионуклидов малоэффективен.

Автором разработан новый подход, включающий геолого-геофизическое картирование на основе геоэлектрических особенностей взаимодействия горных пород и вод. Именно взаимодействие горных пород и вод является одной из наиболее значимых причин перераспределения веществ в литосфере, в т.ч. переноса и отложения радионуклидов. Выявление гидродинамических структур и участков отложения радионуклидов должно проводиться с помощью поисковых признаков, основанных на особенностях взаимодействия горных пород и вод.

Наиболее простым представлением о взаимодействии является растворимость веществ. Но, согласно Д.С. Коржинскому [2], растворимость не может быть определяющей характеристикой перехода веществ между фазами горных пород. Переход частичен и относится к процессам выщелачивания, но не растворения. Использование произведения растворимости при объяснении взаимодействия горных пород и вод также недостаточно корректно. Причина: в реальных геологических средах потоки вод удаляют часть реагентов из места реакции и привносят новые вещества, т.е., среды являются открытыми системами. Это нарушает основное условие применимости термодинамики. Кроме того, термодинамические представления не учитывают геометрию пространства, в котором происходят химические реакции. Объяснение накопления веществ в т.н. «структурных ловушках» невозможно без дополнительных условий [4].

Несмотря на недостаточную корректность, именно эти представления применяются для объяснения процесса взаимодействия горных пород и

вод подавляющим большинством исследователей. Однако они относятся к химическим представлениям и не могут использоваться в качестве физических предпосылок. Отсюда следует, что обоснование применимости геофизических методов для выделения гидродинамических структур и участков отложения радионуклидов в данном контексте отсутствует, и необходима разработка нового, физического представления взаимодействия горных пород и вод [6].

Одним из факторов, определяющих перераспределение веществ в гидродинамических структурах литосферы, является движение вод, формирующее электрическое поле потенциала течения. Автором установлена статистически значимая зависимость между содержаниями химических элементов в природных водах и скоростью потока этих вод, а также его поперечным сечением. Скорость - механическая характеристика, поперечное сечение – геометрическая. Сами по себе эти характеристики не влияют на химические процессы, однако движение вод относительно горных пород, характеризуемое скоростью, формирует электрическое поле, непосредственно влияющее на химические реакции [6].

Разработано новое представление формирования электрического поля потенциала течения, строго соответствующее закону электронейтральности. Электрические поля потенциала течения являются следствием ориентировки гидроксил-ионов жидкой обкладки двойного электрического слоя по направлению потоков вод, и значимо воздействуют на межфазное перераспределение веществ. Расчеты и эксперименты доказывают, что разность потенциалов течения может достигать нескольких сотен милливольт. Этого достаточно для прохождения электрохимических реакций [4].

Выполнено сравнение воздействий поля на ионы, отличающиеся по зарядам и размерам. Различие воздействий количественно объясняет селективность перехода ионов между фазами и выщелачивание только части компонентов минералов. Напряженность электрического поля обуславливает взаимный переход веществ на контактах фаз. Однако осаждение веществ из растворов за счет электрического поля может происходить и на удалении от контактов фаз [4].

Изложенное адаптировано к природным условиям как физико-геологическое представление взаимодействия горных пород и вод. Жидкая фаза движется относительно твердой. Это приводит к появлению электрического поля. Фронт потока отмечается положительными значениями потенциала, а исток – отрицательными. Чем выше скорость потока, тем больше разность потенциалов. Участки положительных потенциалов благоприятны для перехода катионов металлов из жидкой фазы в твердую, т.е. – отложения радионуклидов из растворов. И, наоборот. Интенсивность переходов возрастает на участках изменения скорости течения вод, а также увеличения отношения удельного электрического сопротивления горных пород и жидкой фазы. Физико-геологическое представление взаимодействия горных пород и вод включает три главных параметра: 1) скорость движения вод относительно горных пород; 2) структурные особенности гидродинамических систем литосферы, представленные изменениями поперечного сечения потока вод; 3) вещественные особенности, отраженные в соотношениях удельных электрических сопротивлений твердой и жидкой фаз горных пород. Эти параметры определяют взаимодействие горных пород и вод только через посредство электрического поля [5, 6].

Выполнены эксперименты, доказавшие воздействие структурных и вещественных особенностей на межфазный переход веществ через посредство электрического поля. Проведена проверка наличия электрических полей и межфазного перераспределения веществ на вещественных и структурных особенностях реальных геологических сред. Установлено, что физико-геологическое представление взаимодействия горных пород и вод через посредство электрического поля отвечает реальным условиям и непротиворечиво объясняет особенности загрязнения окружающей среды [5].

ПРОЯВЛЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Микроуровень: электрическое поле проявляется при течении воды вдоль зерен песка и монолитов горных пород. В скважинах по трещинам шириной 1 - 3 см с интенсивным водопритоком потенциалы поля достигают +150 мВ.

Макроуровень: аномалия естественного электрического поля на рудной зоне Дергачевского месторождения урана достигает +250 мВ (рисунок 1); такая же аномалия проявлена на урановом месторождении несогласия Ки-Лейк в Канаде [7].

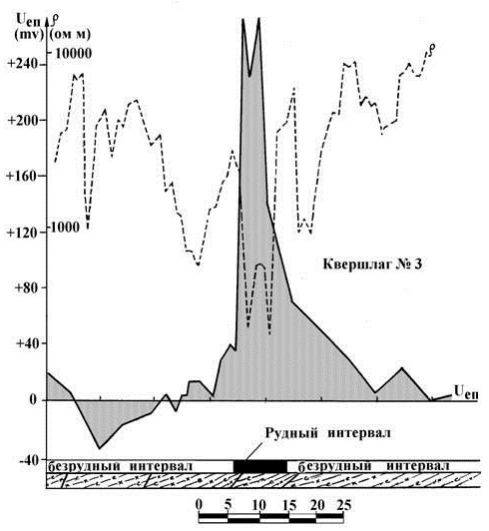


Рисунок 1. Геоэлектрическая характеристика уранового месторождения Дергачевское [4, данные МГРИ]

Мегауровень: наиболее интенсивные электрические поля отмечены на склонах крупных возвышенностей. Разность потенциалов составляет 600 – 1200 мВ и более на километр.

Таким образом, электрические поля потенциала течения проявлены на всех уровнях литосферы.

СПЕЦИФИКА СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛИТОСФЕРЫ

Микроуровень:

1. Жидкая фаза. При отжиме вод из водонасыщенных образцов горных пород pH фильтрата составляет 3,6. Тогда как pH вод насыщения равнялось 7. Химический состав образцов не обеспечивает такое изменение pH.

2. Твердая фаза. По шлифам горных пород вблизи рудных зон урановых месторождений кварц-серицитовые оторочки на сульфидных включениях отвечают картине силовых линий электрического поля. Они являются следами структурирования горных пород в результате воздействия электрического поля гидротермальной системы.

Макроуровень:

1. Вещественная особенность. Отложение веществ на контактах горных пород различного удельного электрического сопротивления. Примеры: 1) оруденение на месторождениях Северо-Казахстанской и Южно-Казахстанской ураново-рудной провинции; 2) такая же приуроченность отмечена для радиометрических аномалий нефтяных месторождений

2. Структурная особенность. Отложение веществ из растворов на участках уменьшения скорости водного потока и в местах увеличения его поперечного сечения. Примеры: схема отложения руд месторождения Инкай и форма загрязнений на участке сброса рудничных вод месторождения Косачиное.

Мегауровень:

1. Растворы в начале протяженных поверхностных водных потоков характеризуются повышенными значениями pH, а в конце – пониженными. Химический состав растворов и вмещающих пород не обуславливает данное изменение pH. Это же относится и к подземным водотокам.

2. Особенности распределения физико-химических характеристик геологической среды по направлению протяженного потока подземных вод отражены на схеме Лисицина А.К., дополненной представлениями автора.

3.Концентрирование радионуклидов происходит преимущественно в корах выветривания. Коры находятся на контактах высокоомных пород фундамента и перекрывающих, низкоомных рыхлых отложений.

Наиболее вероятная причина указанных распределений веществ литосферы – электрическое поле самих потоков.

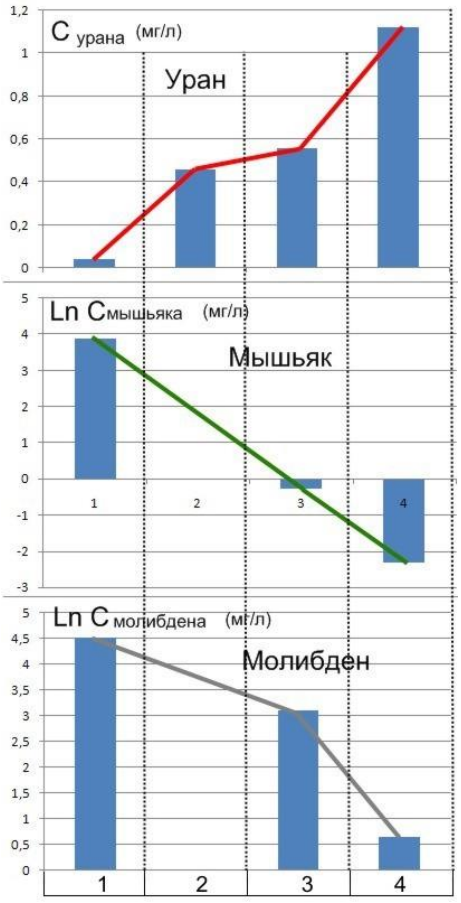
Представленные особенности доказывают правомерность физико-геологического представления взаимодействия горных пород и вод через посредство электрического поля для всех уровней литосферы. Эти особенности проявлены и в техногенных средах. Радиоэкологическими обследованиями обнаружены повышенные значения активности технологического оборудования промыслов нефти. Максимумы отмечают сочленения труб различного диаметра и вводы труб в резервуары, т.е., отложения радионуклидов приурочены к расширениям поперечных сечений потоков водонефтяной смеси.

Детально обследованы отвалы беднотоварных урановых руд. Установлено наличие протяженных узких аномалий гамма – активности. Они находятся в руслах временных водотоков, выходящих из отвалов. Возрастание удельной активности отмечено в местах расширения ручьев, а также на пересечениях горных пород с высоким электрическим сопротивлением.

Селективность распределения химических элементов проявлена по результатам гидрогеохимического опробования хвостохранилища ураноперерабатывающего завода СГХК (Степногорский горно-химический комбинат). Установлено повышенное содержание урана в дренажных водах по сравнению с дамбовыми. В начале тальвега, отходящего от северного края хвостохранилища, сформировались ореолы молибдена и мышьяка по жидкой и твердой фазе. В конце тальвега в водах мелких озер отмечены повышенные концентрации урана. На рисунке 2 показаны диаграммы распределения концентраций радионуклидов и загрязняющих вод на различных участках их миграции из хвостохранилища [8].

Из приведенных диаграмм следует принципиальное отличие распределения урана от распределений мышьяка и молибдена по пути миграции загрязняющих веществ из хвостохранилища. Концентрации мышьяка и молибдена постепенно уменьшаются по мере удаления от основного накопителя веществ – хвостохранилища, и могут быть интерпретированы как проявление ореола рассеяния от объекта с высокой концентрацией молибдена и мышьяка. Концентрация урана, наоборот, – возрастает, что не типично для процессов рассеяния. Кроме того, концентрации урана в водах самого хвостохранилища – низкие.

Уран поступает из твердой фазы в раствор только при дренировании последнего за пределы хвостохранилища. Т.е., поведение урана отвечает схеме выщелачивания из исходного накопителя, транспортировки и осаждения урана в твердую фазу конечного накопителя. Повышенное содержание урана в дренажных водах относительно застойных дамбовых вод свидетельствует о выносе урана из твердой фазы отходов хвостохранилища.



Столбцы: 1 – накопитель веществ (хвостохранилище);
2 – исток из накопителя (дренаж); 3 – путь транспортировки (тальвег);
4 – конечный накопитель (озеро)

Рисунок 2. Распределение концентраций загрязнителей по пути миграции из хвостохранилища ХГМЗ (Химико-гидрометаллургический завод, г. Степногорск, по данным РБ и ООС)

До начала работы хвостохранилища осадочные горные породы в тальвегах не содержали избыточные концентрации радионуклидов. Поэтому повышение содержаний урана в мигрирующих растворах можно объяснить только задержкой – более медленным движением урана по сравнению с движением самих растворов. Отсутствие явно выраженных геохимических барьеров предполагает возможность накопления урана в озерах по аналогии с поверхностными месторождениями урана в плайях. Тем не менее, последовательное повышение водных концентраций урана по мере продвижения по пути транспортировки (рисунок 2) указывает на то, что в данном случае действуют и другие процессы накопления. При последующем осаждении выщелоченного урана возможно его избыточное накопление на локальных участках поверхности, а также в грунте по подземным потокам. В целом можно предполагать, что в настоящее время из вод хвостохранилища спонтанно формируется поверхностное техногенное месторождение урана.

Таким образом, перераспределения веществ в природных и техногенных условиях аналогичны. Соответственно аналогичны характеристики структур, накапливающих рудные и техногенные вещества. Особенности взаимодействия горных пород и вод через посредство электрического поля применимы в качестве поисковых признаков при картировании гидродинамических структур, переносящих и отлагающих радионуклиды. Миграция радионуклидов происходит с потоками вод в естественных гидродинамических структурах литосферы. Радионуклиды отлагаются в местах структурных и вещественных особенностей горных пород. Реальная увязка локальных радиометрических аномалий в природных условиях возможна только на основе картирования этих особенностей. Соответственно сформулирован комплекс геолого-геофизических методов для выявления путей миграции и мест скопления радионуклидов, поступающих в окружающую среду из очагов подземных ядерных взрывов. Вещественная особенность – высокое удельное электрическое сопротивление горных пород. Структурная особенность - изменчивость поперечного сечения водопроводящих зон. Поисковая значимость резко возрастает при совместном проявлении особенностей.

Эти особенности проявляются в физических свойствах горных пород и полях. Снижение пористости приводит к возрастанию удельного электрического сопротивления пород. Так, например, окварцованные и карбонатизированные породы по удельному электрическому сопротивлению в тришесть раз и более превышают сопротивление неизмененных аналогов. Коэффициент корреляции удельного электрического сопротивления и окварцевания, а также карбонатизации пород втрое больше критического уровня. Выполнено сопоставление применимости геофизических методов при выделении гидродинамических структур и мест отложения радионуклидов. Определены весовые значения поисковых признаков. Сумма весов признаков по данным электроразведки в 3 – 5 раз больше, чем по данным остальных геофизических методов (таблица 1). На этой принципиально новой основе определены физико-геологические предпосылки применения геофизических методов для выделения контроля распространения радионуклидов в литосфере. Суммарное весовое значение электроразведочных методов при оценке участков, перспективных на обнаружение гидродинамических структур и накопления радионуклидов составляет 17. Известно, что для картирования очагов подземных ядерных взрывов эффективна сейсморазведка. За пределами участков взрывов проявленность техногенной трещиноватости и, соответственно, информативность сейсморазведки снижаются. Недра на удалении от очагов взрывов преимущественно сохраняют свои природные характеристики.

Таблица 1. Весовая характеристика физических свойств (методов) при оценке перспективности участков на обнаружение гидродинамических структур и накопления радионуклидов

Физическое свойство	Выделение геологического параметра							Контрастность метода	Глубинность метода	Весовое значение (баллы)
	Пористость	Трещиноватость	Потоки вод	Окварцевание	Карбонатизация	Литология	Сульфидизация			
Удельное электрическое сопротивление	1	1	1	1	1	1	1	1	1	9
Поляризуемость	0	1	0	0	0	0	1	1	1	4
Потенциал течения	0	0	1	0	0	0	1	1	1	4
Плотность	1	1	0	0	0	1	0	0	2	5
Магнитная восприимчивость	0	0	0	0	0	1	0	0	2	3
Мощность экспозиционной дозы гамма- излучения	0	0	0	0	0	1	0	1	0	2

Миграция радионуклидов происходит с потоками вод в естественных гидродинамических структурах литосферы. Радионуклиды отлагаются в местах структурных и вещественных особенностей горных пород. Увязка локальных радиометрических аномалий производится на основе картирования этих особенностей. Соответственно формулируется комплекс геолого-геофизических методов для выявления путей миграции и мест скопления радионуклидов, поступающих в окружающую среду из очагов подземных ядерных взрывов.

Гравиразведка и магниторазведка используются для определения структурно-тектонической обстановки района поисков. К наиболее водопроницаемым относятся зоны пересечения крупных разломов. В этих зонах электропрофилированием выделяются массивы высокого сопротивления. На периферии и в пределах массивов электроразведкой КС выделяются локальные участки пониженного сопротивления. Затем, по данным электроразведки устанавливается наличие положительных аномалий естественного электрического поля. Совместное проявление этих признаков выделяет участки наиболее вероятных путей миграции, а также участков накопления радионуклидов. Структурная обстановка выделенных участков уточняется по данным электрокаротажа и метода заряда. Именно в данном контексте применение методов общей геофизики можно отнести к геологическому картированию гидродинамических структур, определяющих перераспределение радионуклидов в литосфере.

Обобщая вышеизложенное, можно утверждать, что:

– Разработано новое, физическое представление процесса взаимодействия горных пород и вод;

– Доказано соответствие представления реальным геологическим условиям;

– Физическое представление взаимодействия горных пород и вод применимо для выявления гидродинамических структур, определяющих миграцию радионуклидов, а также для и участков захоронения радиоактивных отходов.

Физическое представление взаимодействия горных пород и вод использовано для выделения и объяснения особенностей распространения радионуклидов из участков подземных ядерных взрывов Семипалатинского испытательного полигона (СИП). Рассмотрены геохимические и радиометрические данные по ручьям, вытекающим из боевых штолен, а также подземным потокам вод, проходящим через эпицентры ядерных взрывов.

На расстоянии 20 - 100 м от порталов боевых штолен отсутствуют значимые повышения гамма и бета активности донных отложений ручьев, вытекающих из штолен [3]. Далее отмечаются резкие увеличения активности донных отложений (рисунок 3).

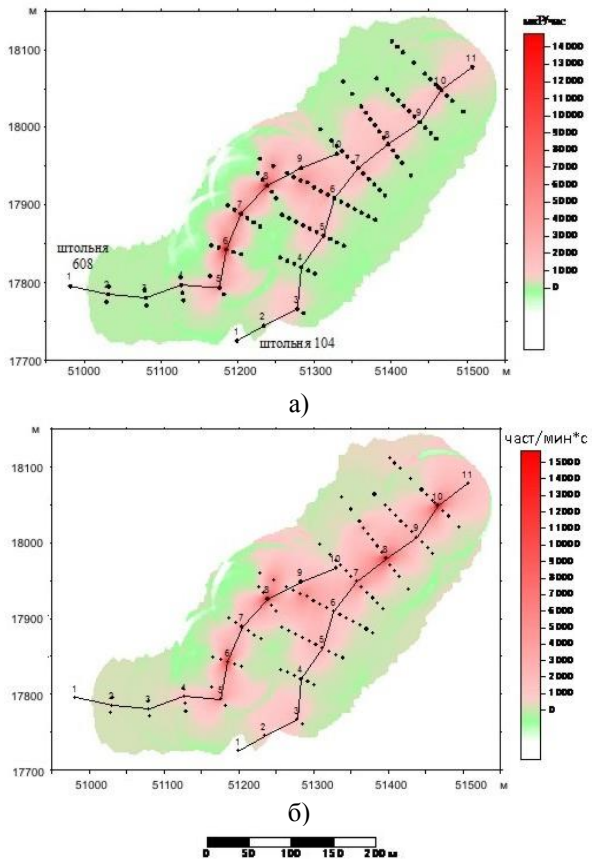


Рисунок 3. Распределения гамма и бета - активности донных отложений ручьев, вытекающих из штолен массива Дегелен (по данным ИРБЭ НЯЦ РК): а – гамма-активность, б – бета-активность

Распределения гамма и бета активности [3] заметно различаются (рисунок 4). Это обусловлено неодинаковой миграционной способностью гамма и бета излучающих нуклидов. Т.е. взаимодействие горных пород и вод различно сказывается на межфазном перераспределении радионуклидов.

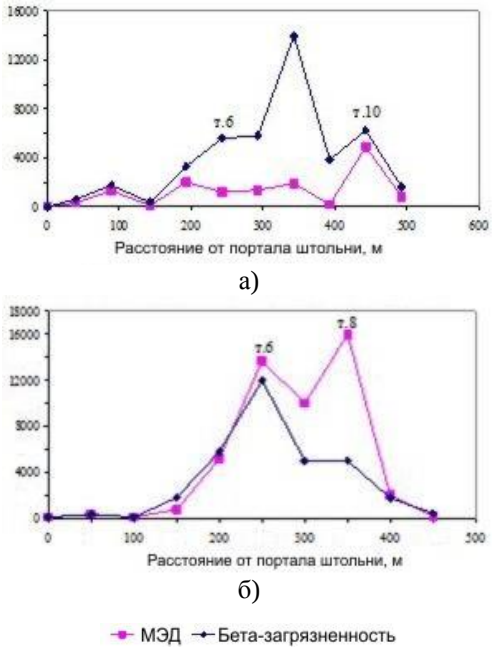


Рисунок 4. Графики гамма и бета активности донных отложений ручьев, вытекающих из штолен массива Дегелен (по данным ИРБЭ НЯЦ РК): а – штольня 104, б – штольня 608

На рисунке 5 показано распределение искусственного радионуклида трития и сопутствующих микроэлементов (цинка – 5а, свинца – 5б, марганца – 5в, железа – 5г.) в водном потоке от боевых скважин Жанансской зоны смятия, впадающем в реку Шаган. Обращается внимание на различие распределений концентраций микроэлементов вокруг пика содержаний трития. Пиковое повышение концентрации свинца по направлению потока вод проявляется до пика трития. Концентрации цинка повышены до пика трития, а также непосредственно на участке его проявления. Повышенные концентрации марганца частично проявлены на интервале пиковой концентрации трития и, далее – по направлению потока. Пиковые концентрации железа проявлены как до интервала пика трития, так и после него.

Сравнение расчетных значений энергии электрического поля некоторых катионов приведено в таблице 2. На основе ее представлен сокращенный ряд зональности применительно к гидрогеохимической обстановке СИП: Cz^{+} - Sr^{2+} - Pb^{2+} - Zn^{2+} - Fe^{2+} - Pu^{3+} - T^{+} - Fe^{3+} - Mn^{3+} - Mn^{4+} - Mn^{8+}. Выполнено сопоставление расчетных (таблица 2) и фактических распределений химических элементов (рисунок 5).

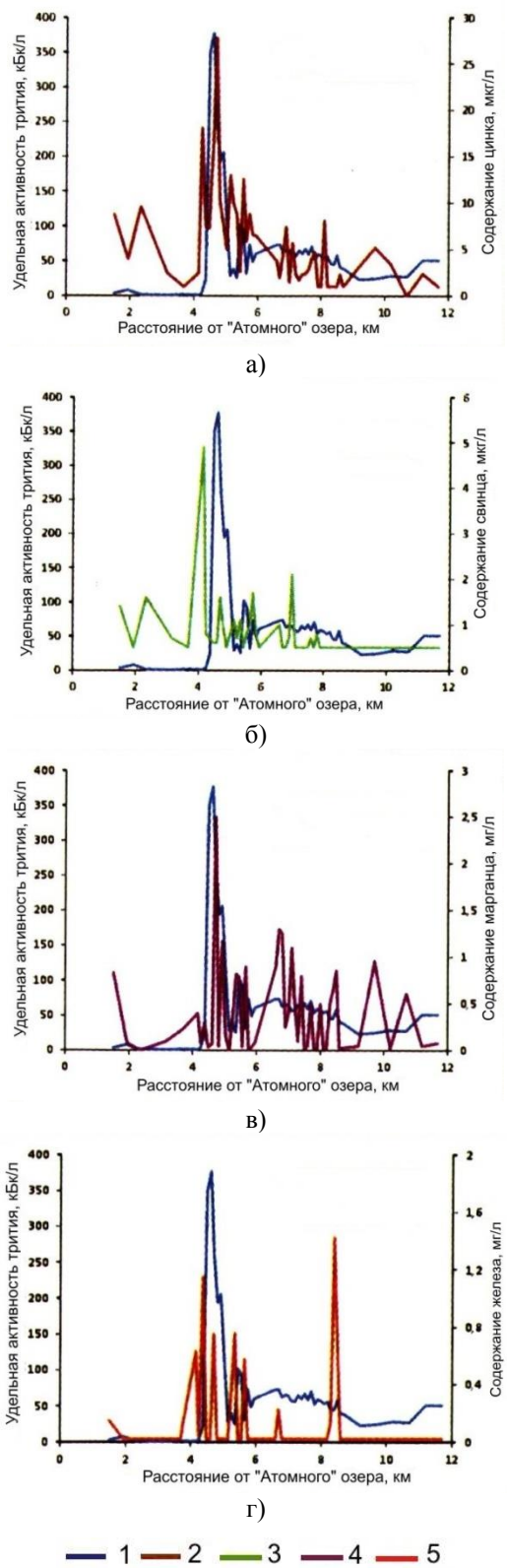


Рисунок 5. Распределения «тритий - микроэлементы» на участке притока подземных вод в реку Шаган на СИП [3]: а – тритий – цинк, б – тритий – свинец, в – тритий – марганец, г – тритий – железо

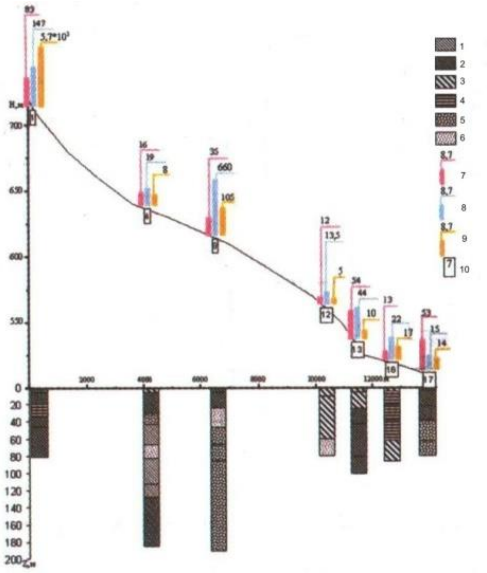
В зависимости от знака потенциала растворов относительно твердой фазы катионы растворов либо стремятся к выходу из потока или к удерживанию в потоке. Направление движения катионов определяется знаком потенциала течения. Отрицательный потенциал удерживает катионы в потоке, а положительный – удаляет. В целом, пространственное расположение микроэлементов водного потока от боевых скважин Жананской зоны смятия относительно трития отвечает вышеприведенному ряду зональности. Следует особо подчеркнуть, что в данном представлении показано накопление веществ непосредственно в водах потока. Локальные осложнения обусловлены изменением валентности микроэлементов и, возможно, мелкими водопритоками.

Таблица 2. Расчетные значения энергий электрического поля катионов

Ион	Валентность	Ионный радиус*)	Энергия (×10^{-28}к^2/м)
Cs^+	1	1,86	0,83
Sr^{2+}	2	1,32	4,65
Pb^{2+}	2	1,26	4,88
Zn^{2+}	2	0,83	7,40
Fe^{2+}	2	0,75	8,19
Co^{2+}	2	0,72	8,53
Pu^{3+}	3	1	13,82
H^+	1	0,1	15,36
T^+	1	0,1	15,36
Fe^{3+}	3	0,73	18,94
Mn^{3+}	3	0,67	20,63
Co^{3+}	3	0,64	21,60
Am^{4+}	4	0,89	27,61
Pu^{4+}	4	0,86	28,58
Pb^{4+}	4	0,76	32,34
Mn^{4+}	4	0,52	47,26
Mn^{8+}	7	0,46	163,62

Еще одной значимой особенностью является распределение радионуклидов по ручьям, вытекающим из массива Дегелен [1]. На рисунке 6 показаны значения активностей цезия, стронция и плутония в почвах по течению ручья Узынбулак. Видимая связь накопления радионуклидов с изменением почв от песка до глины – отсутствует. Отмечена высокая изменчивость концентраций радионуклидов по уклону рельефа в русле ручья. Изменчивость концентраций указывает на различия условий перехода радионуклидов из жидкой фазы в твердую. Наиболее вероятными причинами различия являются вещественные и структурные особенности среды, вмещающей поток. Предстоят детальные исследования для количественного доказательства этого утверждения.

К началу количественных исследований относится установление селективности накопления веществ. Наличие селективности доказано на примере существенного различия распределений радиоактивных загрязнений в непосредственно контактирующих поверхностных и грунтовых водах по ручью [9], вытекающему из боевых штолен (рисунок 7).



1 – легкий суглинок; 2 – суглинок; 3 – тяжелый суглинок; 4 – глина; 5 – супесчаная; 6 – песок; 7 – ^{137}Cz, Бк/кг; 8 – ^{90}Sr, Бк/кг; ^{239,240}Pu, Бк/кг; 7 – исследовательская площадка

Рисунок 6. Значения активностей основных радионуклидов в почвах по руслу ручья Узынбулак [данные ИРБЭ НЯЦ РК]

Активность цезия в поверхностных водах ручья практически в 40 раз превышает его активности в грунтовых водах. Для стронция это соотношение составляет 1,5, а для трития – 1,2. Т.е. цезий переходит из поверхностных вод в грунтовые намного слабее, чем стронций и тритий. Единственной причиной, количественно объясняющей данное различие (селективность накопления веществ), является соответствующее различие воздействия электрического поля на ионы, представленное таблицей 2. Воздействие электрического поля потенциала течения на переход ионов цезия из поверхностных вод в грунтовые намного слабее, чем воздействие на стронций и, далее, - на тритий. Помимо существенного различия активностей непосредственно контактирующих поверхностных и грунтовых вод отмечены еще две особенности: 1) наличие локальных повышений активности радионуклидов непосредственно в водах ручья. Это противоречит ожидаемому уменьшению концентраций веществ по мере удаления потока вод от места поступления радионуклидов. Кроме того, невозможно объяснить локальное накопление растворенных веществ в свободных водах другими причинами, помимо воздействия электрического поля; 2) различное пространственное положение пиков активности цезия стронция и трития в водах ручья. Методом исключения установлено, что различные положения пиков активности обусловлены различием воздействия электрического поля потенциала течения на указанные ионы [4,5].

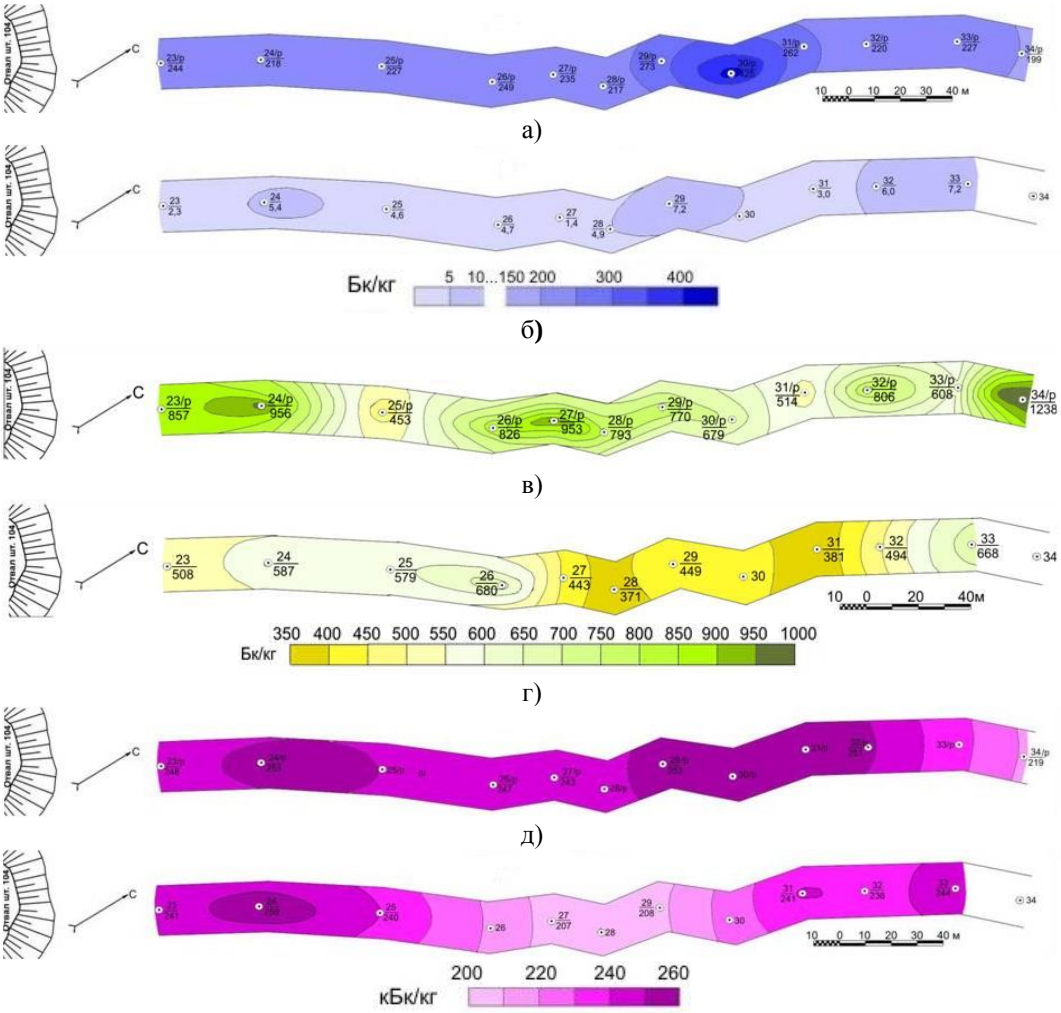


Рисунок 7. Участок Дегелен. Штольня 104. Соотношение активности радионуклидов в поверхностных и грунтовых водах вдоль ручья из штольни [Казакова Ю.И., 9]: а – загрязнение цезием-137 поверхностных вод, б – загрязнение цезием-137 грунтовых вод, в – загрязнение стронцием-90 поверхностных вод, г – загрязнение стронцием-90 грунтовых вод, д – загрязнение тритием поверхностных вод, е – загрязнение тритием грунтовых вод

Приведенные данные указывают, что локальные накопления радионуклидов в потоках вод – многократные. Соответственно многократными должны быть отложения радионуклидов из потоков вод в твердую среду. На Семипалатинском испытательном полигоне специализированные исследования по этому направлению пока не производились. Поэтому предварительное доказательство многократности отложения радионуклидов из потоков растворов приводится на основе результатов радиоэкологического обследования, выполненного автором на одном из крупных месторождений нефти. Радионуклиды извлекаются из недр вместе с водонефтяной смесью. Смесь проходит цикл отделения нефти от пластовых вод. Многочисленными замерами установлено, что радионуклиды находятся только в пластовых водах. Соответственно технологическое оборудование загрязняется радионуклидами происходит только на участках прохождения водонефтяной смеси и пластовых вод. При этом повышениями гамма-активности характеризуются откачные скважины, трубопроводы, резервуары (буферные емкости, резервуары разделения вода-нефть, емкости накопления пластовых вод) и скважины поддержания пластового давления (закачки пластовых вод в продуктивные горизонты). Максимумы активности отмечаются преимущественно в местах расширения потоков водонефтяной смеси и пластовых вод. К этим местам относятся сочленения труб различного диаметра, а также вводы труб в резервуары. Количество таких мест в технологическом оборудовании значительно. И везде происходит от-

ложение радионуклидов. Установлено, что при прохождении пластовых вод в технологическом оборудовании отлагается менее 10% радионуклидов из общего потока. Остальное возвращается в недра. Т. е. отложение радионуклидов из потоков вод происходит многократно и образует множество локальных загрязнений по направлению течения. При этом значимый уровень загрязнения формируется в первые месяцы работы оборудования и увеличивается по экспоненте с течением времени. Отсюда следует вывод, что полное осаждение радионуклидов из потока загрязненных вод на структурных и вещественных барьерах невозможно.

По своей сути перераспределение радионуклидов в технологическом оборудовании на нефтепромыслах является моделью перераспределения радионуклидов в литосфере. Согласно этой модели прекращение прослеживания миграции радионуклидов при достижении фоновых значений загрязнения в водах и вмещающих горных породах относится к недостаточно корректным решениям. Возможны дополнительные накопления радионуклидов, расположенные далее по потоку загрязненных вод. Именно такие накопления радионуклидов в гидродинамических структурах литосферы необходимо выделять на Семипалатинском испытательном полигоне. Картирование участков радиоактивного загрязнения послужит основой для общей оценки радиационной опасности недр и разработки мероприятий по оптимальному вмешательству в сложившуюся ситуацию. Таким образом, необходимо более детальное и протяженное обследование потоков вод на поверхности и в недрах Семипалатинского испытательного полигона.

Заключение

Изложено физическое представление о взаимодействии горных пород и вод через посредство электрического поля в условиях радиоактивного загрязнения, образованного подземными ядерными взрывами на территории СИП. На основе этого представления непротиворечиво объяснены:

– наличие локальных максимумов накопления радионуклидов, удаленных от источников загрязнения;

– селективность распределения химических элементов (включая радионуклиды) по данным гидрогеохимического опробования реки Шаган на Семипалатинском полигоне. Поступление свинца опережает поступление других элементов, затем идут цинк и марганец. Поступление железа отмечено двумя интенсивными пиками;

– неодинаковость интенсивности переходов различных радионуклидов между поверхностными и грунтовыми водами

Согласно приведенным данным полагается, что физико-геологическое представление о взаимодействии горных пород и вод применимо к объяснению миграции загрязнений в литосфере Семипалатинского испытательного полигона.

Целенаправленное применение поисковых признаков сужает область исследований и позволяет более надежно оценить радиационную ситуацию на территории полигона. Тем самым создается основа для исполнения принципа оптимизации (статья 3 Закона Республики Казахстан «О радиационной безопасности населения») - поддержание на возможно низком и достижимом уровне с учетом экономических и социальных факторов индивидуальных доз облучения и числа облучаемых лиц.

Литература

1. Айдарханов, А.О. Состояние экосистемы р. Шаган и основные механизмы его формирования. Сб. трудов ИРБЭ / А.О. Айдарханов [и др.] // Курчатов, 2010. – С. 9-56.
2. Коржинский, Д.С. Теория метасоматической зональности. / Коржинский, Д.С./ М., 1969.
3. Паницкий, А.В. Характерные особенности радиоактивного загрязнения компонентов природной среды экосистем водотоков штолен горного массива Дегелен. Сб. трудов ИРБЭ / А.В. Паницкий, Р.Ю. Магашева, С.Н Лукашенко // Курчатов, 2010. – С 57-102.
4. Романов, А.М. Взаимодействие вод с горными породами / А.М. Романов// Алматы: ИВТ НАК «Казатомпром», 2003. - 247 с. – ISBN 9965-13-902-4
5. Романов, А.М. Миграция долгоживущих загрязняющих веществ в литосфере/ А.М. Романов// Алматы: КАПЭ, 2005. - 147 с. – ISBN 9965-32-096-9
6. Романов,А.М. Геолого-геофизическое картирование на основе геоэлектрических особенностей взаимодействия горных пород и вод. / А.М. Романов // Современные проблемы науки и образования, 2013. – № 5.
7. Gatzweiler, R. Exploration of the Key Lake uranium deposits, Saskatchevan, Canada. Uranium exploration case histories / R. Gatzweiler [et al] // Vienna, 1981. – P. 195-220.
8. Romanov, A.M. Tailing water of uranium processing plants. Medical-biological and Radioecological problems on uranium- and oil producing region. / A.M. Romanov, M.A. Asilbecov // IV International Theoretical and Practical Conference materials. 27-29 Sp. 2010.
9. Отчет по мероприятию «Обеспечение безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона» в составе государственной бюджетной программы БП-011 «Обеспечение радиационной безопасности» за 2006 г. – ИГИ НЯЦ РК; рук. Демин В.Н. – Курчатов, 2006. -77 с.

СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫНДА РАДИОНУКЛИДТЕР ЖЫЛЫСТАУ ЖӘНЕ ТҰНУ УЧАСКЕЛЕРДІ КАРТАЛАУЫН ФИЗИКА-ГЕОЛОГИЯЛЫҚ НЕГІЗДЕУ

Романов А.М.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Таужыныстар мен сулардың өзара әрекеттестігінің геоэлектрлік ерекшеліктері негізінде радинуклидтер жылыстау мен тұну учаскелерін геология-геофизикалық карталауына жаңа көзқарасы сипатталған. Радионуклидтерді шаймалайтын, тасымалдайтын және бөліп жинайтын геологиялық құрылымдарды айқындауы, ағым потециалдың табиғи электрлік өрісі арқылы сол әрекеттестіктердің ерекшеліктерінде негізделген іздеу нышандарын пайдаланумен жүргізіледі. Есептер және эксперименттермен су ағудың потенциалы таужыныстарға қатысты бірнеше жүз милливольт болуы көрсетілген, бұл электрхимиялық реакциялары болуына жеткілікті. Заряды және мөлшерімен өзгеше болатын иондарға өріс әрекеттерінің айырмашылығы, иондар фазалар арасында өтудің селективтігін және минералдар компонентерінің бөлшегі шаймалануын түсіндіреді. Таужыныстарда заттар қайта таралудын анықталған ерекшеліктерін радиоактивті қалдықтарын көмуіне перспективті учаскелерін бөлу үшін пайдалануы ұсынылады, қоршаған орта радионуклидтермен ластанулары кеңістік таралуын зерделеумен қатар.

PHYSICAL-GEOLOGICAL SUBSTANTIATION OF MIGRATION SITES MAPPING AND RADIONUCLIDES SETTLEMENT AT SEMIPALATINSK TEST SITE

A.M. Romanov

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Republic of Kazakhstan

The article describes new approach to geological and geophysical mapping of migration sites and radionuclides settlement based on geo-electrical features of interactions of rocks and waters. The identification of geological structures weathering, transporting and depositing radionuclides is conducted using the prospecting indicators based on the features of this interaction via natural electric field of flow potential. The calculations and experiments showed that the difference of water flows' potentials regarding the rocks may reach up to several hundreds of millivolts, which is enough for electric-chemical reactions to pass. The difference of the field's impact on the ions that differ by number in terms of charges and sizes, explains the selectivity of the ions' transfer between the phases and weathering of the substances in the rocks to single out the sites promising for the burial of radioactive waste along with the study of special distribution of radionuclide contamination of the environment.

УДК 504.054:621.039.9

РАДИОЭКЛОЛГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР ЧЕЛЯБИНСКОЙ И КУРГАНСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

Рыбаков Е.Н., Тягунов Д.С., Липаев С.А., Юрков А.К.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Приведены результаты гамма-съемки на территории Южного и Среднего Урала после испытания водородной бомбы на Семипалатинском испытательном полигоне 12 августа 1953 г. и результаты изучения распределения цезия-137 в донных и пойменных отложениях озер. Показана существенная роль в распространении радиоактивных загрязнений деятельности предприятия «Маяк». Показано также, что более высокий современный уровень загрязнения пойменных отложений цезием-137 по сравнению с озерными илами свидетельствует о существенном влиянии различной сорбционной способности пойменной и водной растительности и «прибойным» влиянием прибрежной части водоемов.

Работа предприятий атомно-промышленного комплекса и особенно аварии на них, неоднократно подвергали воздействию радиоактивного техногенного загрязнения территорию Южного и Среднего Урала. Определенный вклад в уровень загрязнения техногенными радионуклидами внесли испытания ядерного оружия на Тоцком и Семипалатинском полигонах, авария на ПО «Маяк», работа Белоярской атомной электростанции, разработка месторождений радиоактивного сырья и др.

Последние масштабные работы по изучению радиоактивных загрязнений проводились в Уральском регионе в начале девяностых годов прошлого столетия. В основном они были направлены на площадное исследование Восточно-Уральского радиоактивного следа (ВУРСа) и практически не коснулись оценки степени влияния на уровень загрязнений остальной территории Южного и Среднего Урала радиоактивными техногенными изотопами за счет других источников (например, испытания ядерного оружия на Семипалатинском полигоне 1953 г.). Масштабность радиационного загрязнения территории Урала за счет события 1953 г. отражена в отчете Ю.П. Булашевича [1]. Со временем радиоактивное загрязнение за счет смыва радионуклидов с поверхности почвы приводит к радиоактивному загрязнению рек и озер. Для изучения распространения и переотложения радиоактивного загрязнения, вызванного испытаниями ядерного оружия на Семипалатинском полигоне в1953 г. и аварией на ПО «Маяк» 1957 г., были проведены исследования радиоактивности донных отложений озер Челябинской области. Следует отметить, что если последствия аварии в 1957 г. на ПО «Маяк» были всесторонне изучены, то о заражении территории Южного и Среднего Урала вследствие испытаний водородной бомбы в 1953 г. практически нет сведений.

Сообщение об испытании водородной бомбы в Советском Союзе было впервые опубликовано в газете «Правда» 20 августа 1953 г. 12 августа 1953 года в СССР был испытан первый термоядерный заряд РДС–6с. Заряд располагался на стальной башне, на высоте 30 м. Мощность взрыва составила 400 кт, что в 20 раз превысило энерговыделение первой атомной бомбы. Как оказалось в последствии, этот испытательный взрыв был не только одним из самых мощных, но и одним из самых «грязных» в смысле радиоактивного загрязнения сопредельных территорий. Радиоактивное облако, размерами 100 на 200 км, через 3 часа после взрыва разделилось на 3 части. Первая двигалась в направлении к оз. Байкал, средняя часть - в направлении г. Омск, самая нижняя часть облака - по малому кругу вокруг Алтайского края в направлении г.Омска, г. Караганды и т.д. В это же время, в августе 1953 г. геофизический отряд горно-геологического института УФАН проводил гамма-съемку в районе горы Егоза в 3 км от разъезда Кувалжиха Южно-Уральской железной дороги. 14 августа было обнаружено резкое повышение гамма–фона и попытки эталонировки радиометрической аппаратуры не привели к другим результатам. В то же время исследование шпуров показало, что гамма–фон в них не изменился. Был сделан вывод о том, что имеется сильное поверхностное радиационное загрязнение[1] .С 15 августа стали проводиться систематические исследования пространственно-временных изменений гамма-фона. Обычный гамма–фон в данном районе по результатам предыдущих измерений был известен, его величина колебалась в пределах от 10 до 15 мкР/ч. Результаты измерений по профилю в северном направлении приведены в таблице 1 [1].

При проведении гамма-съемки было обнаружено, что на залесенных участках аномальный гамма-фон был значительно выше, чем на участках с малой растительностью. Крона деревьев, по-видимому, создает благоприятные условия для осаждения из атмосферы радиоактивных осадков. На полях, вспаханных после 15 августа, активность была значительно ниже (в пределах 20-25 мкР/ч), чем на соседних луговых участках (до 400 мкР/ч). Это связано с тем, что активный осадок запахивался в землю при переворачивании пласта. Особенно низкой была гамма-активность над водной поверхностью. 18

августа над водой наблюдался гамма-фон интенсивностью до 30 мкР/ч, в то же время на расстоянии нескольких метров на лугах и в густой траве - до 400 мкР/ч [1]. В период 14 - 15 августа было зафиксировано максимальное повышение общего уровня гамма-фона на Урале, которое достигало в районе г. Челябинска 1500 мкР/час, в районе г. Свердловска - 300 мкР/ч, в районе г. Катайска - 1200 мкР/ч, в районе г. Сухой Лог - 600 мкР/ч. [1].

Таблица 1. Результаты измерения гамма-фона 15-16 августа 1953 года

№	Точка съемки	мкР/час	Примечание
1	База отряда 15.08.1953	900	Вост. склон г. Егоза
2	На север 6 км	1030	Долина ручья
3	На север 9 км	850	Лес
4	На север 12 км	940	На горе
5	На север 15 км	1030	На горе
6	На север 19 км	940	Восточный склон
7	База отряда 16.08.1953	720	

Осенью 1957 г. в результате взрыва хранилища высокоактивных жидких отходов на ПО «Маяк» произошла радиационная авария, которая оставила Восточно-Уральский радиоактивный след. Радиоактивные вещества выпадали на протяжении 300–350 км в северо-восточном направлении от места взрыва (по направлению ветра), что привело к радиоактивному загрязнению значительных территорий Челябинской, Свердловской и Курганской областей [2].

Свой вклад в уровень радиационного загрязнения данных территорий внес и второй радиационный инцидент на Южном Урале, который произошел весной 1967 г. В результате ветрового подъема пылеватых частиц, содержащих радионуклиды с береговой полосы усыхающего озера Карачай, в которое ранее сливались жидкие радиоактивные отходы ПО «Маяк» [3], произошло дополнительное заражение Челябинской, Свердловской и Курганской областей вне пределов ВУРСа.

Большой практический интерес в решении проблем радиоэкологии, а также как один из наиболее информативных объектов исследований являются донные отложения рек и озер. С течением времени в результате смыва дождевыми и талыми водами происходит перенос и вторичное накопление, перераспределение и миграция радионуклидов в пониженные участки рельефа местности, что приводит к увеличению радиоактивного загрязнения пойменных участков и донных отложений рек и озер. Аккумулируя загрязнители, поступающие с водосборов в течение длительного промежутка времени, донные осадки являются индикатором экологического состояния территории, своеобразным интегральным показателем уровня загрязненности. Исследование донных отложений озер позволяет проследить распространение и переотложение радиоактивных загрязнений, изучить динамику накопления загрязнений за длительный период времени, а также выделить временные интервалы наиболее интенсивного поступления радионуклидов. В период 2012–2013 гг., т.е. по истечении 60 лет после испытания водородной бомбы и аварии на ПО «Маяк» сотрудниками Института геофизики УрО РАН были исследованы донные отложения озер Челябинской области, расположенные с восточной стороны хребта Уральских гор от Чебаркуля до Каслей (рисунок 1).

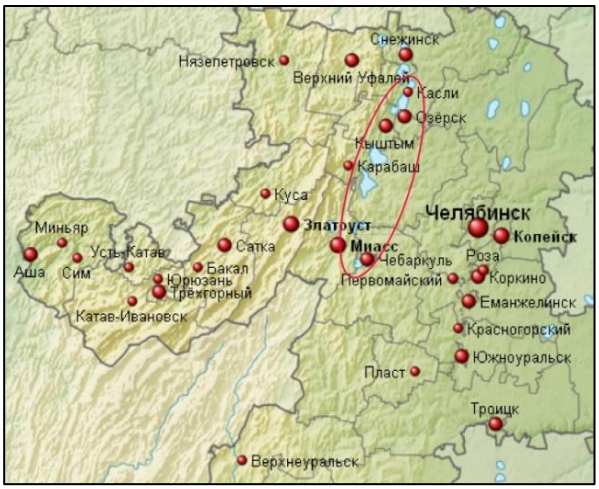
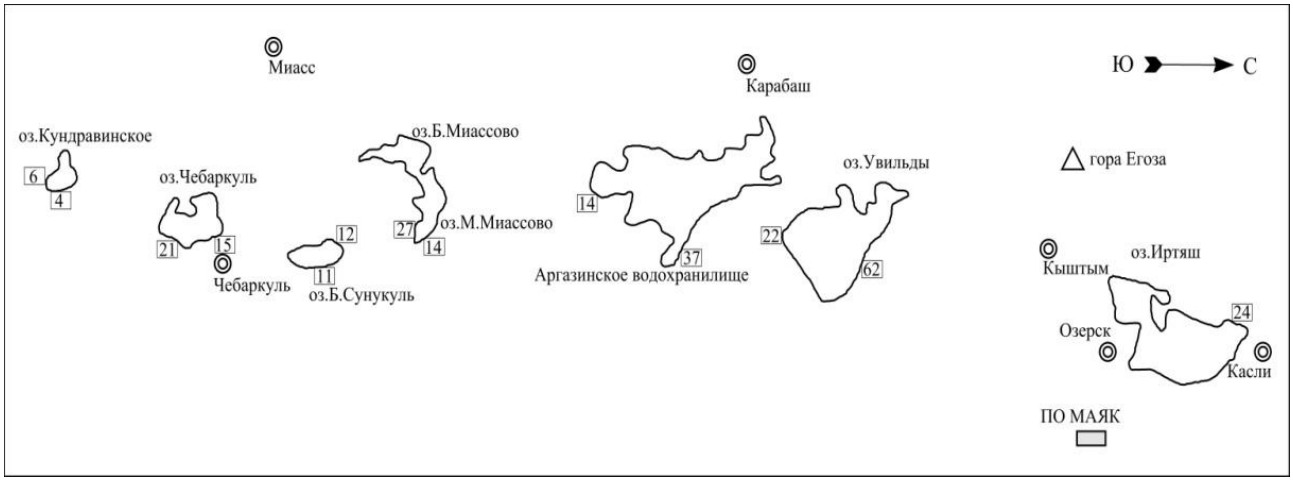


Рисунок 1. Фрагмент карты Челябинской области. Овалом выделена область исследования

По прошествии 60 лет, из большого числа продуктов ядерного деления, поступивших в окружающую среду, остаются три радиологически значимых радионуклида: цезий-137 (с периодом полураспада 30,17 лет), стронций-90 (28,6 лет) и тритий-3 (12 лет). Поскольку радионуклиды распределяются в самой верхней части иловых отложений, и 75% их находятся в слое 0 - 10 см [4], пробы отбирались до глубины 20 см в зависимости от типа грунта, с учетом того, коэффициент накопления радионуклидов повышается в ряду: песчаный грунт < затопленная почва < илистый сапропель [4]. На каждом озере с разных берегов отбиралось несколько проб, каждая весом не менее 1 кг. Пробы помещались в полиэтиленовые пакеты и транспортировались в лабораторию для дальнейших гамма-спектрометрических измерений. С помощью GPS-60 Garmin с места отбора каждой пробы определялись географические координаты. Также определялась и мощность экспозиционной дозы.

Измерения радиоактивности проб проведены гамма-спектрометром УДС-Г-63×63-USB в камере низкого фона. В качестве защиты от внешнего излучения использовался экран из Pb = 45 мм; Cd = 3 мм; Cu = 0,5 мм. Результаты измерений показали (рисунок 2), что в донных отложениях озер:



Цифры в квадратах (место отбора пробы) – активность цезия-137 в Бк/кг

Рисунок 2. Схема расположения озер и мест отбора проб

Таблица 2. Сводные результаты измерений активности цезия-137 в донных отложениях озер Челябинской области

Название озера	GPS-координаты	Мощность экспозиционной дозы (мкР/ч)	Активность Cs-137 в пойме Бк/кг	Активность Cs-137 в илах Бк/кг
Аргазинское водохранилище	N 55.31546 E 60.38457	10	37	12
Большой Сунукуль	N 55.07020 E 60.40740	5,5	12	5
Иртяш	N 55.86670 E 60.70066	5	24	9
Кундравинское	N 54.83852 E 60.24684	9	7	6
Малое Миассово	N 55.15248 E 60.38692	5	27	6
Увильды	N 55.54704 E 60.53877	17,5	62	22
Чебаркуль	N 54.94650 E 60.34479	7,5	21	6

Кундравинское, Чебаркуль, Б. Сунукуль, М. Миассово, Увильды, Иртяш и Аргазинского водохранилища был обнаружен изотоп цезия-137. К настоящему времени прошло два периода полураспада по цезию-137, т.е. распалось 75% от первоначального выпадения.

Из рисунка 2 видно, что активность цезия-137 в донных отложениях возрастает по мере приближения к территории ПО «Маяк». Несмотря на то, что временной интервал между испытаниями 1953 г. и аварией 1957 г. небольшой по отношению к прошедшим годам (60 лет) и в сравнении с периодом полураспада цезия-137 (30 лет), значимую роль в радиоактивном загрязнении имеет, очевидно, авария на ПО «Маяк». В качестве одного из вариантов объяснения наблюдаемого распределения цезия-137 в пойменных и донных отложениях озер (если не было других аварий) может быть распространение части радиоактивного выброса, после аварии 1957 г., в другом направлении по отношению к ВУРС, как это было со следами от взрыва на Семипалатинском полигоне в 1953 г. В таблице 2 приведены данные, полученные по озерам Челябинской области.

Следует отметить, что измеренные значения содержаний цезия-137 в донных отложениях не на много превышают его уровень, обусловленный глобальными выпадениями из атмосферы. Так в ряде работ отмечается содержание цезия-137 в городских отложениях пониженных частей рельефа до 18 Бк/кг [5]. В отчете Ю. П. Булашевича также отмечено, что территория г. Челябинска выделялась повышенными значениями гамма-фона [1]. В качестве рабочей гипотезы объяснения отмеченного факта, можно предположить, что повышенная запыленность и температурный фон атмосферы мегаполисов способствуют выпадению радиоактивных изотопов из воздушной среды.

Установлено, что активность цезия-137 в пробах с пойменных участков в большинстве озер превышает активность в иловых отложениях до нескольких раз. Предположительно такая особенность распределения цезия-137 вызвана различиями в сорбционной активности пойменной и донной растительности и «прибойной» активностью прибрежных частей озер.

Литература

1. Булашевич, Ю.П. Аномальный фон гамма-излучения на Урале в августе и в последующие месяцы 1953 года / Ю.П. Булашевич. - Свердловск, 1954. – 43 с.
2. Восточно-Уральский радиоактивный след (сборник статей, посвященных последствиям аварии 1957 года на ПО «Маяк») // Под редакцией Аклеева А.В. и Киселева М.Ф. – Челябинск, 2012. – 352 с..
3. Литовский, В.В. Естественно-историческое описание исследований окружающей среды на Урале: Монография. – Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2001. – 476 с.
4. Трапезников, А.В. Влияние АЭС на радиологическое состояние водоема-охладителя / А.В. Трапезников [и др.]. - Екатеринбург: Изд-во «АкадемНаука», 2008. – 400с.
5. Галичина, А.М. Челябинская область. Министерство по радиационной и экологической безопасности. Комплексный доклад о состоянии окружающей среды Челябинской области в 2010 г. / А.М. Галичина. - Челябинск: М-во по радиац. и экол. безопасности Челяб. обл., 2011. – 145 с.

ЧЕЛЯБИНСК ЖӘНЕ КУРГАН ОБЛЫСТАРДЫҢ КӨЛДЕРІНДЕГІ ҰЙЫҚ ТҮЗІЛІМДЕРІН РАДИОЭКОЛОГИЯЛЫҚ ЗЕРТТЕУЛЕРІ

Рыбаков Е.Н., Тягунов Д.С., Липаев С.А., Юрков А.К.

РҒА Урал бөлімінің Геофизикаинституты, Екатеринбург, Ресей

1953 ж. 12 тамызда Семей сынау полигонында сутек бомбасын сынаудан кейін Онтүстік және Орта Урал аумағында гамма-түсірудің нәтижелері және көлдердің түбіндегі және жайылмадағы түзілімдерінде цезий-137 таралуын зерделеу нәтижелері келтірілген. Радиоактивті ластанудың таралуында «Маяқ» кәсіпорынның елеулі маңызы бар болуы көрсетілген. Жайылмадағы түзілімдер ластанудың қазіргі деңгейі көлдердегі ұйықтармен салыстырғанда жоғары болуы жайылма және су өсімдердің әр түрі сорбциялық қабіеттілігінің елеулі ықпалы және суқоймалардың жағалау бөлшегінде «соқпа толқын» әсері туралы куәландырады.

RADIOECOLOGICAL RESEARCH OF SILT SEDIMENTS OF LAKES IN CHELYABINSK AND KURGAN REGIONS

E.N. Ribakov, D.S. Tyagunov, S.A. Lipaev, A.K. Yurkov

Institute of Geophysics, Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia

The results of the gamma survey on the territory of the South and Middle Ural, after the testing of the hydrogen bomb on August 12, 1953, at the Semipalatinsk test site and the results of the study of the distribution of Cs-137 in the bottom and floodplain sediments of the lakes are presented in the paper. A significant role in the spread of radioactive contamination of activity of the enterprise "Mayak" is shown. A more modern high pollution level of floodplain sediments by Cs-137 in comparison with lake silts demonstrates a significant influence of different sorption ability of floodplain and aquatic vegetation and "breaking" influence of the coastal waters.

УДК 550.38:550.348.

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ ПАРАМЕТРОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 28 ЯНВАРЯ 2013 Г. НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Ким А.С., Мукашева С.Н., Соколова О.И., Бурлаков Г.В., Качусова О.Л.

Институт ионосферы Национального центра космических исследований и технологий Национального космического агентства Республики Казахстан, Алматы, Казахстан

Приводятся результаты изучения вариаций геомагнитного поля по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» [43.2°N; 76.9°E] в период землетрясения 28 января 2013 г., произошедшего на территории северного Тянь-Шаня, в 230 км к востоку от г. Алматы (время 22 часа 38 минут по времени Астаны, 16 часов 38 минут по Гринвичу, магнитуда M=6.1, энергетический класс=15.3, координаты эпицентра [42.64°N; 79.76°E], глубина 10 км). Землетрясение ощущалось в г. Алматы с интенсивностью 4 - 5 балла. Описаны основные геомагнитные эффекты накануне и в период землетрясения.

Аномальные геомагнитные возмущения перед землетрясениями фиксировались неоднократно [1–9]. Геомагнитные предвестники могут возникать вследствие локальных изменений проводимости в коре Земли, изменения напряженного состояния в магнитоактивных объемах горных пород при деформации сжатия и развитии электрокинетических процессов. Величина аномалии магнитного поля, вызванной электрокинетическими явлениями, для сейсмотектонических условий Северного Тянь-Шаня достигает порядка 8 нТл [1]. Авторами изучены вариации геомагнитного поля по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» [43.2°N; 76.9°E] в период землетрясения на территории северного Тянь-Шаня 28 января 2013 г.

Описание землетрясения в Алматинской области 28 января 2013 г.

Для анализа состояния геомагнитного поля накануне и в период землетрясения были использованы данные геомагнитной обсерватории «Алма-Ата», которая является членом Международной сети геомагнитных обсерваторий (INTERMAGNET). Были подготовлены массивы минутных и часовых значений dX, dY, dZ-компонент и полного вектора F геомагнитного поля для землетрясения 28 января 2013 г. Здесь: dX, dY, dZ – вариации трех составляющих вектора геомагнитного поля, X (направлена на геомагнитный север), Y (направлена на восток, перпендикулярно оси X) и Z (направлена вверх). Согласно оперативным данным ЦСОССИ ИГИ [10] 28 января 2013 г. в 22 часа 38 минут по времени Астаны (28 января в 16 часов 38 минут по Гринвичу) в Алматинской области в 230 км к востоку от г. Алматы произошло землетрясение магнитудой M=6.1, энергетический класс=15.3, координаты эпицентра [42.64°N; 79.76°E], глубина 10 км. Землетрясение ощущалось в г. Алматы с интенсивностью 4 - 5 балла. Расположение эпицентра землетрясения показано на рисунке 1. За 7 часов после главного толчка произошло большое количество афтершоков. Наиболее сильные среди них с магнитудой более 4-х имеют 9 афтершоков, их параметры приведены в таблице 1.



Рисунок 1. Расположение эпицентра землетрясения 28 января 2013 г магнитудой 6.1 в Алматинской области

Таблица 1. Афтершоки в очаге сильного землетрясения 28 января 2013 г., произошедшего в Алматинской области

№	Дата	Время (по Гринвичу)	Широта	Долгота	Магнитуда (mb)	Энергетический класс K
1	28.01.2013	17:09	42.62	79.60	4.3	9.1
2	28.01.2013	17:12	42.61	79.68	4.4	9.7
3	28.01.2013	17:31	42.62	79.66	4.8	10.4
4	28.01.2013	18:49	42.61	79.73	4.3	9.1
5	28.01.2013	19:11	42.62	79.59	4.5	9.8
6	28.01.2013	19:47	42.59	79.63	4.8	10.6
7	28.01.2013	20:37	42.61	79.66	4.8	10.5
8	28.01.2013	20:40	42.60	79.60	4.5	9.3
9	28.01.2013	23:49	42.60	79.65	4.2	9.2
10	29.01.2013	05:19	42.60	79.65	4.1	9.0

№	Дата	Время (по Гринвичу)	Широта	Долгота	Магнитуда (mb)	Энергетический класс К
11	29.01.2013	08:57	42.63	79.70	5.0	11.0
12	29.01.2013	14:50	42.62	79.60	4.0	8.8

Анализ состояния геомагнитного поля в период землетрясения в Алматинской области 28 января 2013 г. по данным обсерватории «Алма-Ата»

Землетрясение в Казахстане произошло в год максимума 24-го солнечного цикла (2013 г.), однако, в силу слабости вспышечной деятельности Солнца в 24 цикле, число солнечных пятен в это время было низким (W=~40). Интенсивность потока радиоизлучения Солнца на длине волны 10.7 см составляла (F10.7~95). Что касается обстановки в геомагнитном поле, то накануне землетрясения произошла умеренная геомагнитная буря. По часовым значениям, максимум положительной фазы геомагнитной бури (Dst = +22 нТл) наблюдался 25 января в 20:30 UT, и максимум отрицательной фазы наблюдался 26 января 2013 г. в 22:30 UT (Dst = -51 нТл).

Трехчасовые значения геомагнитной активности – К-индекса [2–4], – в течение этой бури достигали величины более 40 нТл. В момент землетрясения, которое произошло на фазе восстановления геомагнитной бури 28 января 2013 в 16:38:53 UT, значения К-индекса не превышали 10 нТл, а значения Dst-индекса были небольшими отрицательными (Dst = 10). То есть, в момент землетрясения геомагнитная обстановка уже не была явно возмущенной – магнитное поле практически восстановилось после бури. Геомагнитные возмущения, зарегистрированные в обсерватории «Алма-Ата» [43.2°N; 76.9°E] за период с 10 января по 20 февраля 2013 г. приведены в таблице 2.

Как видно из таблицы 2, имели место 4 малые и 5 умеренные геомагнитные бури. Вариации минутных значений dX-, dY-, dZ-компонент и полного вектора F геомагнитного поля по данным обсерватории «Алма-Ата» [43.2°N; 76.9°E] за период с 20.01 по 31.01. 2013 г. приведены на рисунке 2.

Таблица 2. Геомагнитные возмущения, зарегистрированные в обсерватории «Алма-Ата» за период с 10 января по 10 февраля 2013г.

Начало бури (время местное)	Окончание бури (время местное)	Характер бури	Длительность	К-индекс магнитной активности
14.01 с 03ч	14.01 до 09ч	ММБ	6ч	4
17.01 с 00ч	18.01 до 03ч	УМБ	27ч	5
18.01 с 15ч	19.01 до 09ч	УМБ	18ч	5
20.01 с 18ч	20.01 до 21ч	ММБ	3ч	4
25.01 с 21ч	27.01 до 09ч	УМБ	36ч	5
02.02 с 15ч	03.02 до 03ч	ММБ	12ч	4
13.02 с 21ч	14.02 до 21ч	УМБ	24ч	5
16.02 с 18ч	17.02 до 03ч	УМБ	9ч	5
17.02 с 18ч	18.02 до 03ч	ММБ	9ч	4

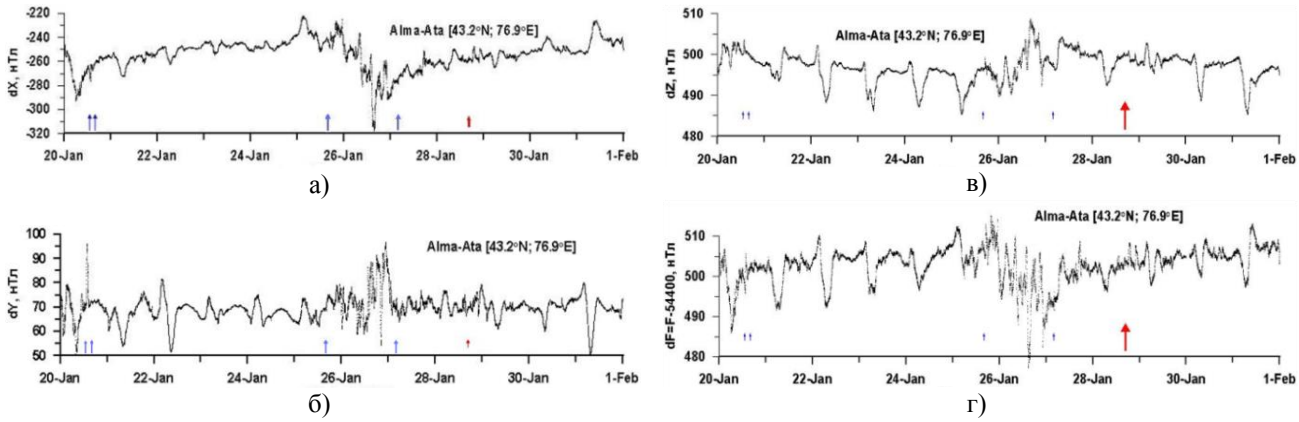


Рисунок 2. Вариации dX, dY, dZ и полного вектора F геомагнитного поля по данным обсерватории «Алма-Ата за период с 20 по 31 января 2013 г.: а – dX – компонента, б – dY- компонента, в – dZ-компонента, г - полный вектор F

В вариациях параметров превалируют, естественно, реакция геомагнитного поля Земли на события на Солнце, в солнечном ветре. Суточные вариации минутных значений геомагнитных параметров dX-, dY-, dZ-компонент и полного вектора F геомагнитного поля за магнитоспокойные дни – 21 января, 22 января, 23 января, 24 января, 28 января, 29 января, 30 января, 31 января 2013 г., – по данным обсерватории «Алма-Ата» приведены на рисунках 3, 4, 5 и 6, соответственно. При этом рассматриваемое время условно разделено на два периода: до землетрясения (21 - 24 января 2013 г.) – рисунки 3а, 4а, 5а и 6а и период основного толчка и его афтершоков (28 - 31 января 2013 г.) – рисунки 3б, 4б, 5б и 6б.

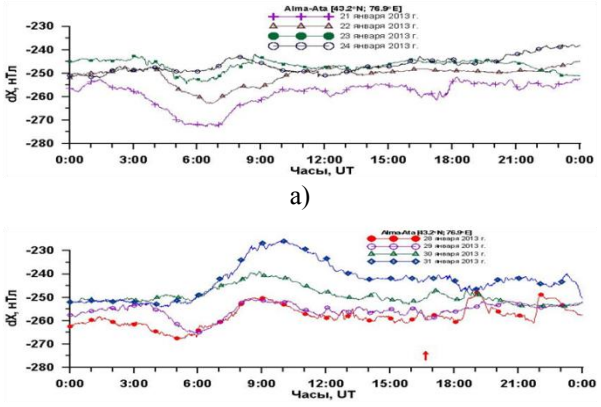


Рисунок 3. Суточные вариации минутных значений dX-компоненты по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата»: а – период с 21 по 24 января 2013 г., б – период с 28 по 31 января 2013 г.

Можно выделить следующие особенности в характере вариаций геомагнитного поля в связи с землетрясением, произошедшем в Алматинской области 28 января 2013 г.;

1. Понижение на ~18 - 21 нТл суточного хода X-компоненты в магнитоспокойные дни 21 января 2013 г. (за 7 суток до землетрясения), в день землетрясения 28 января и 29 января, когда имели место афтершоки магнитудами более 4.5 (таблица 2), относительно магнитоспокойных дней 22 - 24 января и 30 - 31 января 2013 г. (рисунок 3). В [11] отмечается, что значения K и kp (среднее планетарное значение K) перед сильными коровыми землетрясениями на суше (M > 6.5 и глубины эпицентра < 30 км) за 2000 - 2006 гг. характеризуются статистически значимыми вариациями, выделяющимися на фоне естественных вариаций. Они появляются за 6 – 7 суток до землетрясения во временных рядах характеристик геомагнитной активности и за 12 – 15 часов в спектрах вариаций характеристик геомагнитной активности: Перед сильными землетрясениями выявлено снижение возмущенности характеристик геомагнитной активности, за 12 часов до землетрясения увеличивается мощность высокочастотных гармоник при уменьшении относительной мощности низкочастотных гармоник.

2. Слабо выраженный суточный ход в освещенной Солнцем стороне в вариациях dY- и dZ-компонент 23 - 24 января и 28 - 30 января 2013 г. относительно таких же магнитоспокойных дней 21, 22, 31 января 2013 г. (рисунки 4 и 5).

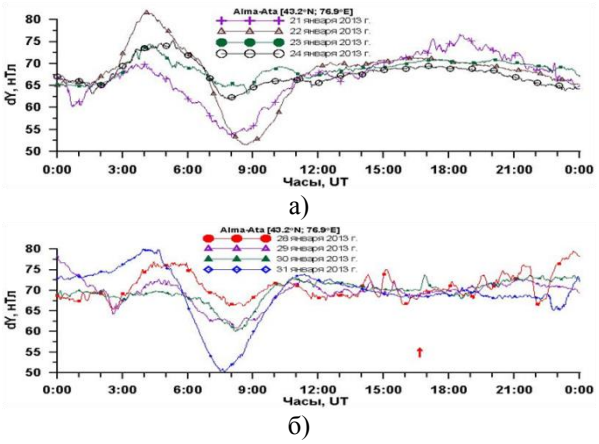


Рисунок 4. Суточные вариации минутных значений dY-компоненты по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата»: а – период с 21 по 24 января 2013 г., б – период с 28 по 31 января 2013 г.

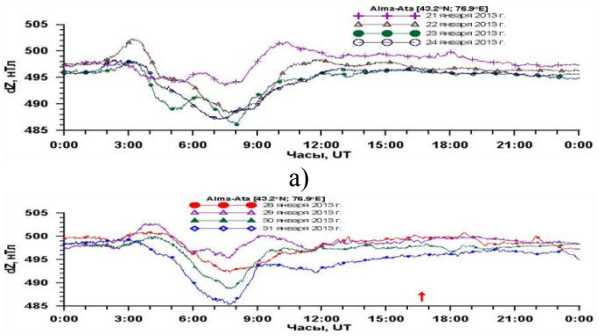


Рисунок 5. Суточные вариации минутных значений dZ-компоненты по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата»: а – период с 21 по 24 января 2013 г., б– период с 28 по 31 января 2013 г.

3. Квазипериодические флуктуации с периодами ~1 ч и амплитудами ~7 - 9 нТл в вариациях dY-компоненты и полного вектора F геомагнитного поля 28 января 2013 г. после основного толчка, когда имели место афтершоки (рисунок 4б и 6б).

Следует отметить, что землетрясение 28 января 2013 г. произошло при спокойных характеристиках космической погоды (межпланетного магнитного поля и солнечного ветра). Поэтому вариации характеристик геомагнитного поля на земной поверхности по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» отображают только внутриземные процессы, не обусловленные процессами в околоземном космическом пространстве.

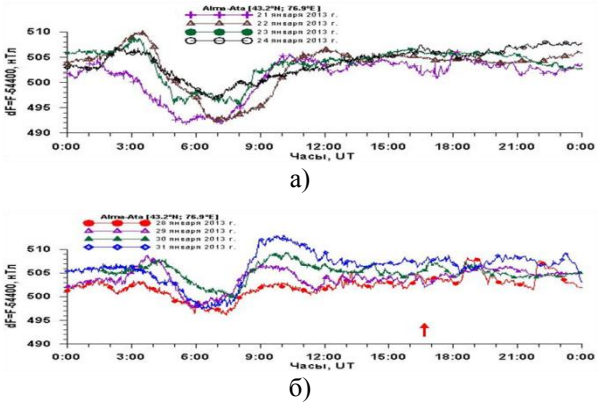


Рисунок 6. Суточные вариации минутных значений F-компоненты по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата»: а – период с 21 по 24 января 2013 г., б – период с 28 по 31 января 2013 г.

Таким образом, с использованием данных геомагнитной станции Алма-Ата выявлены следующие геомагнитные эффекты накануне и в период землетрясения: понижение на ~18 – 21 нТл суточного хода dX-компоненты в магнитоспокойные дни 21 января 2013 г. (за 7 суток до землетрясения), 28 января (в день землетрясения) и 29 января (день после землетрясения, когда имели место афтершоки магнитудой более 4.5), относительно магнитоспокойных дней 22 – 24 января и 30 - 31 января 2013 г.; слабо выраженный суточной ход в освещенной Солнцем стороне в вариациях dY- и dZ-компоненты 23 – 24 января и 28 - 30 января 2013 г. относительно таких же магнитоспокойных дней 21, 22, 31 января 2013 г.; квазипериодические флуктуации с периодами ~1 ч и амплитудами ~(7 – 9) нТл в вариациях dY-компоненты и полного вектора F геомагнитного поля 28 января 2013 г. после основного толчка, когда имели место афтершоки. Выявлены аномальные возмущения с периодами от ~1 до ~2-х часов и амплитудами более ~(7 – 13) нТл, не характерные для этого времени суток с 00:00 ч UT до 06:00 ч UT и с 18:00 ч UT до 24:00 ч UT в магнитоспокойные периоды.

Работа выполнена по программе 101 «Грантовое финансирование научных исследований» в рамках темы «Разработать математические модели и исследовать литосферно-ионосферные процессы в период активизации геодинамических явлений».

ЛИТЕРАТУРА

1. Курскеев, А.К. Проблемы прогнозирования землетрясений//Алма-Ата «Наука».–1990.– 264 с.
2. Узбеков, Н.Б. Вариации геомагнитного поля в связи с прогнозом землетрясений в северном Тянь-Шане / Н.Б. Узбеков // Кандидатская диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук по специальности 25.00.29-физика атмосферы и гидросферы.–2011. – 120с.
3. Рзаев, А.Г. Состояние геомагнитных сейсмопрогностических исследований на шеки-шамахинском полигоне Азербайджана / А.Г. Рзаев, Г.Д. Етирмишли, Т.Я. Маммедли // Республиканский Центр Сейсмологической Службы Национальной Академии Наук Азербайджана // STDU-Viewer-2006-Геомагнитные.pdf. – 8с.
4. Бахмутов, В.Г. Морфологические признаки в структуре геомагнитных вариаций в период подготовки сильнейшего землетрясения 25 марта 1998 г. в Антарктиде / В.Г. Бахмутов, Ф.И. Седова, Т.А. Мозговая // Украинский антарктический журнал, 2003. – № 1. – С. 54 - 60.
5. Зайцев, А.Н. Космическая среда вокруг нас. Глава 5. Вариации магнитного поля Земли как информационная основа исследований окружающего космического пространства ИЗМИРАН-Троицк / А.Н. Зайцев // http://www.izmiran.ru/ftp. – 2006. –15с.
6. Гульельми, А.В. Явление синхронизма в динамической системе магнитосфера-техносфера-литосфера / А.В. Гульельми, О.Д. Зотов // Физика Земли, 2012. – № 6. – С. 23 - 33.
7. Hayakawa Masashi, Hattori Katsumi, Ohta Kenji Monitoring of ULF (ultra-low-frequency) Geomagnetic Variations Associated with Earthquakes//SENSORS ISSN 1424-8220 © 2007 by MDPI www.mdpi.org/sensors. – 2007. – № 7. – P. 1108 - 1122.
8. Hayakawa, M. On the fluctuation spectra of seismo-electromagnetic phenomena / M. Hayakawa // Natural Hazards and Earth System Sciences, 2011. – № 11. – P. 301 - 308.
9. Гульельми, А.В., Зотов О.Д. О магнитных возмущениях перед сильными землетрясениями / А.В. Гульельми., О.Д. Зотов // Физика Земли, 2012. – № 2. – С. 84 - 87.
10. Казахстанский Национальный Центр данных. Автоматический бюллетень, [Электронный ресурс]: http://www.kndc.kz.
11. Тертышников, А.В. Оценки практической значимости геомагнитных предвестников сильных землетрясений / А.В. Тертышников // Гелиогеофизические исследования. Результаты исследований геофизических рисков, 2013. – № 3. – С. 63– 0.

СОЛТҮСТІК ТЯШЬ-ШАНЬ АУМАҒЫНДА 2013 Ж. 28 ҚАҢТАРДА ЖЕРСІЛКІНУ КЕЗЕҢІНДЕ ГЕОМАГНИТТІК ӨРІСТІҢ ПАРАМЕТРЛЕРІ ВАРИЯЦИЯЛАРЫНЫҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

Ким А.С., Мукашева С.Н., Соколова О.И., Бурлаков Г.В., Качусова О.Л.

Қазақстан Республикасы Ұлттық ғарыштық агенттігі Ұлттық ғарыштық зерттеулер мен технологиялар орталығының Ионосфера институты, Алматы, Қазақстан

2013 ж. 28 қаңтарда Солтүстік Тянь-Шань аумағында Алматы қ. шығысқа 230 км. қашықтықта (Астана уақыты бойынша 22 сағат 38 мин., Гринвич бойынша 16 сағат 38 мин., магнитудасы M=6.1, энергетикалық классы=15.3, эпиорталықтың координаттары ра [42.64°N; 79.76°E], тереңдігі 10 км) болған жерсілкіну кезеңінде геомагниттік өрістің вариацияларын «Алма-Ата» геомагниттік обсерваторияның [43.2°N; 76.9°E] деректері бойынша зерделеу нәтижелері келтіріледі. Жерсілкінуі Алматы қаласында 4-5 балл қарқындылығымен сезілген. Жерсілкіну қарсаңында және болу кезеңіндегі негізгі геомагниттік әсерлері сипатталған.

FEATURES OF PARAMETERS VARIATIONS OF GEOMAGNETIC FIELD DURING THE EARTHQUAKE ON JANUARY 28, 2013 IN THE NORTHERN TIAN SHAN

A.S. Kim, S.N. Mukasheva, O.I. Sokolova, G.V. Burlakov, O.L. Kachusova

Institute of Ionosphere of the National Center for Space Studies and Technologies of National Space Agency of the Republic of Kazakhstan, Almaty, Kazakhstan

The paper presents the results of studying the variations of geomagnetic field based on data of "Alma-Ata" geomagnetic observatory [43.2°N; 76.9°E] during the earthquake in the northern Tien Shan on January 28th, 2013 at 22 h 38 min by Astana time (January 28th at 16 h 38 min GMT), 230 km east of Almaty, the magnitude of M = 6.1, energy class = 15.3, the epicenter's coordinates [42.64°N; 79.76°E], h=10 km. The earthquake was felt in Almaty with the intensity of 4-5 points. Main geomagnetic effects before and during the earthquake have been described.

СПИСОК АВТОРОВ

Clauter D., 99
Gitterman Y., 39, 137
Jih R., 47
Kemerait R.C., 95, 99
Wagner P.R., 47
Авроров С.А., 123
Ан В.А., 81
Башилов И.П., 110
Белоносов А.С., 123
Бибосинов А.Ж., 171
Бугаев Е.Г., 153
Бурлаков Г.В., 191
Васильев А.П., 29
Вениаминов Н.Н., 54
Волосов С.Г., 110
Воскобойникова Г.М., 129
Габсатарова И.П., 20
Глушков А.И., 29
Годунова Л.Д., 81
Добрынина А.А., 105
Довгань В.И., 163
Жантаев Ж.С., 171
Иванчукова А.В., 171
Имомназаров Х.Х., 71
Каазик П.Б., 81
Караваев Д.А., 76
Качусова О.Л., 191
Ким А.С., 171, 191
Кишкина С.Б., 153
Ковалевский В.В., 123, 129
Козюкова О.С., 110
Коломиец М.В., 14, 20
Королёв С.А., 110
Липаев С.А., 187
Макей К.Г., 62
Маловичко А.А., 20
Михайленко Б.Г., 65
Михайлов А.А., 65, 71
Михайлова Н.Н., 5
Мукашева С.Н., 191
Павлов А.Ф., 129
Поплавский А.С., 29
Романов А.М., 177
Рыбаков Е.Н., 187
Рыжикова М.И., 14
Садыков К.А., 171
Саньков В.А., 105
Седухина Г.Ф., 129
Соколова О.И., 149, 191
Старовойт О.Е., 14
Тягунов Д.С., 187
Усольцева О.А., 110
Фролова А.Г., 163
Фуджита К., 62
Хайретдинов М.С., 76, 129
Черных Е.Н., 105
Чечельницкий В.В., 105
Шапиык Т., 171
Юрков А.К., 187
Якименко А.А., 76, 123

ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ СТАТЕЙ

Статьи предоставляются в электронном виде (на CD, DVD диске или по электронной почте присоединенным [attachment] файлом) в формате MS WORD и печатной копии.

Текст печатается на листах формата А4 (210×297 мм) с полями: сверху 30 мм; снизу 30 мм; слева 20 мм; справа 20 мм, на принтере с высоким разрешением (300-600 dpi). Горизонтальное расположение листов не допускается.

Используются шрифт Times New Roman высотой 10 пунктов для обычного текста и 12 пунктов для заголовков. Пожалуйста, для заголовков используйте стили (Заголовок 1, 2…) и не используйте их для обычного текста, таблиц и подрисуночных подписей.

Текст печатается через одинарный межстрочный интервал, между абзацами – один пустой абзац или интервал перед абзацем 12 пунктов.

В левом верхнем углу должен быть указан индекс УДК. Название статьи печатается ниже заглавными буквами. Через 3 интервала после названия, печатаются фамилии, имена, отчества авторов и полное наименование, город и страна местонахождения организации, которую они представляют. После этого, отступив 2 пустых абзаца или с интервалом перед абзацем 24 пункта, печатается основной текст.

Максимально допустимый объем статьи – 10 страниц.

При написании статей необходимо придерживаться следующих требований:

- Статья должна содержать аннотации на казахском, английском и русском языках (130-150 слов) с указанием названия статьи, фамилии, имени, отчества авторов и полного названия организации, города и страны местонахождения, которую они представляют;
- Ссылки на литературные источники даются в тексте статьи цифрами в квадратных [1] скобках по мере упоминания. Список литературы следует привести по ГОСТ 7.1-2003;
- Иллюстрации (графики, схемы, диаграммы) должны быть выполнены на компьютере (ширина рисунка 8 или 14 см), либо в виде четких чертежей, выполненных тушью на белом листе формата А4. Особое внимание обратите на надписи на рисунке – они должны быть различимы при уменьшении до указанных выше размеров. На обороте рисунка проставляется его номер. В рукописном варианте на полях указывается место размещения рисунка. Рисунки должны быть представлены отдельно в одном из форматов *.tif, *.gif, *.png, *.jpg, *.wmf с разрешениями 600 dpi.
- Математические формулы в тексте должны быть набраны как объект Microsoft Equation или MathType. Химические формулы и мелкие рисунки в тексте должны быть вставлены как объекты Рисунок Microsoft Word. Следует нумеровать лишь те формулы, на которые имеются ссылки.

К статье прилагаются следующие документы:

- рецензия высококвалифицированного специалиста (доктора наук) в соответствующей отрасли науки;
- выписка из протокола заседания кафедры или методического совета с рекомендацией к печати;
- акт экспертизы (экспертное заключение);
- сведения об авторах (в бумажном и электронном виде): ФИО (полностью), наименование организации и ее полный адрес, должность, ученая степень, телефон, e-mail.

Текст должен быть тщательным образом выверен и отредактирован. В конце статья должна быть подписана автором с указанием домашнего адреса и номеров служебного и домашнего телефонов, электронной почты.

Статьи, оформление которых не соответствует указанным требованиям, к публикации не допускаются.

Ответственный секретарь к.ф.-м.н. У.П. Козтаева
тел. (722-51) 2-33-35, E-mail: KOZTAEVA@NNC.KZ

Технический редактор И.Г. Перепелкин
тел. (722-51) 2-33-33, E-mail: IGOR@NNC.KZ

Адрес редакции: 071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Красноармейская, 2, зд. 054Б
http://www.nnc.kz/vestnik

© Редакция сборника «Вестник НЯЦ РК», 2014

Регистрационное свидетельство №1203-Ж от 15.04.2000 г.
Выдано Министерством культуры, информации и общественного согласия Республики Казахстан

Тираж 300 экз.

Выпуск набран и отпечатан в типографии
Национального ядерного центра Республики Казахстан
071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Красноармейская, 2, зд. 054Б

