

ISSN 1729-7516

## **Вестник НЯЦ РК**

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ  
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 2(26), ИЮНЬ 2006

*Издается с января 2000 г.*

**ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР** – д.ф.-м.н. КАДЫРЖАНОВ К.К.

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:** к.х.н. АРТЕМЬЕВ О.И., БЕЛЯШОВА Н.Н., к.ф.-м.н. ВОЛКОВА Т.В.  
к.т.н. ГИЛЬМАНОВ Д.Г., д.ф.-м.н. ЖОТАБАЕВ Ж.Р. – **заместитель главного редактора**,  
д.г.-м.н. ЕРГАЛИЕВ Г.Х., к.б.н. КАДЫРОВА Н.Ж., к.ф.-м.н. КЕНЖИН Е.А.,  
КОНОВАЛОВ В.Е., д.ф.-м.н. МИХАЙЛОВА Н.Н., к.ф.-м.н. МУКУШЕВА М.К.,  
д.б.н. ПАНИН М.С., к.г.-м.н. ПОДГОРНАЯ Л.Е., к.ф.-м.н. СОЛОДУХИН В.П.  
д.ф.-м.н. ТАКИБАЕВ Ж.С. – **заместитель главного редактора**, к.т.н. ТУХВАТУЛИН Ш.Т.

## **ҚР ҰЯО Жаршысы**

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ ҰЛТТЫҚ ЯДРОЛЫҚ ОРТАЛЫҒЫНЫҢ  
МЕРЗІМДІК ҒЫЛЫМИ-ТЕХНИКАЛЫҚ ЖУРНАЛЫ

2(26) ШЫҒАРЫМ, МАУСЫМ, 2006 ЖЫЛ

## **NNC RK Bulletin**

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

ISSUE 2(26), JUNE 2006

**Сообщаем Вам, что 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 кандидатских и докторских диссертаций по физико-математическим наукам. В настоящее время редакция располагает возможностью быстрой публикации статей.**

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ИСТОРИОГРАФИЯ НАЧАЛЬНОГО 50-ЛЕТИЯ СОЗДАНИЯ В СССР СИСТЕМЫ ДАЛЬНОГО ОБНАРУЖЕНИЯ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ .....</b>	<b>5</b>
Васильев А.П.	
<b>УСОВЕРШЕНСТВОВАННАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ОТ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРУПП В NORSAR: ПОСЛЕДНИЕ ДОСТИЖЕНИЯ И ПЛАНЫ НА БУДУЩЕЕ .....</b>	<b>11</b>
Рингдал Ф., Кверна Т., Гиббонс С.	
<b>СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКИХ СТАНЦИЙ МОНИТОРИНГА.....</b>	<b>19</b>
Михайлова Н.Н., Комаров И.И.	
<b>ПОДЗЕМНЫЙ ЯДЕРНЫЙ ВЗРЫВ – «ИНСТРУМЕНТ» ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ .....</b>	<b>27</b>
Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б., Челюбеева Т.В.	
<b>EVENT RELOCATION WITH INDEPENDENT DEPTH ESTIMATES .....</b>	<b>50</b>
W.N. Juneak, R.C. Kemerait, M.T. Woods	
<b>ОСОБЕННОСТИ Р-СКОРОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ В РАЙОНЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППЫ «АКБУЛАК» .....</b>	<b>39</b>
Шацкилов В.И., Кайдаш Т.М., Степаненко Н.П.	
<b>РАСПОЗНАВАНИЕ КАРЬЕРНЫХ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ТАЛГАР .....</b>	<b>43</b>
Шепелев О.М.	
<b>RECOVERING THE SOURCE TIME FUNCTION FROM CODA WAVES OF SEISMIC EVENTS AT REGIONAL DISTANCES USING SINGLE STATION.....</b>	<b>50</b>
O. Sèbe, J. Guilbert	
<b>НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В АНОМАЛЬНОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ .....</b>	<b>60</b>
Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н., Соколова И.Н., Аристова И. Л.	
<b>ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ КАЛИБРОВКИ МИКРОБАРОМЕТРОВ, ПРИМЕНЯЕМОЙ В МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА.....</b>	<b>71</b>
Старовойт Ю.О., Кунаков В.Г., Мартысевич П.Н.	
<b>АКУСТИЧЕСКОЕ ПОЛЕ НА ЗЕМЛЕ ПРИ ВЗРЫВЕ РАКЕТЫ-НОСИТЕЛЯ .....</b>	<b>79</b>
Дробжева Я.В., Краснов В.М., Маслов А.Н.	
<b>ПОЛЕ ИНФРАЗВУКОВОЙ ВОЛНЫ НА ЗЕМЛЕ ОТ УДАРНОЙ ВОЛНЫ, ГЕНЕРИРУЕМОЙ СВЕРХЗВУКОВЫМ ДВИЖЕНИЕМ РАКЕТЫ-НОСИТЕЛЯ .....</b>	<b>86</b>
Дробжева Я.В., Краснов В.М.	
<b>ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГРУППЫ ФАКЕЛОВ СЖИГАНИЯ ПОПУТНОГО ГАЗА КАК УНИКАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА ИНФРАЗВУКА ПО ДАННЫМ СТАНЦИИ IS31-АКТЮБИНСК .....</b>	<b>92</b>
Смирнов А.А., Дубровин В.И.	
<b>КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА РАЙОНА СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА: 10 ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ.....</b>	<b>97</b>
Спивак Л.Ф., Архипкин О.П., Витковская И.С., Батырбаева М.Ж., Сагатдинова Г.Н.	
<b>РАДИОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА И ПРИГРАНИЧНЫХ ПЛОЩАДЕЙ .....</b>	<b>106</b>
Поляков Л.Е., Кудайбергенов К.З., Кругликов Д.А.	

---

<b>МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИИ ДОЛГОЖИВУЩЕГО РАДИОНУКЛИДА <sup>90</sup>Sr ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ, ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К ТЕХНИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДКЕ «БАЛАПАН» ....</b>	<b>111</b>
Мукушева М.К., Спиридонов С.И., Тлебаев М.Б., Шубина О.А., Баранов С.А., Епифанова И.Э.	
<b>ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛНЫ ДАВЛЕНИЯ В НЕФТЕ-ГАЗОНАСЫЩЕННОМ ГОРНОМ МАССИВЕ ПРИ ПОДЗЕМНОМ ВЗРЫВЕ .....</b>	<b>118</b>
Максименко А.Ф.	
<b>ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ, ПРОВЕДЕННЫХ НА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ .....</b>	<b>122</b>
Кирюхина Н.Н., Максименко А.Ф., Шахиджанов Ю.С.	
<b>ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО МЕСТООПРЕДЕЛЕНИЮ ПРИ ПЕРВИЧНОМ ОБЛЕТЕ ВО ВРЕМЯ УЧЕНИЯ ИНСПЕКЦИИ НА МЕСТЕ DE05.....</b>	<b>127</b>
Куанг Ф.	
<b>МОДЕЛИРОВАНИЕ АКТИВНОГО ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА .....</b>	<b>136</b>
Ковалевский В.В.	
<b>АКТИВНАЯ СЕЙСМОМЕТРИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВИБРАЦИОННЫХ ИСТОЧНИКОВ В ПРОБЛЕМЕ ИНСПЕКЦИИ НА МЕСТЕ .....</b>	<b>142</b>
Алексеев А. С., Глинский Б.М., Хайретдинов М.С.	
<b>ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СЕЛЕКЦИЯ ОЧАГА ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НАПРАВЛЕННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И ПРИЕМА ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ .....</b>	<b>149</b>
Воскобойникова Г.М., Седухина Г.Ф., Хайретдинов М.С.	
<b>О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ И ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОН .....</b>	<b>155</b>
Глинский Б.М., Фатьянов А.Г., Хайретдинов М.С.	
<b>ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ГОРНОГО АЛТАЯ В СВЯЗИ С ЧУЙСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 2003 г.....</b>	<b>161</b>
Неведрова Н.Н., Бабушкин С.М., Дашевский Ю.А.	

---

УДК 621.039.091

## ИСТОРИОГРАФИЯ НАЧАЛЬНОГО 50-ЛЕТИЯ СОЗДАНИЯ В СССР СИСТЕМЫ ДАЛЬНОГО ОБНАРУЖЕНИЯ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Васильев А.П.

*Служба специального контроля Министерства обороны Российской Федерации, Москва*

Уточняется историография начального периода создания советской системы дальнего обнаружения с использованием появившихся рассекреченных материалов и нового подхода к известным фактам и документам, и, главным образом, исходя из сопоставления историй возникновения систем дальнего обнаружения в США и СССР.

В США за начало создания системы дальнего обнаружения (USAEDS - US Atomic Energy Detection System, Система обнаружения ядерных взрывов США) принята дата подписания генералом Д. Эйзенхауэром директивы Штаба Армии США (16 сентября 1947 г.) о возложении ответственности за обнаружение ядерных взрывов в любой точке земного шара на командующего ВВС Армии США. В 1948 г. во время проведения в Тихом океане серии ядерных испытаний под названием SANDSTOUN. было опробовано несколько методов дальнего обнаружения ядерных взрывов. Наиболее перспективными были признаны самолетный отбор и анализ на радиоактивность проб воздуха, сейсмический и акустический методы. Хотя директивный срок создания системы USAEDS был установлен 1 июля 1950 г., фактически система начала действовать с 1 июня 1948 г., сразу же после завершения ядерных испытаний в Тихом океане. В это время в систему входили 24 самолета, оборудованных фильтрондолами, и 22 наземные станции, расположенные в Северном полушарии. Береговая и геодезическая служба США обеспечивали получение результатов регистрации сейсмических волн, возбуждаемых взрывами. Регистрация акустических инфразвуковых волн проводилась частями войск связи Армии США с центром в Эванской лаборатории связи (Signal Corps Evans Laboratory). Руководство системой, сбор и анализ данных осуществлялись 1009-й эскадрильей специального вооружения, подчиненной заместителю начальника штаба ВВС по операциям с атомной энергией (AFOAT – 1, Air Force Operations for Atomic Energy). Именно такой системой в первых числах сентября 1949 г. в атмосфере были уловлены радиоактивные продукты от первого советского атомного испытания на Семипалатинском полигоне. Дальнейшее совершенствование USAEDS в течение почти 10 лет проходило под управлением AFOAT-1. 1 июля 1959 г. руководство и организация Системы дальнего обнаружения стали более централизованными, вся организационная структура получила новое название AFTAC (Air Force Technical Applications Center, Центр прикладных технологий воздушных сил), сохранившееся до настоящего времени [1].

В отечественной литературе, освещающей начальную историю возникновения системы дальнего обнаружения в СССР, акценты расставлены иначе. Система дальнего обнаружения создана 13 мая 1958 г., когда в Министерстве обороны была организована Служба специального контроля (ССК МО - аналог AFTAC). Все предшествовавшие опыты и работы по дальнему обнаружению отнесены к предыстории ССК МО. Однако эта предыстория по мере появления новых документов и свидетельств, начиная с одной из первых публикаций автора [2], представляется все более продолжительной и содержательной. В [3], изданном в 2002 г. в трех частях вторым изданием, предыстория разделена на несколько подэтапов: 1949 – 1954 гг., 1954 – 1957 гг. и 1957 - 1958 гг. Исходя из этой работы и с учетом новых документов предыстория создания системы дальнего обнаружения представляется следующей.

Первое упоминание о методах дальнего обнаружения ядерных взрывов найдено в протоколах Научно-технического совета Первого Главного Управления при Совете Министров СССР (ПГУ), на одном из заседаний которого в 1947 г. рассматривались вопросы "...приема электромагнитного излучения атомного взрыва на разных расстояниях от него и методы радиолокационного наблюдения за радиоактивными облаками способом рассеянного отражения радиоволн..."[4]. Поэтому вполне логично, что в Дополнении к Программе физических измерений при первом советском атомном взрыве предложено: "...В целях получения дополнительных данных о возможности дальней инструментальной разведки места взрыва считать необходимым:

а) наблюдение радиопомех, производимых взрывом на приемных станциях г.г. Новосибирска, Омска и Алма-Аты;

б) наблюдение сейсмических колебаний, вызванных взрывом, на приемных станциях г.г. Семипалатинск и Алма-Аты."[5]

Это предложение было внесено и подписано Мещеряковым М.Г., присутствовавшим в качестве представителя СССР на ядерном испытании США в Тихом океане в 1946 г., Щелкиным К.И. - главным конструктором первого атомного заряда, созданного в СССР, и Садовским М.А. - научным руководителем испытаний на Семипалатинском полигоне. Наибольшие расстояния, на которых был зарегистрирован взрыв атомного заряда на Семипалатинском испытательном полигоне в 1949 г., составили [5]:

- по сейсмическим волнам -1600 км (станция Сталинобад);

- по радиоактивному загрязнению - 1200 км (район г. Кызыл Тувинской автономной области).

Задача получения объективных данных об испытаниях первого термоядерного заряда (МІКЕ) на Тихоокеанском полигоне США остро встала в 1952 г. Ученые ЛИПАН (Лаборатория измерительных приборов АН СССР) проведенными расчетами обосновали необходимость непрерывного барражирования самолетов, оборудованных фильтргондолами, для отбора проб радиоактивных продуктов. В сентябре-октябре 1952 г. был подготовлен проект распоряжения Совета Министров, которым предусматривалась организация полетов самолетов для забора проб, наземных точек для постоянного наблюдения за радиоактивностью атмосферы, а также организация наблюдений в большом количестве пунктов на территории СССР и, особенно, в горных районах, за радиоактивностью выпадений с помощью радиометрической аппаратуры для фиксации гамма-излучения. По всей вероятности, все намеченное осуществить в срок не удалось, так как свидетельств результатов применения радионуклидного метода во время взрыва термоядерного заряда (МІКЕ) 31 октября 1952 г. мощностью 10,4 Мгт не обнаружено. Проект распоряжения Совета Министров был зашит в дело 31.01.1954 г. [2]. Сейсмический сигнал от взрыва МІКЕ в Советском Союзе был зарегистрирован на станции ГЕОФИАН (Геофизический институт АН СССР) на расстоянии 9200 км от его эпицентра. Тем самым директор ГЕОФИАН Гамбурцев Г.А. получил дополнительный аргумент в пользу своей идеи об организации службы сейсмического наблюдения за ядерными взрывами, проводимыми на всем земном шаре, предложенной им заместителю начальника ПГУ Завернягину А.П. еще в 1951 году [11].

Важной вехой на пути создания системы дальнего обнаружения стали эксперименты, проведенные при взрыве первого советского транспортабельного термоядерного заряда 12 августа 1953 г. Учеными ЛИПАН и РИАН (Радиационный институт АН СССР) были опробованы методики радиометрического и радиохимического анализа продуктов термоядерного взрыва. В реальных условиях были испытаны гондолы ЦАГИ (Центральный аэрогидродинамический институт) на самолетах-зондировщиках, а также фильтрматериалы Петрянова, разработанные в НИФХИ им. Л.Я. Карпова (Научно-исследовательский физико-химический институт). Впервые на расстоянии 70 км от эпицентра взрыва было принято и зафиксировано электромагнитное излучение в широкой полосе радиочастот, послужившее обоснованием для развития радиотехнического метода обнаружения ядерных взрывов. Парадоксальная регистрация акустических инфразвуковых волн с помощью длиннопериодных сейсмографов на расстоянии нескольких тысяч километров послужила основой для разработки специальной аппаратуры акустического метода обнаружения ядерных взрывов.

Результаты, полученные во время испытания первого термоядерного заряда, созданного в СССР, свидетельствовали о новых возможностях дальнего обнаружения ядерных взрывов, исходя из которых в начале 1954 г. в ЛИПАН была разработана программа наблюдений за ядерными испытаниями, планировавшимися в США на атоллах Еленетак, Викини. Работы были признаны имеющими государственную важность, реализация программы развернулась при организующей и направляющей роли Министерства среднего машиностроения. В короткие сроки в ЛИПАН был разработан микробарограф и изготовлено 4 макетных образца для акустических измерений. 6 февраля 1954 г. вышло распоряжение Совета Министров СССР № 1134-рс, которое предусматривало создание в ГЕОФИАН закрытой сейсмометрической лаборатории, а также строительство под Москвой и на Дальнем Востоке двух высокочувствительных сейсмических станций для ГЕОФИАН силами строительных организаций Минсредмаша. 24 февраля 1954 г. по инициативе Минсредмаша состоялось совещание в Минобороны по вопросу организации регистрации радиоизлучения от ядерных взрывов, проводимых США. Решением Министра обороны СССР от 4 марта 1954 г. в Главном разведывательном управлении Генерального штаба (ГРУ ГШ) для проведения экспериментальной регистрации радиоизлучения ядерных взрывов была создана Служба специального наблюдения и четыре дальневосточных отряда. Аппаратура регистрации была оперативно разработана и изготовлена двумя военными институтами: ЦНИИ-108 МО и ЦНИИИС СА. Для научно-технического руководства этими работами при начальнике ГРУ ГШ была создана временная комиссия под председательством члена-корреспондента АН СССР Кобзарев Ю.Б. По инициативе ЛИПАН Минсредмаш через МИД организовал экспедицию в КНР в составе 6 самолетов и 200 человек обслуживающего персонала для отбора проб на трассах, наиболее приближенных к Тихоокеанскому полигону США. Группа научных сотрудников ЛИПАН сопровождала экспедицию в КНР, где осуществляла экспресс-анализ получаемых проб.

К работам по дальнему обнаружению были подключены также Гидрометеорологическая служба, входившая в состав Министерства сельского хозяйства и Главное управление ГВФ (Гражданский воздушный флот), на которые была возложена организация полетов 20 самолетов-зондировщиков. Хотя официально эти работы определены распоряжением Совмина СССР № 4081-рс от 20 апреля 1954 г. [6], по согласованию с Минсредмашем они были начаты уже с февраля 1954 г. По замыслу научного руководителя Кикоина И.К. Гидрометслужбе следовало поручить также развертывание микробарографов системы ЛИПАН на 4-х метеостанциях Дальнего Востока. С этой целью в ЛИПАН были обучены специалисты-метеорологи и подготовлен проект распоряжения Совмина СССР, которым предполагалось «...установить и ввести в эксплуатацию с 20 апреля 1954 г. микробарографы системы ЛИПАН на метеостанциях Гидрометслужбы в городах Владивосток, Хабаровск, Петропавловск-Камчатский и Южно-Сахалинск...» [2].

Наступил поворотный момент в истории создания системы дальнего обнаружения в СССР. Если бы удалось реализовать мероприятия, предусмотренные проектом распоряжения Совмина, то в Гидрометслужбе сосредоточились бы технические средства радионуклидного и акустического методов и, возможно, дальнейшее развитие системы было бы выгодно проводить на этой базе. Однако сроки реализации программы затягивались, испытания на атоллах Enewetak, Bikini прошли свой экватор. В это же время опыт первых сеансов экспериментальной регистрации электромагнитного излучения ядерных взрывов отрядами Службы специального наблюдения показал, что для того, чтобы разобраться с огромным числом регистрируемых сигналов, необходимо привлечение дополнительных методов обнаружения ядерных взрывов. Избавиться от помех коротковолнового диапазона не помогли ни системы совпадений на каждом приемном пункте, ни сравнение по времени сигналов, принятых на разных пунктах. Хорошо помогала радиоразведка, но объективных данных о взрывах она предоставить не могла. Начальник Службы спецнаблюдения Устюменко А.И., ознакомившись в ЛИПАН с первыми успешными результатами регистрации инфранизкочастотных акустических сигналов, предложил развернуть микробарографы, предназначенные для метеостанций Гидрометслужбы, в 4-х дальневосточных отрядах в районе городов Уссурийск, Петропавловск-Камчатский, Южно-Сахалинск, Дальний (КНР). Предложение практически совпало с планами ЛИПАН и было поддержано Курчатовым И.В. и Кикоиным И.К. Устюменко А.И. возглавил группу специалистов ГРУ ГШ, в которую вошел и представитель ЛИПАН Ремин Г.В. Комплекты микробарографической аппаратуры были развезены самолетами по отрядам, установлены и включены в работу. И хотя к последнему взрыву 13.05.1954 г. на атоллах Enewetak, Bikini аппаратура не была развернута, к следующим ядерным испытаниям отряды были технически оснащены для двух методов обнаружения. Кроме того, в отряде города Петропавловске-Камчатском с 15 июля 1954 г. был внедрен метод сбора и анализа радиоактивных аэрозолей с помощью планшетов.

Таким образом, под управлением Службы специального наблюдения ГРУ ГШ в 1954 г. начала формироваться сеть регистрации сигналов от ядерных взрывов. С января 1955 г. в каждом из 4-х отрядов использовали по 3 метода обнаружения: радиотехнический, акустический и радионуклидный. Важным подспорьем в организации наблюдений за полигонами был радиоперехват. Функции центрального пункта сбора и обработки информации выполнял центральный отряд в г. Уссурийске. Однако созданная сеть не успела внести вклад в результаты регистрации серии термоядерных взрывов на атоллах Enewetak, Bikini в 1954 г.

Положительные результаты в регистрацию 6 взрывов на этом полигоне обеспечила другая сеть и другой центр сбора и обработки данных. Эта сеть состояла из 90 регулярно действовавших пунктов при метеостанциях Гидрометслужбы, которые были оборудованы планшетами с клейкой бумагой. После суточного экспонирования планшеты снимались и отправлялись в ЛИПАН для проведения анализа. Сбор радиоактивных аэрозолей в количествах, достаточных для радиохимического анализа, осуществляли полеты 26 самолетов, оснащенных специальными аэрозольными фильтрами. Технические задания на полеты разрабатывались в ЛИПАН. Часть самолетов совершала регулярные рейсы в меридиональном направлении по маршруту Ленинград-Одесса, другая часть осуществляла эпизодические полеты в районы обнаружения повышенной активности атмосферы. Сбор наиболее информативных аэрозолей производился над Тихим океаном группой самолетов-зондировщиков ВВС, дислоцированной в КНР. Там же специалисты ЛИПАН проводили экспресс-анализ добываемых проб. В Харькове, Ленинграде и Сухуми также проводился систематический сбор осадков, выпаривание и первичный анализ твердого осадка. Более глубокий радиохимический анализ проб и осадков с повышенной активностью проводился в РИАН, ЛИПАН и Институте геохимии АН СССР.

Сеть микробарографов ЛИПАН состояла из трех пунктов: в Москве, Дубне, Томске. Сейсмические волны ядерных взрывов регистрировались на станциях ГЕОФИАН как специально разработанными сейсмографами (с суженными АЧХ и большим усилением сигналов), так и обычными сейсмографами, предназначенными для регистрации землетрясений. Все данные собирались сейсмометрической лабораторией, и результаты обработки передавались в ЛИПАН, игравший роль центра сбора всей информации и представлявший окончательный анализ данных в Минсредмаш. Результаты работы этой так называемой первичной сети в 1954 г. при проведении 6 термоядерных взрывов на атоллах Enewetak, Bikini, сведены в нижеследующую таблицу.

Таким образом, в начале 1954 г. в СССР была создана действующая сеть пунктов дальнего обнаружения ядерных взрывов. Данные по акустическому и радионуклидному методам, полученные с пунктов наблюдения этой сети и результаты обработки первичной сейсмической информации из сейсмометрической лаборатории ГЕОФИАН поступали и анализировались в едином центре – ЛИПАН. Обобщенные данные докладывались руководству Минсредмаша и Правительству. Управление сетями наблюдения осуществлялось Минсредмашем при научном сопровождении ЛИПАН.

Таблица. Результаты регистрации термоядерных взрывов на атоллах Enewetak, Bikini станциями СССР, 1954 г.

Источник	Данные	Даты ядерных взрывов, проведенных США					
		28.02.1954	26.03.1954	6.04.1954	25.04.1954	04.05.1954	13.05.1954
[7]	Место	Bikini	Bikini	Bikini	Bikini	Bikini	Enewetak
	Вид	наземный	надводный	наземный	надводный	надводный	надводный
	Мощность	15000	11000	110	6900	13500	1690
	Время	18:45:00,0	18:30:00,4	18:20:00,4	18:10:00,6	18:10:00,1	18:20:00,1
	Методы	Результаты регистрации ядерных взрывов					
[8]	Сейсмический	P- и LR-волны; M <sub>p</sub> =6,3 M <sub>R</sub> =6,0	P- и LR-волны; M <sub>p</sub> =6,1 M <sub>R</sub> =6,2	--	P- и LR-волны; M <sub>p</sub> =6,0 M <sub>R</sub> =5,8	P-волна; M <sub>p</sub> =6,2	--
	Акустический	--	прямая и обратная волны	--	прямая волна	прямая волна	прямая волна
	Радионуклидный	определение термоядерности по содержанию <sup>237</sup> U	определение термоядерности по содержанию <sup>237</sup> U	--		определение термоядерности по содержанию <sup>237</sup> U	--
[2]	Радионуклидный	определение даты по спаду бета-активности (Ленинград-Одесса)	определение даты по спаду бета-активности (Пекин-Кантон)	определение даты по спаду бета-активности (Пекин-Кантон)	--	определение даты по спаду бета-активности (Пекин-Кантон)	--

Параллельно, в Главном разведывательном управлении Генерального штаба (ГРУ ГШ) на базе Службы специального наблюдения (ССН) зарождалась более централизованная система дальнего обнаружения. Получила развитие и сейсмическая сеть ГЕОФИАН, для которой Министерство среднего машиностроения построило две высокочувствительные сейсмические станции. Во второй половине 1954 г. при совместной работе первоначальной системы дальнего обнаружения и сети стационарных и временных пунктов наблюдения (ССН ГРУ ГШ) была продемонстрирована возможность обнаружения ядерных взрывов на больших расстояниях - были зарегистрированы атомные взрывы на Тоцких войсковых учениях и испытания ядерного оружия на Семипалатинском полигоне. Оценивая полученные результаты, Министр обороны СССР Маршал Советского Союза Н.А. Булганин в декабре 1954 г. распорядился «...поставить эту службу на солидную и прочную основу» [2]. Однако, поскольку в то время возможности методов дальнего обнаружения были недостаточно велики, от указания до его реализации прошло достаточно много времени.

В радиотехническом методе к концу 1954 г. определилась область СДВ-диапазона в ближней зоне с максимумом радиоизлучения ядерного взрыва (ЭМИ ЯВ), что потребовало нового более сложного аппаратного оснащения с применением осциллографической техники и автоматической фотографической фиксации короткого (сотни микросекунд) одиночного импульсного сигнала. Прием ЭМИ ЯВ пунктами наблюдения, разнесенными на большие расстояния, потребовал более высокой точности привязки сигналов к единому времени. Большое количество помех-атмосфериков заставляло исследователей искать способы борьбы с ними. Но, прежде всего, после выявления формы сигнала в ближней зоне перед экспериментаторами встали задачи приема сигнала на большом удалении от полигона и изучения степени изменения его формы в зависимости от расстояния. Решение этих непростых задач заняло около двух лет, что позволило группе научных сотрудников ЛИПАН и военных инженеров Службы специального наблюдения ГРУ ГШ 10 сентября 1956 г. зарегистрировать сигнал на полевой сейсмической станции Михнево, удаленной от эпицентра взрыва на расстояние 2700 км. Одновременно были зарегистрированы сигналы от того же взрыва пунктами наблюдения, развернутыми как на полигоне, так и на расстоянии в несколько сотен километров от него. На станции Михнево вместе с радиосигналом впервые были получены сейсмические и акустические волны ядерного взрыва и подтверждена на практике эффективность комплексного анализа регистрируемых сигналов [8].

В те же годы группой специалистов ЛИПАН совершенствовался акустический метод, Регистрация инфразвуковых волн проводилась на различных расстояниях с использованием стационарных и временных пунктов наблюдения, на которых устанавливались системы усреднения ветровых помех типа «Паук». Обслуживались пункты в основном военными инженерами Службы специального наблюдения ГРУ ГШ. Сейсмический метод совершенствовался учеными сейсмометрической лаборатории ГЕОФИАН. Здесь постепенно накапливались записи волн от взрывов в короткопериодной и длиннопериодной областях на разных расстояниях от полигонов, уточнялись методики расчета параметров взрывов по параметрам сигналов. Для радионуклидного метода в эти годы в ЛИПАН и РИАН в основном совершенствовались способы радиометрического и радиохимического анализов. На

пунктах наблюдения Службы специального наблюдения был внедрен способ более эффективного сбора аэрозолей у поверхности земли с помощью высокопроизводительных фильтровентиляционных установок. По техническим заданиям ЛИПАН в ЦАГИ совершенствовались также средства самолетного отбора проб, а в НИФХИ им. Л.Я. Карпова – фильтрматериалы.

Накопленный опыт, результаты регистрации ядерных взрывов за период 1954 - 1958 гг. вместе с теоретическим обоснованием, описанием технических средств и обобщением возможностей методов обнаружения были сведены в два больших тома Отчета, выпущенного Институтом атомной энергии под научным руководством академика И.К. Кикоина [8]. Работа «Разработка системы обнаружения ядерных взрывов на больших расстояниях» и коллектив авторов - сотрудников ИАЭ, ИФЗ АН СССР и ССК МО были удостоены Ленинской премии за 1958 г.

Со второй половины 1957 г. Министерство обороны СССР приступило к более чем двукратному увеличению числа пунктов наблюдения и к повышению их статуса - до воинских частей-лабораторий специального контроля. Во всех лабораториях дополнительно к радиотехническому, сейсмическому, акустическому и радионуклидному начал внедряться сейсмический метод. Однако действующей системой дальнего обнаружения в 1958 г. все еще оставалась первоначальная система под управлением Минсредмаша. При взаимодействии этой системы с расширяющейся сетью Службы специального наблюдения в 1958 г. – в год одностороннего моратория, введенного в СССР 31 марта 1958 г., а также в год проведения совещания технических экспертов по определению возможности контроля ядерных взрывов, - в период самых интенсивных испытаний США, с 1 июля по 21 августа, был зарегистрирован 31 ядерный взрыв, из которых США объявили только о 14. Эти данные были опубликованы ТАСС в «Правде» за 29 июля 1958 г. и оказали помощь советской делегации в Женеве, где в итоге был принят согласованный доклад для правительств стран, участвовавших в совещании, о возможности контроля ядерных взрывов.

13 мая 1958 г. состоялось Постановление ЦК КПСС и Совет Министров СССР: «...В связи с настоятельной необходимостью расширить и усовершенствовать в кратчайшие сроки постоянно действующую систему дальнего обнаружения ядерных взрывов обязать Министерство обороны СССР (т. Неделин) создать в течение 1958 - 1959 годов постоянно действующую службу контроля за испытаниями ядерного оружия, включив в ее состав существующие подразделения специального наблюдения» [9]. С этого времени (в СССР) и по настоящее время (в России), функционирует и развивается система дальнего обнаружения ядерных испытаний под управлением этой службы, получившей с 1959 г. название Службы специального контроля.

Что касается даты учреждения первоначальной системы дальнего обнаружения, то из-за отсутствия конкретных документов, где прямо бы говорилось об этом, предлагается принять одну из первых дат принятия правительственных решений 1954 г. о развертывании работ по дальнему обнаружению. Первым среди них было Распоряжение Совета Министров СССР от 6 февраля 1954 г. № 1134-рс, где в первом пункте записано: «...Обязать Академию наук СССР (тг. Несмеянова и Гамбурцева) организовать в первом полугодии 1954 г. при ГЕОФИАН специальную сейсмометрическую лабораторию с двумя сейсмическими станциями (подмосковной и дальневосточной) для систематического изучения и наблюдения сейсмических явлений, сопровождающих сильные взрывы, происходящие на дальних расстояниях» [10]. Это Распоряжение стало началом развертывания первоначальной системы обнаружения ядерных взрывов, которая успешно выполнила задачу регистрации серии термоядерных испытаний США в 1954 г. Созданная на основании этого Распоряжения сейсмическая станция Михнево стала первым пунктом наблюдения взрывов в дальней зоне, где был зарегистрирован электромагнитный импульс ядерного взрыва, произведенного в 1956 г. На станции были развернуты технические средства для трех методов, она стала прообразом центральной лаборатории спецконтроля, а позже - и всех лабораторий спецконтроля. Здесь был осуществлен на практике комплексный подход к обнаружению ядерных взрывов по данным нескольких методов, основанных на разных физических принципах. Принятие даты подписания распоряжения № 1134-рс за начало создание системы дальнего обнаружения позволит также отдать дань пионерской роли академика Г.А. Гамбурцева, который еще в 1951 г. вышел с предложением в Первое Главное Управление при Совете Министров СССР о создании системы обнаружения ядерных взрывов, производимых на всем земном шаре [11].

Таким образом, историография начального периода создания в СССР системы дальнего обнаружения (СДО) выстраивается в следующий ряд.

1947 - 1954 гг. – предыстория создания СДО;

1954 - 1958 гг. – создание и функционирование первоначальной системы СДО под управлением Минсредмаша;

1958 г. – настоящее время – создание и функционирование СДО под управлением Службы специального контроля Министерства обороны СССР (с 1992 г. – Министерства обороны Российской Федерации).

**ЛИТЕРАТУРА**

1. A Fifty Year Commemorative History of Long Rang Detection/ - Florida^ HQ Air Force Operations for Atomic Energy, Patrick Air Force Base, - September, 1997. – 214 p.
2. Курчатовский институт: История атомного проекта: сб. ст. – М.: РНЦ Курчатовский институт. - 1996. - Вып. 7.
3. Рожденная атомным веком: сб. ст. / Отв. ред. А.П. Васильев. – М.: ЦНИИАтоминформ, 2002. – ч. 1 – 404 с., ч. 2 – 452 с., ч. 3 – 356 с.
4. Атомный проект СССР. Документы и материалы: сб. ст./Отв. ред. Л.Д. Рябева. – М. – Саров.- в печати. - том II, книга 6 .
5. Атомный проект СССР. Документы и материалы: сб. ст./Отв. ред. Л.Д. Рябева. – М. – Саров, 1999. - Том II, книга 1.
6. Распоряжение Совета Министров СССР от 20 апреля 1954 г. № 4081-рс / Архив Президента РФ. – М. – Фонд 93. Инв. № 14962/ССК.
7. PIDC Nuclear Explosion Database (Revision 2): CMR Technical Report. - CMR-99/16, May 1999.
8. Разработка системы обнаружения ядерных взрывов на больших расстояниях: отчет / Лаборатория измерительных приборов АН СССР (ЛИПАН). – М., 1958 г. – Архив Президента РФ. - Инв. № 14961/ССК.
9. Постановление ЦК КПСС и Совета Министров СССР от 13 мая 1958 г. № 514 – 242 / Архив Президента РФ – М. - фонд 93. Инв. № 14962/ССК.
10. Распоряжение Совета Министров СССР от 6 февраля 1954 г. № 1134-рс / Архив Президента РФ - М. - фонд 93. Инв. № 14962/ССК.
11. Петренко, Е.Е. Григорий Александрович Гамбурцев / Е.Е. Петренко. – М.: ОИФЗ РАН, 1998.

**КСРО ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРЫН АЛЫСТАН АЙЫРУ  
ЖҮЙЕСІН ҚҰРУЫНЫҢ БАСТАПҚЫ 50-ЖЫЛДЫҒЫНЫҢ ТАРИХНАМАСЫ**

**Васильев А.П.**

*Ресей Федерациясы Қорғау министрінің Арнайы бақылау қызметі, Мәскеу*

Жаңадан ашылған құпия материалдарын және деректер мен құжаттарына жаңа көзқарасын қолдануымен, және, ең алдымен, АҚШ пен КСРО алыстан айыру жүйелері пайда болу тарихын салыстыруын негіздеуімен алыстан айыру КСРО жүйесін құруының бастапқы кезеңінің тарихнамасы нақтылануда.

**HISTORIOGRAPHY OF AN INITIAL PERIOD OF THE 50 YEARS  
CREATION IN USSR THE SYSTEM OF LONG RANGE DETECTION**

**A. P. Vassiliev**

*The Special Monitoring Service of the Ministry of Defense of Russia, Moscow*

The paper specifies historiography of creation initial period of Soviet System of the Long Range Detection on the basis of newly discovered archival materials and the new approaches to the known facts and documents, mainly, from the comparison of the Long Range Detection history in USA and USSR.

УДК 621.039.9:504.064.36(73)

## УСОВЕРШЕНСТВОВАННАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ОТ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРУПП В NORSAR: ПОСЛЕДНИЕ ДОСТИЖЕНИЯ И ПЛАНЫ НА БУДУЩЕЕ

Рингдал Ф., Кверна Т., Гиббонс С.

*Норвежская сейсмическая группа NORSAR, Киеллер, Норвегия*

Приводится обзор многолетних исследований по улучшению способов сейсмического мониторинга на региональных расстояниях с акцентом на изучение Европейско-Арктического региона, включающего бывший испытательный полигон Новая Земля. Обсуждаются три аспекта, на которых сосредоточены научно-исследовательские программы NORSAR: 1) дальнейшее развитие разработанной в NORSAR системы автоматического детектирования и локализации региональных сейсмических событий по данным нескольких сейсмических групп; 2) усовершенствование обработки данных одной группы с учетом местных условий и с использованием метода “прожектора” для оптимального обнаружения и локализации сейсмического события; 3) использование корреляции между сейсмическими сигналами наряду с традиционной обработкой данных сейсмических групп, что позволяет увеличить предел обнаружения событий на одну единицу магнитуды для тех районов, которые имеют достаточную калибровочную информацию.

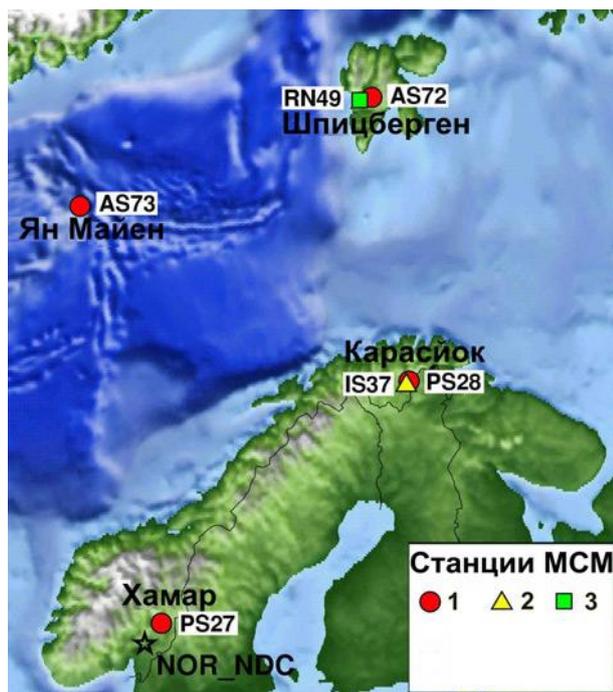
### ОБРАБОТКА РЕГИОНАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Как показано на рисунке 1, Норвегия располагает шестью станциями, входящими в Международную систему мониторинга (МСМ): четыре станции - сейсмические, одна – радионуклидная (RN49-Шпицберген), одна – инфразвуковая (IS37-Карасйок), еще непостроенная. Четыре сейсмические станции, обеспечивающие Центр данных NORSAR информацией, - это сейсмические группы PS27–Хамар (NOA), PS28-Карасйок (ARCES), которые входят в состав первичной сети МСМ, а также AS72-Шпицберген (SPITS) - сейсмической группа и AS72-Ян-Майен (JMI) - трехкомпонентная сейсмическая станция, входящие во вспомогательную сеть МСМ. Пять из этих станций в настоящее время обеспечивают данными Международный центр Данных (МЦД). По двухсторонним соглашениям NORSAR получает также, непрерывный поток сейсмических данных от сейсмических групп, расположенных в нескольких соседних странах.

Данные, получаемые на станциях мониторинга, собираются и обрабатываются в Центре данных NORSAR в несколько этапов:

- Автоматическая параллельная обработка данных отдельных групп с применением набора полосовых фильтров и с использованием набора данных для «лучей», которые соответствуют характеристикам Р- и S-волн в изучаемом регионе.
- Независимая обработка данных по каждому лучу с применением детектора STA/LTA (short-time averaged/long-time averaged) и широкополосного f-k анализа для каждой детектированной фазы с целью вычисления азимута и фазовой скорости.
- Ассоциирование фаз по записям одной группы для первичной локализации сейсмических явлений, а также увязывание фаз, принадлежащих одному и тому же событию с целью подготовки к дальнейшей обработке данных от многих сейсмических групп.
- Детектирование событий по данным нескольких сейсмических групп с использованием метода формирования обобщенного луча GBF (Generalized Beamforming) [5], ассоциирующего фазы записей, полученных всеми станциями региональной сети. Обеспечение автоматической сетевой локализации событий по территории всей северной Европы с заполнением Каталога автоматически локализованных сейсмических событий, доступного через интернет ([www.norsar.no](http://www.norsar.no)).
- Интерактивный анализ отдельных событий с формированием интерактивного регионального сейсмического бюллетеня, включающего информацию о гипоцентре, магнитуде события и примеры записей волновых форм. Этот бюллетень также доступен через интернет.

Для большей части Европейской Арктики 90-процентный порог обнаружения событий норвежской сетью станций составляет  $m_b=2.5$  или выше. Даже для территории Новой Земли, которая располагается от ближайшей норвежской сейсмической группы на расстоянии более 1000 км, зарегистрированы и локализованы некоторые сейсмические события с магнитудой  $m_b$  значительно ниже 3.0. Интенсивность таких события слишком мала для того, чтобы поместить события во всемирные бюллетени, но они включаются в региональный бюллетень NORSAR (подробная информация - по адресу [www.norsar.no](http://www.norsar.no)). Так, например, в марте 2006 г. были зарегистрированы три события с магнитудой  $m_b$  2.2, 2.3 и 2.6. Сейсмическая группа AS72-Шпицберген оказалась наилучшей в регистрации сейсмических явлений, происходящих на Новой Земле.



Станции МСМ: 1 –сейсмические;  
 2 – радионуклидная; 3 - инфразвуковая

Рисунок 1. Станции на территории Норвегии, входящие в Международную систему мониторинга

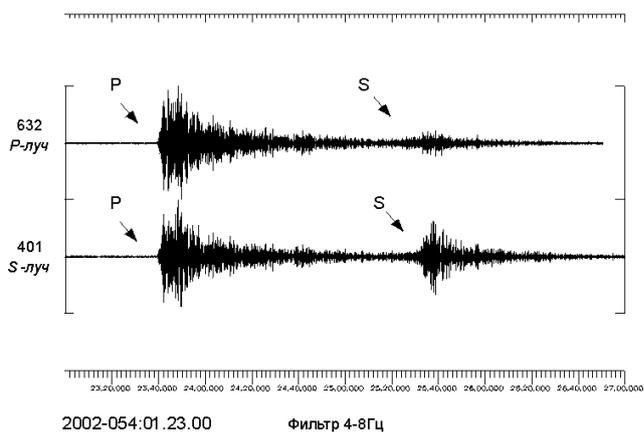


Рисунок 2. Пример регистрации слабого сейсмического события на Новой Земле 23 февраля 2002 (время в очаге 01.21.14). По результатам обработки с применением автоматического GBF- метода координаты этого события определены как 74.52N, 57.56E, а магнитуда - 2.97. Отношение «сигнал/шум» Р-волны, зарегистрированной станцией, составляет 142.5. Применение простого масштабирования показало, что пороговое значение регистрации Р-волны сейсмической группой AS72-Шпицберген для явлений, происходящих на этой территории, составляет около 2.0 или ниже.

На рисунке 2, приведен пример записи сейсмических сигналов (Р- и S-волны) группой AS72-Шпицберген события, произошедшего на Новой Земле 23 февраля 2002 (время в очаге 01.21.14). По результатам обработки с применением автоматического GBF- метода координаты этого события определены как 74.52N, 57.56E, а магнитуда - 2.97. Отношение «сигнал/шум» Р-волны, зарегистрированной станцией, составляет 142.5. Применение простого масштабирования показало, что пороговое значение регистрации Р-волны сейсмической группой AS72-Шпицберген для явлений, происходящих на этой территории, составляет около 2.0 или ниже.

#### ОПТИМИЗАЦИЯ ОДНОГРУППОВОЙ РЕГИСТРАЦИИ И ЛОКАЛИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Одной из самых сложных задач мониторинга ядерных испытаний является регистрация и локализация *слабых* сейсмических событий в ситуациях, когда отсутствует локальная сейсмическая сеть. В контексте мониторинга запрещенных ядерных испытаний, интересующие слабые события, находясь далеко от ближайшей станции мониторинга, должны хорошо фиксироваться только одной чувствительной сейсмической группой на значительном расстоянии от очага, которое может составлять несколько сот километров или больше. Это является главной причиной того, почему в NORSAR исследования сосредоточены на оптимизации методов регистрации и локализации событий по данным одной сейсмической группы. Сравнительно недавно достигнут значительный прогресс в разработке системы автоматической регистрации и локализации явлений по результатам работы одной сейсмической группы на примере регистрации взрывов в пределах площадей ряда горнодобывающих предприятий. Для решения данной задачи была создана система экспериментальной регистрации и локализации событий в режиме реального времени с использованием группы ARCES (рисунок 3) происходящих на группе карьеров и шахт, действующих на Кольском полуострове. Результаты автоматической обработки сравнивались с регулярным интерактивным бюллетенем. Кольский региональный сейсмологический центр (KRSC) предоставил информацию об эталонных событиях на карьерах и шахтах. Оказалось, что автоматический процесс обработки при условии необходимой калибровки группы, по точности локализации соответствует и иногда превосходит результаты работы специалиста - аналитика даже тогда, когда у специалиста - аналитика есть доступ к данным по всей сети станций. Основные причины полученного хорошего результата - применение оптимизированных полосовых фильтров с фиксированной частотой наряду с корректным применением автоматического авторегрессионного метода определения времени вступления волн.

В рамках пилотного проекта была разработана [1] полностью автоматизированная система локализации и идентификации событий, происходящих на рудниках вблизи города Ковдор на северо-западе России с использованием данных только одной региональной группы ARCES. Эти исследования можно коротко охарактеризовать следующим образом. По результатам анализа записей событий в горных выработках Ковдор разработан

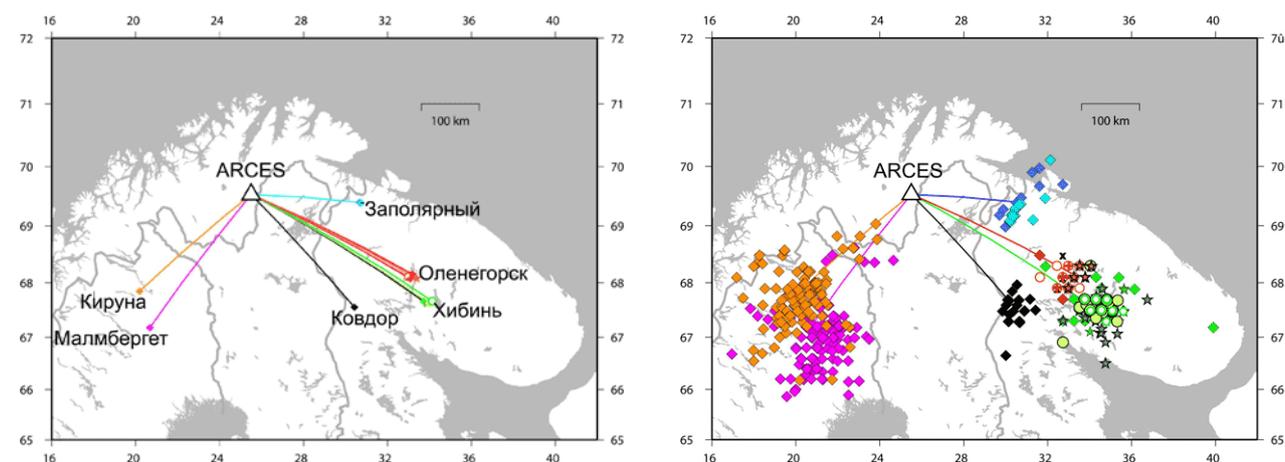
ряд критериев для определения того, является ли запись, сделанная группой ARCES результатом событий в этих горных выработках. Запись оценивается как весьма вероятный результат события, произошедшего на рудниках Ковдора, если она проходит выполняется три следующих теста:

- Значения скорости и азимута, включенные в Каталог автоматической регистрации ARCES, соответствуют диапазонам, установленным по подтвержденным событиям на рудниках Ковдора.
- Значения скорости и азимута, полученные методом f-k анализа в фиксированной полосе частот соответствуют вступлению Pn-волны от событий на рудниках Ковдора.
- Имеются вторичные фазы, характеристики которых соответствуют скорости и азимуту по данным f-k анализа (с фиксированной полосой частот в пределах временного окна с фиксированной задержкой после первого вступления P-волны).

Полученные результаты являются достаточно обнадеживающими. Был проанализирован список автоматически выявленных вступлений на записях группы ARCES за период 208 дней, и было обнаружено 6176 сигналов, которые потенциально соответствовали событиям на рудниках Ковдора. С помощью усовершенствованной автоматической обработки данных это число событий было уменьшено до 48, из которых 47 оказались подлинными и только 1 – ложным. 47 выявленных событий включали все 28 взрывов в горных выработках, первоначально зарегистрированных Кольским региональным сейсмологическим центром в течение изучаемого промежутка времени, плюс ряд последующих вступлений, образованных «двойными» взрывами.

Разработанная процедура локализации событий по данным одной сейсмической группы с поправкой на систематическую ошибку, обеспечила локализацию 38 событий по зарегистрированным P- и S-волнам со средней ошибкой всего лишь 5.8 км. Данный показатель значительно лучше средней ошибки (12.1 км), полученной при составлении интерактивного регионального бюллетеня по тем же событиям.

Подобное исследование проведено для некоторых рудников в северной Европе [4]. Результаты показаны на рисунках 3 а. б. и полностью подтверждают результаты, полученные для рудников Ковдора.



**а** – схема расположения группы относительно шахт и карьеров на севере Швеции и на Кольском полуострове России

**б** – результаты автоматической локализации событий

*Рисунок 3. К результатам работы региональной сейсмической группы ARCES*

На рисунке 3 а показана схема расположения исследуемых шахт и карьеров, на рисунке 3б – результаты автоматической локализации событий, полученные при обработке данных с использованием GBF- метода. Этот метод обработки является довольно надежным и позволяет вычислять местоположение даже очень слабых событий (вплоть до 1.0 единицы магнитуды). Однако в ряде случаев результаты автоматической локализации событий являются неудовлетворительными из-за интерференции волн различных сейсмических событий. При рутинной обработке в NORSAR эта проблема решается благодаря работе специалиста-аналитика, постоянно ведущего анализ некоторых зарегистрированных событий. На рисунке 4 показано поразительное улучшение результатов локализации событий, зарегистрированных одной сейсмической группой, полученное при учете местных условий. Распространения сейсмических волн.

Рисунок 4а показывает локализацию событий без учета систематических поправок к параметрам медленности и времени пробега. Локализованные события очень хорошо группируются относительно каждой шахты/карьера, но при этом наблюдается систематическая ошибка. Для устранения систематической ошибки была использована информация по эталонным событиям, что позволило улучшить локализацию событий по, как это показано на рисунке 4б. В целом результаты определений по данным одной сейсмической группы оказались гораздо точнее, чем по данным нескольких групп.

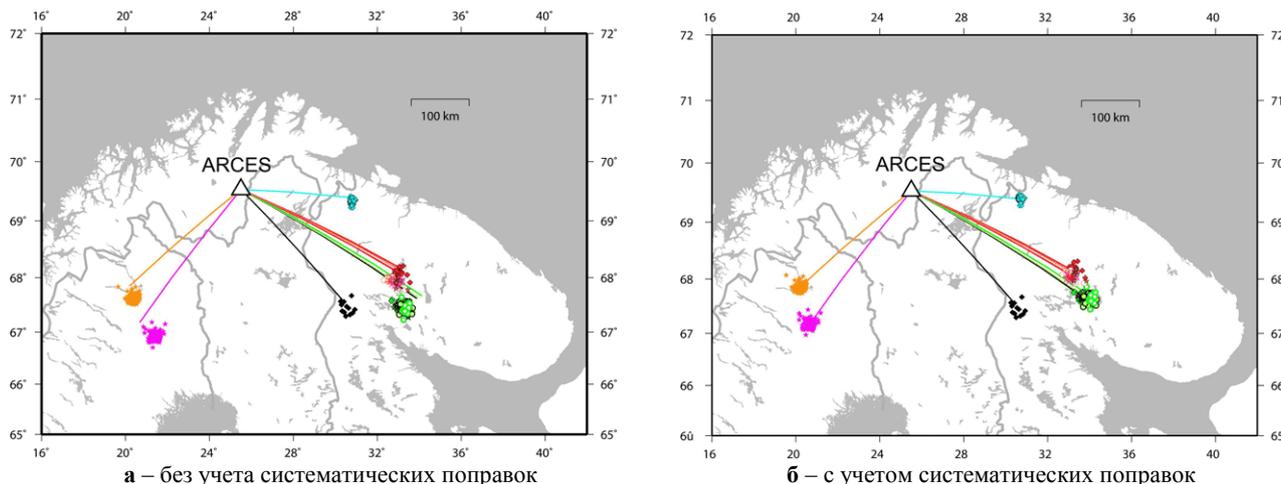


Рисунок 4. К определению местоположения событий, отобранных по результатам тестирования

Это может быть объяснено тем, что при обработке данных одной сейсмической группы, обычно можно избежать проблему интерференции волн. Одновременное применение f-k анализа с фиксированной полосой частот и автоматическое вычисление времени вступления волн позволяет получить более стабильные и точные данные по локализации сейсмических событий.

Достигнутые результаты основаны на алгоритмах локализации события с учетом местных условий, с использованием параметров медленности и азимута, вычисленных в полосовом фильтре фиксированной частоты для каждой выделенной площадки, а времена вступления волн определены авторегрессиным методом. Следует отметить, что не все события, показанные на рисунке 3, присутствуют на рисунке 4, так как часть их, не соответствующая разработанным тестам, была исключена из рассмотрения еще до этапа локализации. Каждое локализованное событие имеет уверенные признаки принадлежности к изучаемому географическому району, описанному в тестах, что в значительной степени исключает возможность локализации событий на удалении от исследуемых площадок. Процедура локализации проводилась программой HYPOSAT [6] с использованием вступлений только Pn- и Sn- волн, зарегистрированных сейсмической группой ARCES (Pg- и Sg-фаз - для Заполярных шахт).

#### КОРРЕЛЯЦИЯ ВОЛНОВЫХ ФОРМ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППЫ

Метод корреляционного детектирования является относительно новым подходом в сейсмологии, который имеет значительные преимущества, заключающиеся в повышенной чувствительности и улучшенном отсеивании событий по сравнению со стандартными алгоритмами детектирования. Основная идея метода заключается в том, что представительная волновая форма события используется как шаблон (т.е. согласованный фильтр), который коррелируется с непрерывным и, возможно, многоканальным потоком данных с целью обнаружения нового сигнала. Эти алгоритмы являются эффективными при обнаружении повторяющихся событий, таких как взрывы и афтершоки, происходящие в одном и том же месте. Пример возможностей корреляционного метода показан на рисунках 5 и 6. Данный пример относится к изучению обрушений породы на угольной шахте в Барентсбурге (Шпицберген), где сейсмическая группа AS72-Шпицберген (SPITS) используется в качестве источника данных (рисунок 5).

Как показано на рисунке 6 (запись 3) основное событие (одно из больших обрушений породы) коррелируется с записями волновых форм, на которых на первый взгляд содержится только шум. Тем не менее, корреляционная трасса (запись 1) имеет явно выраженный пик, который означает, что событие действительно произошло и что место данного события находится рядом с основным событием. Использование данного подхода позволило обнаружить несколько тысяч небольших обрушений пород менее чем за год [2, 3].

Проведенные исследования показали, что использование корреляции формы волны с сигналом может понизить порог обнаружения на 0,5- 1 единиц магнитуды по сравнению со стандартными алгоритмами обнаружения сигналов, что является значительным достижением. Еще более значительным являются возможности, открывающиеся при объединении этого метода с методами обработки данных сейсмических групп. Для такого дополнительного усовершенствования необходимо выполнить следующее:

- Определить оптимальный частотный фильтр для комбинации «станция – исследуемая площадка». Например, в случае, приведенном на рисунке 6, была выбрана полоса фильтра 3.0 - 6.0 Гц.
- Применить выбранный фильтр индивидуально к записи каждого элемента группы как для основного события, так и к непрерывно поступающим записям волновых форм, к которым будет применяться детектор.
- Провести корреляцию записи основного события с поступающими волновыми формами применительно к каждому индивидуальному элементу группы. В примере, приведенном на рисунке 6, длина сегмента запи-

си основного события, используемого для корреляции, составляла 20 сек. Результатом был набор корреляционных трасс; по одной на каждый элемент группы.

- Сформировать “корреляционный луч” путем добавления корреляционных трасс без смещений по времени. Такой корреляционный луч будет использован в процессе детектирования.

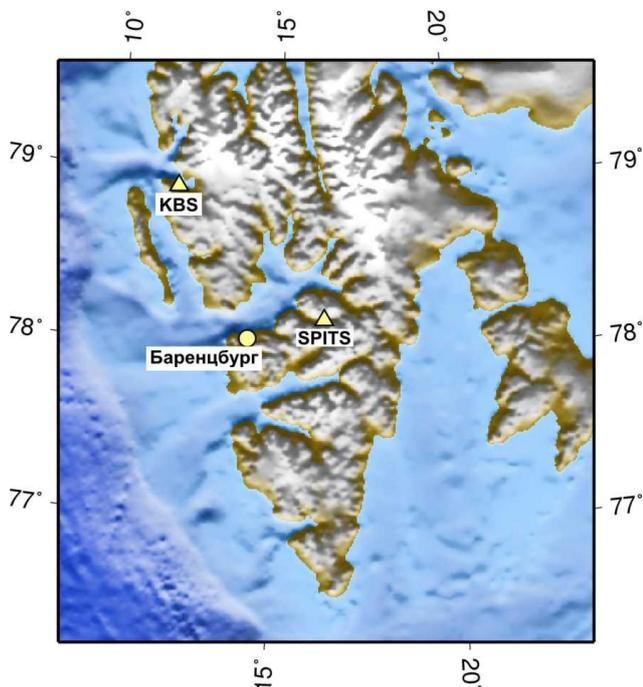


Рисунок 5. Местоположение шахты Баренцбург, сейсмической группы AS72-Шпицберген (SPITS) и сейсмической станции KBS

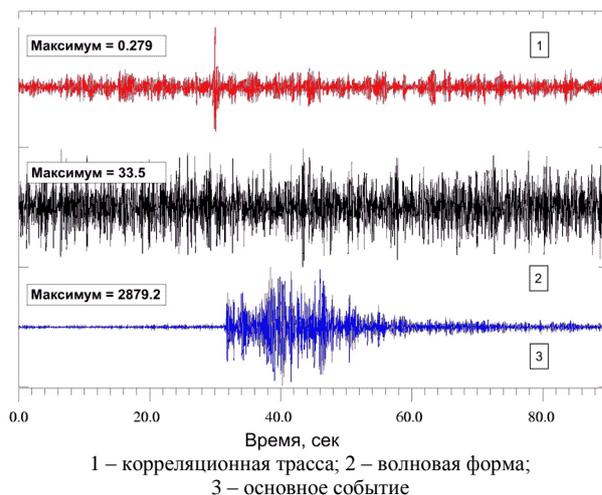


Рисунок 6. Пример применения корреляции волновых форм для обнаружения сигналов, поглощенных шумом

Важно осуществить четыре описанных шага в той последовательности, в которой они приведены. Например, формирование луча (пучка лучей) для элементов группы перед применением корреляции не приведет к формированию луча, характеризующегося тем же усилением. Как оказалось, “корреляционный луч” может быть получен без потери усиления, если сигнал получен для того же места, что и основное событие. К этому набору корреляционных трасс можно применить частотно-волновой анализ (f-k анализ) для разрешения проблем ложных вступлений [3]. В целом процедура корреляции по сейсмической группе (типа AS72-Шпицберген) обеспечивает увеличение порога обнаружения на 1 - 1.5 единиц магнитуды, половина этого увеличения достигается за счет применения корреляции и половина – за счет последующей обработки сейсмической группы. В качестве показательного примера ниже приводятся некоторые результаты детектирования афтершока хорошо известного события в Карском море, зарегистрированного 16 августа 1997 (рисунок 7).

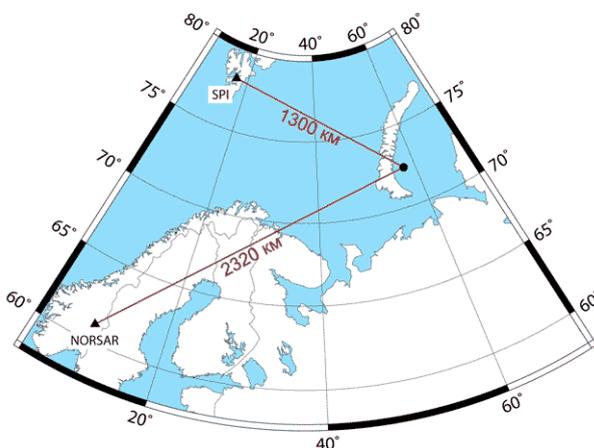
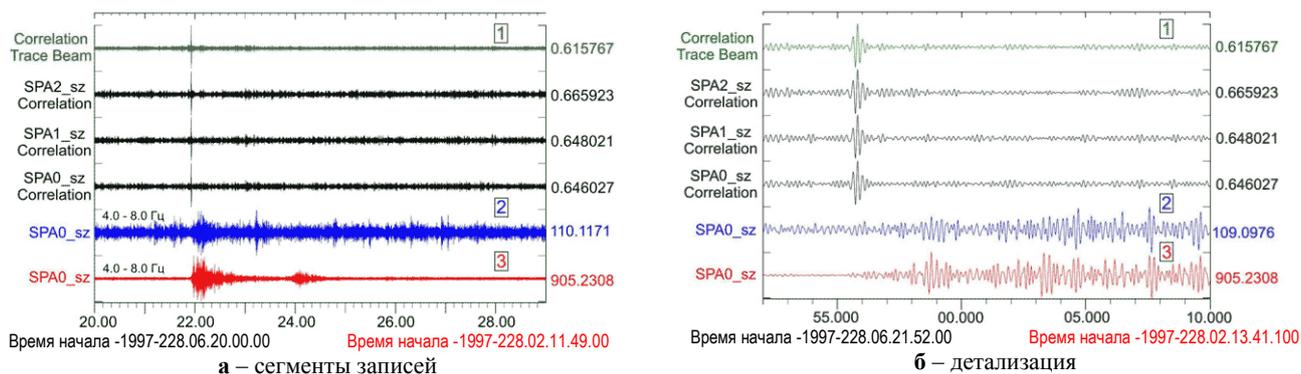


Рисунок 7. Схема расположения события в Карском море 16 августа 1997г. относительно групп NORSAR и AS72-Шпицберген ( $m_b=3.5$  основного события,  $m_b=2.5$  афтершока)

Слабый афтершок ( $m_b=2.5$ ), произошедший около 4 часов после главного события, был зарегистрирован только одной станцией МСМ (AS72-Шпицберген) во время стандартной обработки поступивших данных. Эта сейсмическая группа, находящаяся примерно в 1280 км от места события, зарегистрировала несколько вступлений Р-волн с относительно низким соотношением сигнал-шум и ни одной S волны. Поэтому событие не могло быть автоматически определено, а было идентифицировано как афтершок только при тщательной и требующей время проверке специалистом-аналитиком. Была применена процедура корреляции как к группе малой апертуры AS72-Шпицберген, так и к группе большой апертуры NORSAR (на расстоянии больше 2300 км). При этом главное событие было использовано в качестве эталонного события. Результаты обработки слабого афтершока показаны на рисунке 8а, б. Каждый канал был отфильтрован полосовым фильтром с полосой от 4.0 до 8.0 Гц, из сигнала основного события был выделен 60 секундный сегмент данных (красный цвет). Начало сегмента соответствовало времени 1997-228:02.13.44.913. Записи, содержащие предполагаемый афтершок были отфильтрованы в той же полосе частот (синий цвет), для каждого элемента были рассчитаны нормированные коэффициенты корреляции. Трасса на рисунке 8 (зеленый цвет) является суммированием 9 корреляционных трасс. Как видно из рисунка 8, явный пик на корреляционном луче отмечается в момент времени 1997- 228:06.21.55.815.



1 – корреляционная форма луча; 2 – запись афтершока; 3 – запись основного события (фильтрация в полосе частот 4 – 8 Гц)

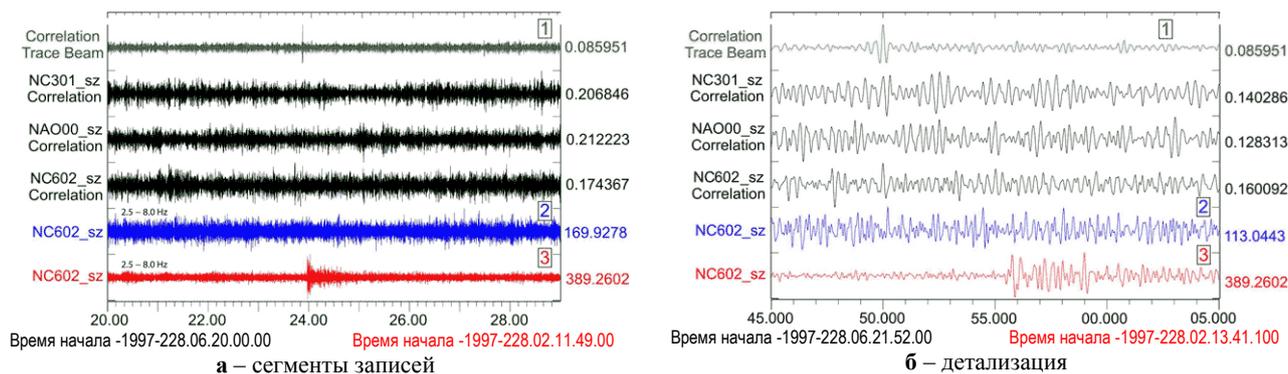
*Рисунок 8. Детектирование афтершока, произошедшего в Карском море, путем корреляции волновых форм с использованием данных группы AS72-Шпицберген*

Таким образом, на рисунках 8а, б видны отчетливые корреляционные пики афтершока на временах, соответствующих двум событиям с совпадающими координатами. На записях группы AS72-Шпицберген видны четкие пики как для индивидуальных датчиков, так и по лучу. Если бы данный корреляционный подход был доступен при регистрации события в Карском море, он предоставил бы четкие и незамедлительные доказательства афтершока при минимальном участии специалиста-аналитика.

Результаты обработки записей, полученных группой NORSAR (рисунок 9), являются еще более впечатляющими и демонстрируют одно из основных преимуществ методики корреляции/лучеобразования - индивидуальные корреляционные трассы являются когерентными для всей группы, даже когда отдельные волновые формы не когерентны. Полоса частот в данном случае соответствует значениям 2.5 - 8.0 Гц. 60 секундные временные окна, содержащие сигналы основного события, были взяты на несколько секунд больше для учета заметных временных задержек, связанных с прохождением сейсмических волн в пределах группы. Первое временное окно основного события начинается в 1997-228:02.15.39.087 у элемента NC301. Сигнал на записях этой отдаленной группы теряется в шуме в гораздо большей степени, чем на записях группы SPI, и обычным STA/LTA - детектором этот сигнал не обнаружен ни на одной из частот полосы. В то же время на записях группы SPI сигнал остается очень когерентным во всей полосе частот, с хорошим соотношением сигнал/шум, что не наблюдается на записях группы NOA, обработанных с применением обычной методики формирования луча. В противоположность корреляционной трассе (зеленый цвет), на индивидуальных поэлементных корреляционных трассах четкий одновременный максимум не виден. Однако, на луче, сформированном с внесением соответствующих временных поправок к отдельным корреляционным трассам, виден четкий пик в месте, соответствующее времени 1997-228:06.23.49.999.

Таким образом, применение метода корреляции/лучеобразования приводит к увеличению соотношения сигнал/шум гораздо в большей степени, чем при обычном способе лучеобразования. Действительно, на корреляционных трассах отдельных датчиков группы NORSAR событие даже не видно, тогда как оно отчетливо видно на луче этих трасс.

**УСОВЕРШЕНСТВОВАННАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ  
ОТ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРУПП В NORSAR: ПОСЛЕДНИЕ ДОСТИЖЕНИЯ И ПЛАНЫ НА БУДУЩЕЕ**



а – сегменты записей  
б – детализация  
1 – корреляционная форма луча; 2 – запись афтершока до и 3 – запись афтершока после применения метода корреляции/лучеобразования (фильтрация в полосе частот 2.5 – 8 Гц)

*Рисунок 9. Детектирование афтершока, произошедшего в Карском море, путем корреляции волновых форм с использованием данных группы NORSAR*

### ПЛАНЫ НА БУДУЩЕЕ

Дальнейшие исследования в NORSAR будут сосредоточены на улучшении автоматической обработки данных мониторинга с акцентом на сейсмические группы. И хотя необходимость в использовании работы специалиста-аналитика полностью никогда не исчезнет, целью исследований является снижение в максимальной степени нагрузки на него путем оптимального использования передовых компьютерных алгоритмов.

Одним из современных направлений наземного мониторинга ядерных испытаний является особое внимание, уделяемое слабым сейсмическим событиям, зарегистрированным на локальных или около-региональных расстояниях. Поэтому, сбор надежной информации об эталонных событиях для шахтных взрывов или других сейсмических событий с хорошо определенными параметрами источника и дальше будет оставаться очень важной задачей. Развитие автоматических методов обнаружения, определения местоположения и оценки магнитуды сейсмического события на локальных расстояниях станет областью повышенной значимости в дальнейших исследованиях NORSAR.

Предполагается внедрение методов, представленных в данной работе, в оперативной среде. Первоначально эти процессы будут применены параллельно с GBF- обработкой, ведущейся в NORSAR в реальном режиме времени, с тем, чтобы выявить основные направления улучшения результатов. После того, как будет выполнена калибровка всех новых зон, будут применяться как методы обработки данных для одиночной группы, так и процедуры корреляции в пределах этих зон и оценки полученных результатов. Как показано в данной работе, оба разработанные метода превосходят традиционную обработку с применением GBF- метода в тех районах, для которых имеется соответствующая калибровочная информация. Однако остается открытым вопрос относительно применимости этих методов в более широком контексте. Метод обработки данных одиночной группы требует, в идеале, подробный “шаблон”, характеризующий ожидаемый характер волновых форм для заданной схемы размещения «событие-станция». На практике, алгоритм, требующий менее детальной калибровки, может также оказаться полезным. Например, можно попытаться применить метод, если, по крайней мере, есть надежные калибровочные данные по азимуту.

Корреляционный метод требует эталонной информации на площадке, находящейся “близко” к целевой точке. Понятие “близко” неоднозначно, так как, пока не известно, насколько близко должна находиться целевая площадка к основному событию, чтобы корреляционный детектор оставался эффективным в данной ситуации. Поэтому будут продолжены работы над определением “зоны охвата” корреляционного детектора как функции разнообразных параметров (полоса частот, расстояние от источника до станции, тип регистрируемой фазы, длина и размещение корреляционного окна и др.).

Сейсмические группы составляют основной инструмент при мониторинге слабых сейсмических событий на региональных расстояниях. Многие из методов, применяемые в настоящее время при обработке данных сейсмических групп, были разработаны и протестированы в NORSAR. Работа по улучшению методов обработки данных сейсмических групп продолжается. Интересным применением станет обработка данных инфразвуковой группы вместе с сейсмическими данными. В частности, совместная сейсмо-инфразвуковая обработка данных станет фокусом исследований при установке инфразвуковых групп МСМ в Северной Норвегии (PS28-Карасйок), что ожидается в 2007 г.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Gibbons, S. J. Monitoring of seismic events from a specific source region using a single regional array / S. J. Gibbons, T. Kverna and F. Ringdal // J. Seismology, 2005. – 9. – P. 277- 294.
2. Gibbons, S. J. The detection of rockbursts at the Barentsburg coal mine, Spitsbergen, using waveform correlation on SPITS array data / Gibbons, S. J. and F. Ringdal // In NORSAR Semiannual Technical Summary 1 July-31 December 2004, Kjeller, Norway // NORSAR Sci. Rep., 2005. - No 1.
3. Gibbons, S. J. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation / S. J. Gibbons., F. Ringdal // Geophys. J. Int., 2006. - 16. – P. 149 - 166.
4. Kverna, T., S. Integrated Seismic Event Detection and Location by Advanced Array Processing // T. Kverna, S.J. Gibbons, F. Ringdal, D.B. Harris // Proceeding of the 27<sup>th</sup> Seismic Research Review – Ground-based Nuclear Explosion Monitoring Technologies. Los Alamos National Laboratory, LA-UR-05-6407. - Rancho Mirage, California, Sept., 2005. – P. 20 – 22.
5. Ringdal, F. A multichannel processing approach to real time network detection, phase association and threshold monitoring / F. Ringdal, T. Kverna // Bull. Seism. Soc. Am., 1989. – 79. – P. 1927 – 1940.
6. Schweitzer, J. HYPOSAT - An enhanced routine to locate seismic events / J. Schweitzer // Pure Appl. Geophys., 2001. – 158. – 277 - 289.

### **СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОПТАРЫНАН АЛЫНҒАН ДЕРЕКТЕРІН NORSAR ОРТАЛЫҒЫНДА ЖЕТІЛДІРІП ӨНДЕУ: СОҒҒЫ ТАБЫСТАР ЖӘНЕ КЕЛЕШЕККЕ ЖОСПАРЛАР**

**Рингдал Ф., Кверна Т., Гиббонс С.**

*NORSAR Норвегиялық сейсмикалық тобы, Киеллер, Норвегия*

Бұрын болған Новая Земля сынау полигонын қосатын Еуропа-Арктика аумағын зерделеу акцентімен аумақтық қашықтығындағы сейсмикалық мониторингінің әдістерін жақсарту бойынша көп жылдық зерттерлеуің шолуы келтірілген. NORSAR ғылыми-зерттеулер программалары жұмылдырылған үш аспекті талданылуда: 1) бір неше сейсмикалық топтар деректері бойынша автоматты детекторлау және аумақтық сейсмикалық оқиғаларын оқшаулауының NORSAR-да әзірленген жүйесін одан әрі дамыту; 2) жергілік жағдайларын есепке алуымен және «прожектор» әдісін қолдануымен сейсмикалық оқиғаларын оңтайлы табу және оқшаулау үшін бір тобының деректерін өңдеуін жетілдіру; 3) сейсмикалық топтарының деректерін дәстүрлі өңдеуімен қатар сейсмикалық белгілер арасында корреляциясын қолдану, бұл, жеткілікті калибрлік ақпараты бар аудандар үшін оқиғаларын табу шегін магнитуданың бір бірлігіне жоғарылатуына мүмкіншілік береді.

### **ADVANCED SEISMIC ARRAY PROCESSING AT NORSAR: RECENT DEVELOPMENTS AND FUTURE PLANS**

**F. Ringdal, T. Kverna and S.J. Gibbons**

*NORSAR, Kjeller, Norway*

Scientists at NORSAR have for a number of years conducted research to improve seismic monitoring tools at regional distances, with emphasis on the European Arctic region, which includes the former Novaya Zemlya test site. This presentation concentrates on three aspects which are currently being focused upon in NORSAR's research program: 1) Further development of NORSAR's regional on-line processing system for automatic multi-array detection and location; 2) Advanced site-specific one-array processing, using a "spotlighting" technique to achieve optimized event detection and location; 3) Use of waveform correlation in combination with array processing to achieve an order-of-magnitude improvement in detection capability at sites for which appropriate calibration information is available.

УДК 550.342.001

## СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКИХ СТАНЦИЙ МОНИТОРИНГА

Михайлова Н.Н., Комаров И.И.

*Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан*

Проведено исследование спектральных характеристик сейсмического шума для сейсмических групп PS23-Маканчи, Каратау, Акбулак, AS057-Боровое и новой трехкомпонентной станция AS059-Актюбинск. Получены модели спектральной плотности шума для дневных и ночных периодов времени и вариации значений спектральной плотности. Для всех станций характерны шумы, близкие к нижеурвневой мировой модели шума, что определяет их высокую эффективность при сейсмическом мониторинге. Отдельно изучена зависимость параметров шума в зависимости от условий установки сейсмоприемников. На примере трех станций (PS23-Маканчи, AS057-Боровое, AS059-Актюбинск) показан характер изменения спектральной плотности шума после установки сейсмометров в скважины.

### ВВЕДЕНИЕ

В течение десятилетия 1996-2006 гг. казахстанская система сейсмического мониторинга ядерных испытаний, являющаяся частью глобальной системы контроля за возможными ядерными испытаниями, получила значительное развитие. Введены в строй новые сейсмические группы PS23-Маканчи, Каратау, Акбулак, AS057-Боровое, установлена трехкомпонентная станция AS059-Актюбинск (рисунок 1). Как показал опыт эксплуатации, все станции являются высокочувствительными и обеспечивают эффективную регистрацию событий как на региональных, так и на телесеismicких расстояниях.

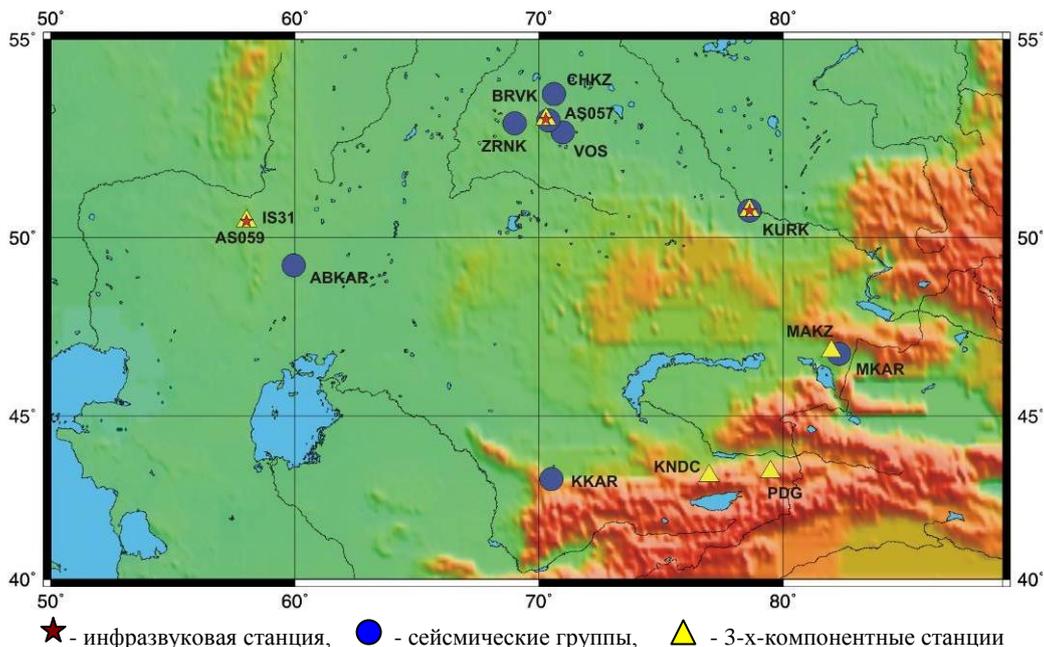


Рисунок 1. Схема расположения станций НЯЦ РК на территории Казахстана

Одним из важнейших технических критериев эффективности работы станций мониторинга является уровень сейсмического шума. Его исследования проводят на разных этапах создания и работы станций, например, при выборе площадок под строительство, при обосновании апертуры сейсмических групп [1]. Во время эксплуатации станций модели шума и его вариаций исследуют для повышения эффективности обработки сейсмических данных. Кроме того, периодически, в связи с изменяющейся обстановкой в районе расположения станций отслеживается динамика изменения характеристик шума, что может помочь выявить дополнительные шумы на определенных частотах, связанных, например, с какими-либо промышленными производствами. Важным аспектом изучения шума является мониторинг состояния регистрирующих каналов, который используется в некоторых Международных центрах данных. Однако для этого необходимо предварительное тщательное изучение параметров сейсмического шума по каждой станции, создание реальной модели шума и его естественных вариаций. Последующий постоянный расчет кривых шума, сравнение их с

моделями обеспечивают выявление изменений, связанных с возникающими аппаратурными проблемами и способствует оперативному устранению неполадок.

Применительно к сейсмическим станциям НЯЦ РК первый цикл исследования шумов был рожден в 1998 – 2000 гг. в связи с установкой на территории Казахстана первых цифровых сейсмических станций, в основном трехкомпонентных наземных [2, 3]. Затем шумы изучались в связи с созданием новых сейсмических групп и модернизации трехкомпонентных станций [1, 4, 5]. Настоящая работа продолжает исследования сейсмического шума применительно к разработке метода автоматизированного контроля за работой технических систем станций. С этой целью проведено:

- Изучение спектральных моделей шума по станциям сети НЯЦ РК.
- Изучение вариаций шума, в том числе, отдельно для дневного и ночного шума.
- Сравнение характеристик шума по наземным и скважинным станциям.

Исследования были распространены практически на все сейсмические группы и станции сети НЯЦ РК, перечень которых и некоторые данные о которых приведены в таблице 1.

Таблица 1. Данные о станциях НЯЦ РК, для которых проведено изучение сейсмических шумов

Код станции	Название станции	Тип сейсмометра	Частотный диапазон, Гц	Место установки
АКТ	Актюбинск	CMG-3	0,03-50,0	поверхность, бункер
MAKZ (IRIS/GSN)	Маканчи	CMG-3	0,03-50,0	штольня
VOS	Восточное	STS-2	0,008-45,0	шахта
CHK	Чкалово	STS-2	0,008-45,0	шахта
ZRN	Зеренда	STS-2	0,008-45,0	шахта
MKAR	PS23-Маканчи	KS54000	0.003-16	скважина
KKAR	Каратау	KS54000	0.003-16	скважина
ABKAR	Акбулак	KS54000	0.003-16	скважина
KURK (IRIS-IDA)	Курчатов	STS-1	0,0027 – 5	шахта
BRVK (IRIS-IDA)	Боровое	STS-1	0,0027 – 5	шахта
BVAR-	AS057-Боровое	CMG -3TB	0,0027 – 5	скважина
АКТО-	AS059-Актюбинск	CMG -3TB	0,0027 – 5	скважина

#### ИЗУЧЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ ШУМА ПО СТАНЦИЯМ СЕТИ НЯЦ РК

Для получения спектральной модели шума использовались экспериментальные данные (сейсмические записи) за 2003 -2004 гг. По каждой станции создавались выборки из не менее 20 фрагментов сейсмических записей длиной по 30 минут. Отдельно формировались данные для изучения дневного и ночного шума. Дневным периодом считалось местное время от 7 до 19 часов, ночным – от 19 до 7 часов. Анализировались отдельно записи по каждой компоненте широкополосных станций, входящих в состав сейсмических групп. В данной работе приведены результаты оценки параметров шумов только по вертикальной компоненте широкополосных трехкомпонентных станций.

Для расчета спектральной плотности сейсмического шума применялась методика, ранее использованная в [1-5]. и основанная на применении программы POWER, любезно предоставленной сотрудником LDEO (Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University) Вон-Янг Кимом. На вход программы подавались записи, скорректированные за характеристики приборов. В результате расчетов отдельно для каждой станции, каждой компоненты, для дня и ночи были получены наборы спектральных кривых сейсмического шума. Примером может служить рисунок 2, где приведены все кривые спектральной плотности вертикальной компоненты сейсмического сигнала, регистрируемого станцией Каратау по дневным фрагментам записей. Максимальный разброс значений уровня шума наблюдается в диапазоне периодов 0,06 с-0,8 с и может достигать 15 - 18 дБ. По полученным данным оценен наиболее вероятный спектр сейсмического шума в изучаемом диапазоне периодов. Для этого для каждого периода построены и проанализированы распределения значений уровня шума. В качестве параметров каждого распределения рассматривались медиана и перцентили (85% и 15%). Затем по медианам распределений построен спектр, который и принимался за модель шума по данной станции (рисунок 3). Модели получены отдельно для дневных и ночных шумов.

На рисунках 4 и 5 показаны результативные графики спектральной плотности (медианные спектры) для станций KKAR, MKAR, ABKAR, BVAR и АКТО (таблица 1), сейсмометры которых расположены в скважинах. Здесь же показаны мировые модели шума (нижнеуровневая и верхнеуровневая) [6].

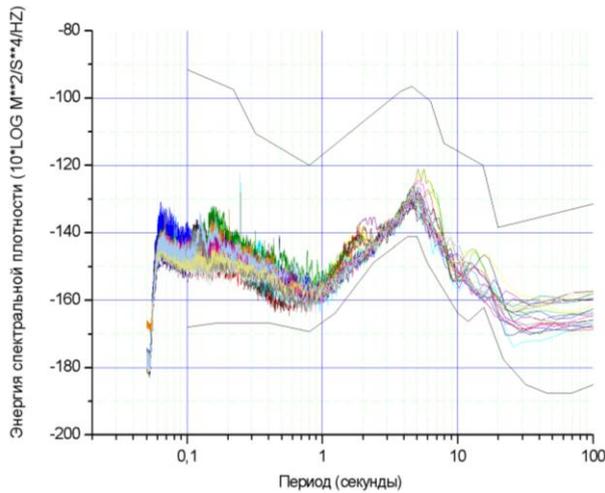


Рисунок 2. Спектральные кривые сейсмического шума. Станция Каратау. Вертикальная компонента. Дневное время

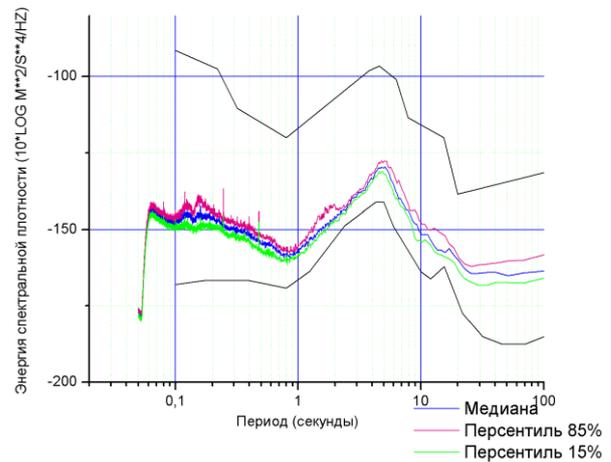


Рисунок 3. Медианный спектр сейсмических шумов и границы 70%-ого интервала вариаций. Станция Каратау. Дневное время

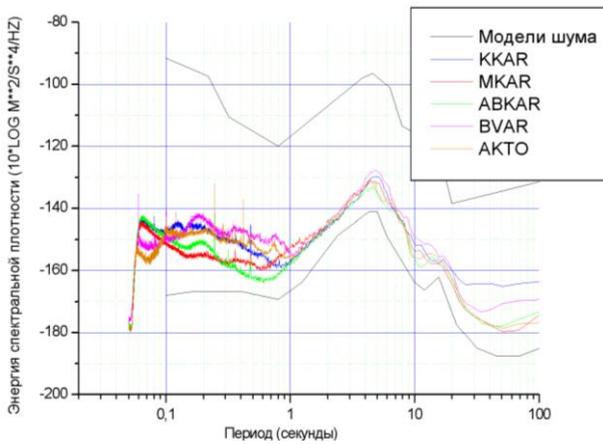


Рисунок 4. Сопоставление дневных спектров сейсмического шума по станциям сети НЯЦ РК

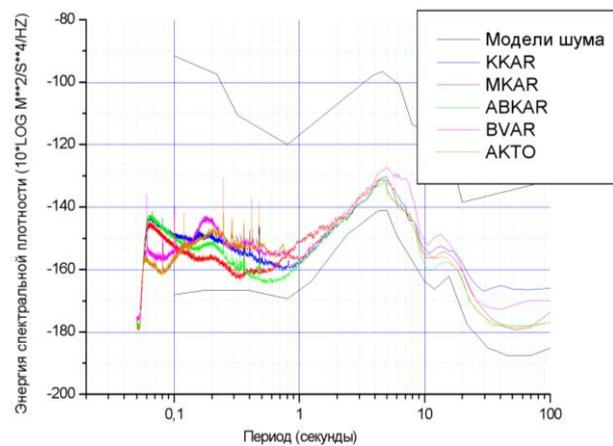


Рисунок 5. Сопоставление ночных спектров сейсмического шума по станциям НЯЦ РК

Как видно из рисунков 4 5, спектральные кривые сейсмического шума всех станций НЯЦ РК тяготеют к нижнеуровневой модели сейсмического шума. Проявляются общие закономерности изменения уровня шума с ростом периодов колебаний, свойственные всем станциям мира - положение глобальных экстремумов на спектрах в области 5 с, около 20 с, общий минимум в области 1 с. Различие в спектрах станций НЯЦ РК проявляется в основном в высокочастотной области (менее 1 с). Причем это различие в большей степени характерно для дневных шумов и достигает 16дБ. На периодах более 1 с вплоть до 20 с все спектры характеризуются практически одинаковым уровнем.

Наиболее низким уровнем шумов в большей части диапазона периодов характеризуются станции PS23-Маканчи и Акбулак. Несколько более «шумными» являются станции Каратау, AS059-Актюбинск, AS057-Боровое. То, что минимальным уровнем шума отличаются сейсмические группы Акбулак и PS23-Маканчи, не удивительно. Площадки расположения этих станций находятся вдалеке от населенных пунктов и промышленных предприятий, тщательно выбраны на основе специальных геологических и инструментальных исследований.

#### ИЗУЧЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ ВАРИАЦИЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА СТАНЦИЙ НЯЦ РК

Качество станций по характеристикам шума определяется не только уровнем шума, но и его вариациями. Хорошая станция должна характеризоваться низким уровнем шума в «рабочем» диапазоне периодов и небольшим разбросом уровня шума вследствие естественных вариаций. Одной из главных составляющих вариаций являются суточные вариации. В качестве характеристик суточных вариаций были рассмотрены: во-первых, различие уровней спектральной кривой между дневным и ночным медианными спектрами, во-вторых, диапазон естественных вариаций спектральных кривых дневных шумов и ночных шумов. На рисунке 6 дано сравнение медианных спектров для дня и ночи по двум станциям сети.

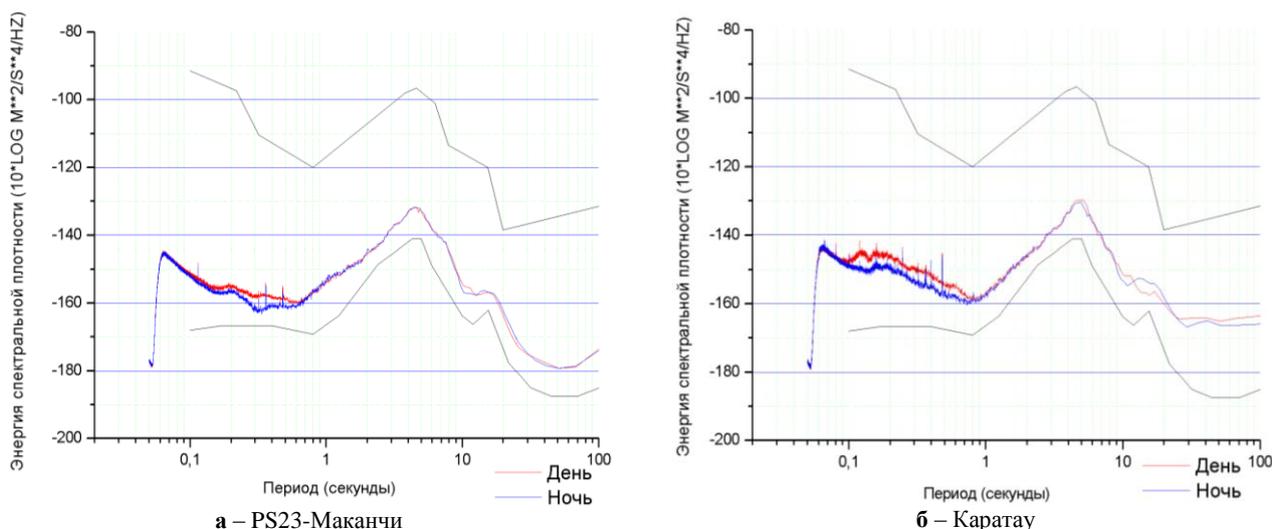


Рисунок 6. Спектральные кривые сейсмического шума для дня и ночи по станциям

Как правило, ночные спектры характеризуются более низким уровнем, чем дневные, в высокочастотной области. Из рисунка 6 видно, что в целом суточные вариации по медианным спектрам для дня и ночи незначительны. В таблице 2 приведена разница в уровнях дневных и ночных спектров на четырех дискретных периодах в области  $T \leq 1$  с.

Видно, что разница в уровнях – величина, зависящая от частоты, причем проявляющаяся по-разному на разных станциях. Все станции НЯЦ РК характеризуются небольшими вариациями шумов в течение суток. Это связано в значительной степени с тем, что все сейсмоприемники находятся в скважинах, влияние местных поверхностных шумов снижается. Среди станций наиболее стабильная – станция Акбулак. В таблице 3 приведены диапазоны 70%-ых естественных вариаций дневного и ночного шума на тех же четырех дискретных периодах.

Из таблицы 3 также видно, что станция Акбулак - одна из лучших по рассматриваемому показателю. Однако следует отметить, что вариации невелики на всех станциях - максимальные значения 70%-ого диапазона составляют всего 8 дБ.

Полученные модели сейсмического шума использованы для контроля за правильностью работы аппаратуры на станциях путем сравнения рассчитываемых частотных зависимостей с диапазоном «нормальных» вариаций сейсмического шума в пределах выбранного доверительного интервала. На рисунке 7 приведен пример выявления неполадок на станции AS057- Боровое.

Таблица 2. Разности значений уровней спектральной плотности сейсмического шума дневных и ночных медианных спектров (в дБ)

Период, сек	АВКАР	АКТО	ВВАР	ККАР	МКАР
0.1	0.55	8.50	2.47	1.88	1.33
0.3	0.03	0.12	3.66	2.95	4.09
0.5	1.28	0.34	6.37	2.00	2.42
1	0.41	0.53	1.96	0.19	0.18

Таблица 3. Диапазон вариаций дневного (красный цвет) и ночного (синий цвет) шума в пределах 70%-ого интервала значений уровней (в дБ)

Период, сек	АВКАР	АКТО	ВВАР	ККАР	МКАР
0.1	2.80	5.62	7.34	3.02	3.04
	1.42	6.26	3.09	2.82	3.89
0.3	1.57	2.73	5.73	3.87	3.82
	2.35	4.20	2.57	4.29	4.34
0.5	2.62	2.79	6.71	4.57	3.75
	2.71	8.07	3.95	6.31	4.39
1	1.81	2.58	4.95	2.97	7.22
	3.26	2.20	3.35	3.78	7.10

Здесь показано, как с определенного времени изменились спектральные кривые шума - резко отклонились от модельной кривой и ушли за пределы нижеуровневой модели шума. Это однозначно свидетельствовало о возникших проблемах в работе аппаратуры, что подтвердилось при проверке сейсмометра на станции.

Описанный вид контроля введен как рутинный при генерации суточных SEED -архивов по станциям сети НЯЦ РК.

#### ЗАВИСИМОСТЬ МОДЕЛЕЙ ШУМА ОТ УСЛОВИЙ УСТАНОВКИ СЕЙСМОМЕТРОВ

Изучена зависимость спектра шумов от условий установки сейсмической аппаратуры, что важно для оптимального выбора площадок под будущие сейсмические станции. При регистрации шумов временными полевыми сейсмическими станциями на поверхности делаются предположения, что при размещении аппаратуры будущей сейсмической группы в скважинах глубиной 30 – 70 м, уровень шумов значительно снизится.

Этот вопрос экспериментально изучен на статистически представительных данных для площадок трех станций: А057- Боровое, PS23-Маканчи, А059- Актюбинск.

#### А057- Боровое

В Боровом данные о сейсмических шумах регистрировали три различные сейсмические установки:

- станция системы IRIS/IDA, установленная с 1994г. на центральном пункте Геофизической обсерватории Боровое. Это трехкомпонентная сейсмическая станция (BRVK) с сейсмометрами типа STS-1, размещенными в шахте глубиной 25 м.
- станция BV1, одна из временных станций с сейсмометром STS2, установленная на дневной поверхности в 2001 г. во время выбора площадок под будущую станцию Международной системы мониторинга AS057-Боровое (BVAR) . Измерения шума проводились на поверхности в течение нескольких суток.
- трехкомпонентная станция, входящая в состав действующей с 2002 г. станции AS057-Боровое. Ее сейсмометры CMG-3ТВ установлены в скважине глубиной 70 м.

По записям этих трех станций с использованием описанной выше методики были рассчитаны медианные спектры, показанные на рисунке 8.

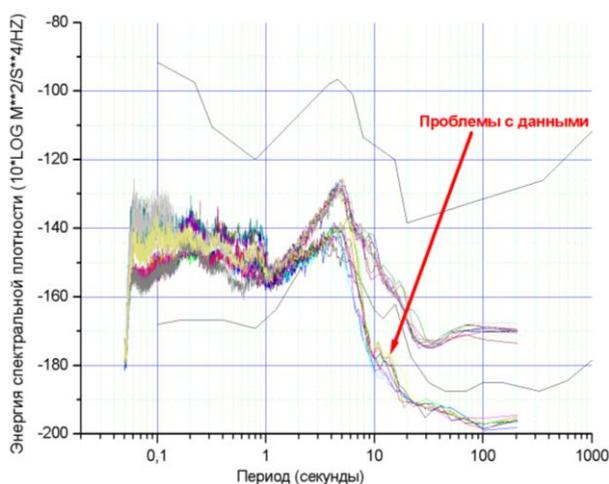


Рисунок 7. Выявление неполадки в работе аппаратуры по спектральным кривым сейсмических шумов. Станция А057- Боровое

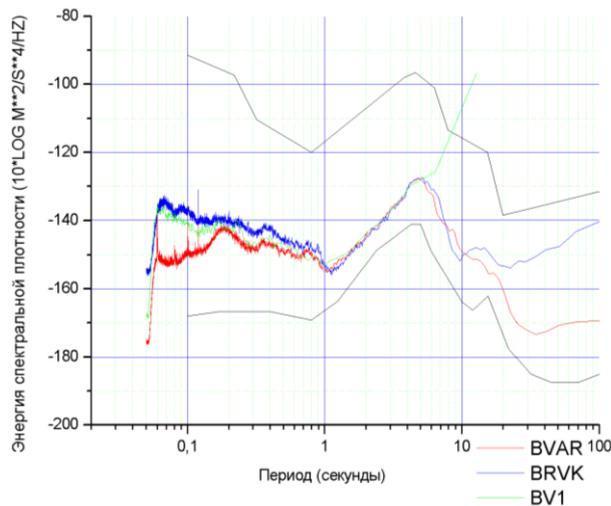


Рисунок 8. Спектральные кривые сейсмического шума по станциям BRVK–IRIS/IDA, BV1, А057- Боровое (BVAR)

Из рисунка 8 видно, что скважинные станции имеют преимущество, которое особенно сказывается в наиболее высокочастотной области. На периодах 0,06-0,16 с выигрыш в уровне шума достигает 10 - 18 дБ. С ростом периодов это преимущество становится меньше и практически исчезает при периодах, равных и более 1 с. На спектрах как скважинных, так и поверхностных станций, отмечаются узкополосные пики, например, на периодах 0.12 с (рисунки 8 и 9) они наблюдаются как в дневное, так и в ночное время. Это специфичные для данной площадки шумовые помехи, в природе которых предстоит разобраться дополнительно.

Погружение сейсмометров на глубину влияет не только на уровень шума, но и на его вариации. На записях скважинных приборов наблюдаются гораздо меньшие суточные вариации, чем на записях поверхностными станциями. Даже в шахте разница дневного и ночного шума существеннее, чем в скважине: диапазон вариаций на периоде 0,1 с почти в 2 раза больше. На рисунке 9 по медианным спектрам дано сравнение дневного и ночного шума на станциях BRVK (шахта) и BVAR-AS057 (скважина).

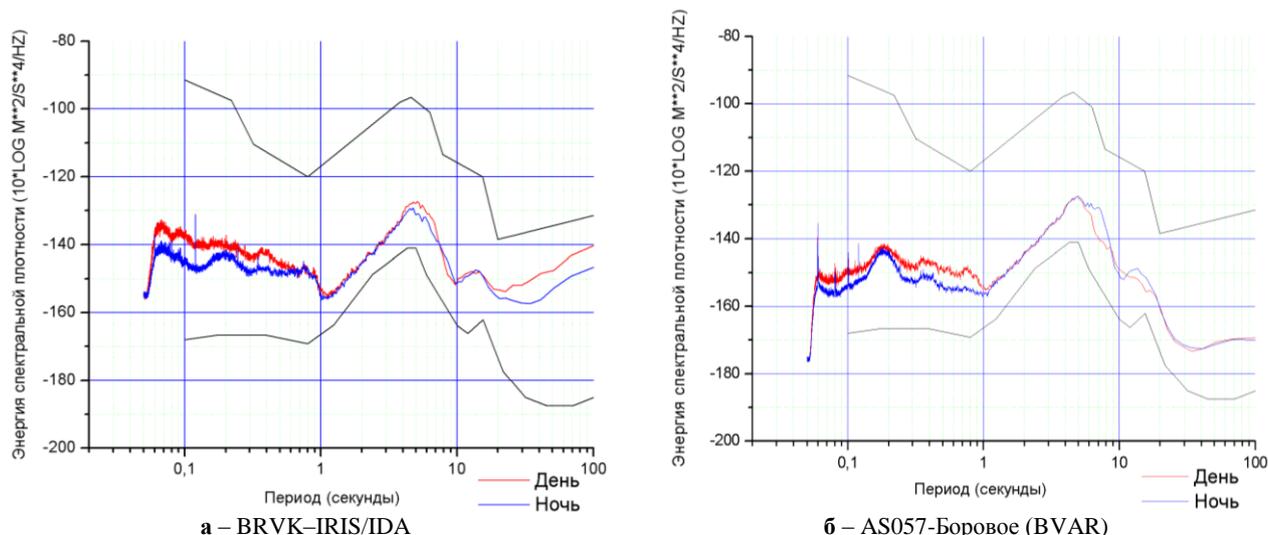


Рисунок 9. Сравнение дневных и ночных спектральных кривых сейсмического шума по станциям

### PS23-Маканчи

В районе сейсмостанции PS23-Маканчи (MKAR) с 1996 г. работала станция MAKZ, входящая в систему глобальных сейсмических наблюдений IRIS/GSN. Сейсмометры этой станции STS-1 были установлены в штольне на отметке около 10 м от поверхности Земли. На станции MKAR сейсмометры помещены в скважину на глубину около 60 м. Сейсмические шумы по станции MAKZ изучались очень детально и описаны в [5]. Отмечена связь вариаций сейсмических шумов на этой станции с суточными и сезонными явлениями. На рисунке 10 приведены спектральные кривые дневного сейсмического шума по обеим станциям.

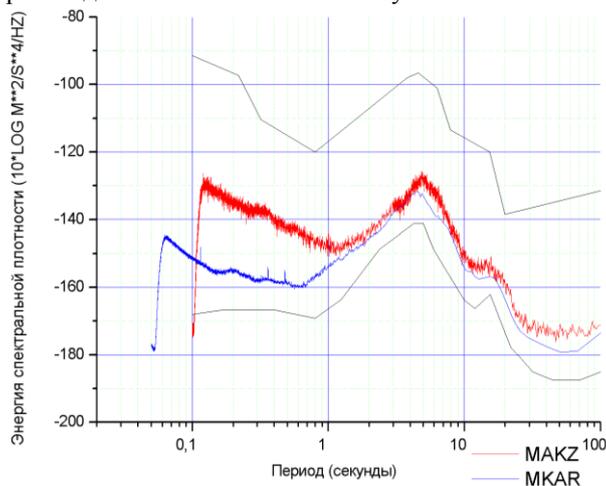


Рисунок 10. Спектральные кривые дневного сейсмического шума по станциям PS23-Маканчи (MKAR, сейсмометры в скважинах) и MAKZ-IRIS/GSN (сейсмометр в штольне)

Если сравнить медианные спектры шума по станциям, то можно сделать вывод, что заглубление сейсмометров в скважину дает существенное преимущество в уровне сейсмического шума в высокочастотной части спектра. На периодах в области 0,1 с различие уровней поверхностного и «глубинного» шума достигает 20 – 25 дБ. В области периодов более 1 с разница практически исчезает. Это означает, что высокочастотные шумы быстро затухают с увеличением глубины, а на больших периодах рост глубины от поверхности до 60 м-70 м практически не влияет на уровень шума.

### A059- Актюбинск

Сейсмическая станция AS059-Актюбинск (АКТО) введена в эксплуатацию в 2005 г. Сейсмометр станции помещен в скважину глубиной 65 м. До этого на том же месте работала станция АКТК с сейсмометром, установленным на поверхности в специальном бункере. В Западном Казахстане с 2004 г. работает также станция Акбулак, где сейсмометры размещены в скважинах. Уменьшение уровня шума в связи с погружением сейсмометров в скважину (с учетом изменения типа сейсмометра и дигитайзеров) весьма существенно (рисунок 11).

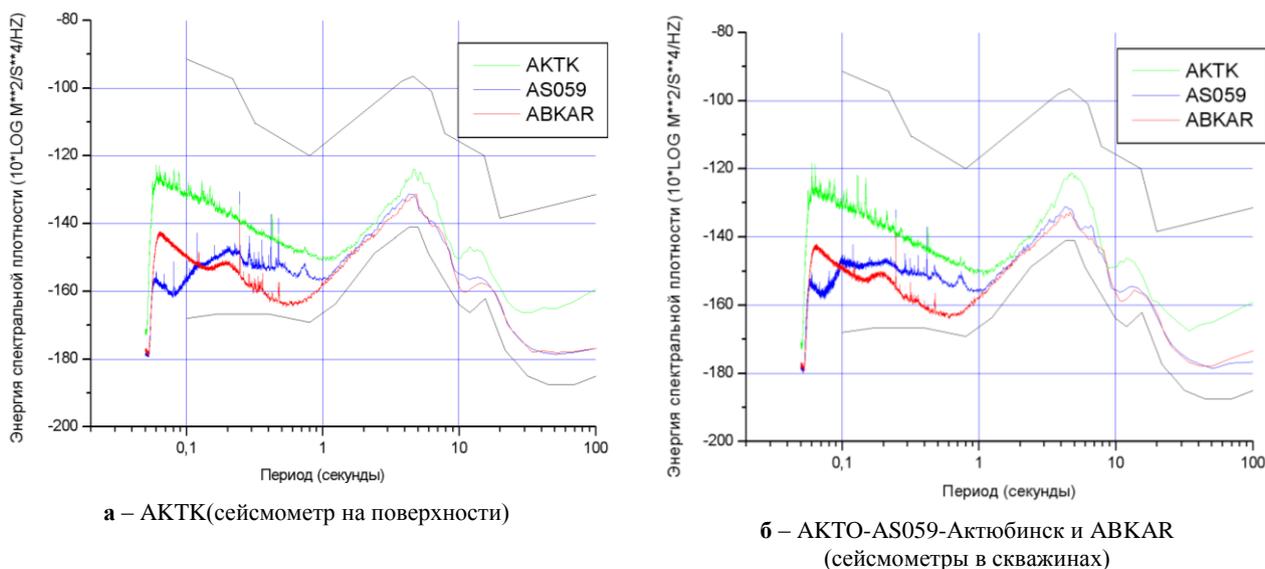


Рисунок 11. Спектральные кривые сейсмического шума по станциям.:

Интегральный эффект на периодах менее 0,1 с составил почти 30 дБ: уровень шума в скважине меньше уровня на поверхности. На рисунке 11 видно, что уровень шума понизился во всем диапазоне исследуемых периодов, в том числе, и на периодах >5с. Если сравнить две скважинные станции Западного Казахстана – AS059-Актюбинск и Акбулак, то можно заметить, что на периодах < 0,8 с их спектральные кривые практически параллельны, уровень шума на станции Акбулаке примерно на 20 дБ ниже, чем на станции AS059-Актюбинске, что связано с удаленностью станции Акбулак от цивилизационных шумов.

Таким образом, на примере трех площадок показано, что расположение датчиков в скважине гарантирует уменьшение уровня сейсмического шума относительно расположения на поверхности в зависимости от периодов колебаний на 15-30 дБ. Максимальное уменьшение шума достигается на периодах в области 0,1 с. В меньшей степени шум уменьшается на периодах >1с. Значительно снижается и диапазон вариаций шума.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценки параметров сейсмического шума по всем станциям НЯЦ РК свидетельствуют о прекрасных возможностях этих станций при проведении мониторинга ядерных взрывов и землетрясений. Модели шума близки к нижеуровневым мировым моделям сейсмического шума. Диапазон вариаций невелик.

Полученные модели начали использоваться в целях контроля за работоспособностью регистрирующих каналов. Этот подход является одним из аспектов созданной в Центре данных НЯЦ РК автоматизированной системы контроля за каналами регистрации, связи и т.д. Уже практически показано своевременное выявление неполадок в работе аппаратуры по расхождению рассчитанных спектральных кривых шума с модельными данными.

Количественная сравнительная оценка уровня шума при расположении сейсмометров на поверхности и в скважине на одной площадке или близко друг от друга показала, различие в уровнях, которое уменьшается с ростом периодов сейсмических колебаний. Наибольший выигрыш при размещении сейсмоприемников в скважине получен в области периодов 0,1 сек.

Все выводы и экспериментальные данные важны для повышения эффективности рутинных работ по сейсмическому мониторингу.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. 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, 2001.- Вып. 2. - С. 52 – 56.
2. Беляшова, Н.Н. Динамические характеристики сейсмического шума по казахстанской сети станций ядерного мониторинга / Н.Н. Беляшова, Н.Н. Михайлова, З.И.Синева, И.И. Комаров // Тез. докл. 2-й Международной конференции по проблемам нераспространения ядерного оружия, 14-17 сентября 1998 г. Курчатова, 1998.
3. Михайлова, Н.Н. Изучение динамических характеристик сейсмического шума по данным цифровых станций Казахской сети / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров, З.И. Синева, Г.С. Абдрахманова // Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2000.- Вып. 2. – С. 24 – 30.

4. Михайлова, Н.Н. Динамические характеристики сейсмического шума по цифровым записям станции Маканчи / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров, З.И. Синева //Мониторинг ядерных испытаний и их последствий: Тез. докл. междунар. конференции, 21-25 августа 2000 г. Боровое, Казахстан. – Курчатов: НЯЦ РК., 2000.
5. Синева, З.И. Динамические характеристики сейсмического шума по цифровым записям станции Маканчи / З.И. Синева, Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров // Вулканология и сейсмология. - М., 2001. - № 4. - С. 48 – 59.
6. Peterson, J. Observation and Modeling of Seismic Background Noise / J. Peterson // Open-File Report 93-322. - Albuquerque. New Mexico. - 1993. - 42 p.

## МОНИТОРИНГТИҢ ҚАЗАҚСТАНДЫҚ СТАНЦИЯЛАРЫНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША СЕЙСМИКАЛЫҚ ШУДЫҢ СПЕКТРЛІК СИПАТТАМАЛАРЫ

Михайлова Н.Н., Комаров И.И.

*ҚР ҰАО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

PS23-Мақаншы, Қарату, Ақбұлақ, AS057-Бурабай сейсмикалық топтары және жаңа үш компонентті AS057-Ақтөбе станциясы үшін сейсмикалық шуларының спектрлік өзгешіліктерінің зерттеулері өткізілген. Уақыттың күнгі және түнгі кезеңдеріне шудың спектрлік тығыздығының және спектрлік тығыздығы вариацияларының моделдері алынған. Барлық станциялар үшін шудың төмен деңгейіндегі дүниежүзілік моделіне жақын шулар тәң қасиетті, бұл сейсмикалық мониторингінде олардың жоғары тиімділігін қамтамасыз етеді. Бөлегінде, сейсмоқабылдағыштарын орнату жағдайларынан шу параметрлерінің тәуелділігі зерделенген. Үш станция үлгісінде (PS23-Мақаншы, AS057-Бурабай, AS057-Ақтөбе) ұңғымада аспаптарын орнатуынан кейін спектрлік тығыздығының өзгеру өзгешілігі көрсетілген.

## SPECTRAL CHARACTERISTICS OF SEISMIC NOISE USING DATA OF KAZAKHSTAN MONITORING STATIONS

N.N. Mikhailova., I.I. Komarov

*Institute of Geophysical Researches NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

Spectral specifications of seismic noise research for PS23-Makanchi, Karatau, Akbulak, AS057-Borovoye and new three-component station AS059-Aktyubinsk was done. Spectral noise density models were obtained for day and night time and spectral density values variation. Noise close to low-level universal noise model is peculiar for all stations, which provides their high efficiency while seismic monitoring. Noise parameters dependence on seismic receivers installation conditions was investigated separately. Based on three stations (Makanchi, Borovoye, and Aktyubinsk), spectral density change features are shown after borehole equipment installation.

УДК 550.311:550.341

## ПОДЗЕМНЫЙ ЯДЕРНЫЙ ВЗРЫВ – «ИНСТРУМЕНТ» ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б., Челюбеева Т.В.

*Институт динамики геосфер Российской академии наук, Москва, Россия*

Рассматриваются изменения времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени от подземных ядерных взрывов по результатам её регистрации. Экспериментально установлено, что земная кора и верхняя мантия испытывают сжатие, а нижняя мантия - расширение в календарном времени. Граница перехода из одного состояния в другое оценивается глубиной порядка 1100–1200 км.

### ВВЕДЕНИЕ

В процессе контроля подземных ядерных испытаний было обнаружено, что время пробега продольной сейсмической волны на одной и той же трассе не постоянно в календарном времени [1,2]. Это удалось установить, так как эпицентральные параметры взрывов известны с очень высокой точностью. Так, например, для взрывов, произведенных на Невадском полигоне США (NTS), эти параметры опубликованы: географические координаты до 0.0003 градуса (до 1 угловой секунды), время в очаге до 0.001–0,01 с, глубина заложения заряда и высота поверхности Земли над уровнем моря до 1–10 м, скоростные разрезы "боевых" скважин до 0.1 км/с. С такой же точностью известны эпицентральные параметры подземных ядерных испытаний на Семипалатинском испытательном полигоне СССР (STS). Это обусловило возможность исследования вариаций времени пробега сейсмической волны Р на одних и тех же трассах в календарном времени с достаточно высокой точностью.

В ранее выполненных работах [3-7] обсуждено изменение времени пробега волны Р в календарном времени на трассах STS – Семипалатинск (SEM,  $\Delta_{cp}=110$  км), STS – Боровое (BRVK,  $\Delta_{cp}=690$  км), NTS – Боровое (BRVK,  $\Delta_{cp}=10000$  км), а также волны РKiKP (отражённой от границы внутреннего ядра Земли) на трассе STS – BRVK. Проекция этих сейсмических трасс на поверхность Земли, кроме трассы STS – SEM) показаны на рисунке 1.

На всех рассмотренных трассах среднегодовые значения невязок времён пробега сейсмических волн, приведенных к одному эпицентральному расстоянию, одного порядка и не превышают 0.3 с. Линейный тренд времени пробега волн  $P_g$  и  $P_n$  на трассах STS – SEM и STS – BRVK имеет отрицательный знак, т.е. время пробега сейсмических волн уменьшается в календарном времени (таблица 1). В то же время линейный тренд для волн Р и РKiKP на трассах NTS – BRVK и STS – BRVK положительный, т.е. время пробега увеличивается в календарном времени.



Рисунок 1. Проекция рассмотренных сейсмических трасс на поверхность Земли (трасса STS-SEM не показана из-за ее малости в принятом масштабе)

Исходя из данных, приведенных в таблице 1, можно предположить, что на некотором эпицентрально расстоянии - между 690 км (STS – BRVK) и 10000 км (NTS – BRVK), - линейный тренд должен переходить через нулевое значение. С учетом этого для анализа были выбраны две трассы: NTS – Иульгин (ILT,  $\Delta_{cp}=5075$  км) и

STS – ILT ( $\Delta_{\text{ср}}=5464$  км). Настоящая работа посвящена анализу линейного тренда времени пробега волны Р в календарном времени именно на этих трассах.

Таблица 1. Основные характеристики сейсмических трасс и оценки линейного тренда времени пробега сейсмических волн

Тип волны Трасса	t, с $\Delta_{\text{ср}}$ , км	T, год N	H <sub>max</sub> км	Оценка линейного тренда	
				мс/год	% в год
P <sub>g</sub> STS - SEM	18 110	1977-1989 66	20	-5.71 ± 8.88	-31.7 × 10 <sup>-3</sup>
P <sub>n</sub> STS - BRVK	93 690	1968-1989 89	100	-4.90 ± 1.90	-5.27 × 10 <sup>-3</sup>
P NTS - ILT	503 5075	1968-1992 60	1104	-0.10 ± 4.01	-0.020 × 10 <sup>-3</sup>
P STS - ILT	528 5464	1965-1989 84	1206	-0.13 ± 2.83	-0.025 × 10 <sup>-3</sup>
P NTS - BRVK	782 10000	1962-1991 314	2740	+6.97 ± 1.27	+0.89 × 10 <sup>-3</sup>
PKiKP STS - BRVK	992 690	1976-1989 31	5150	+8.21 ± 5.67	+0.83 × 10 <sup>-3</sup>

Примечание: t - время пробега,  $\Delta_{\text{ср}}$  - среднее эпицентрального расстояния, T - интервал наблюдений, N - количество взрывов, использованных в анализе, H<sub>max</sub> - максимальная глубина сейсмического луча по PREM

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Географические координаты станции "Иультин": широта северная 67.8667°, долгота западная -178.7333°. В данном исследовании использованы фотооптические сейсмограммы, полученные с применением вертикального короткопериодного канала СКМ с увеличением V<sub>m</sub> порядка 50000 в полосе периодов T<sub>m</sub>=0.2–1.2 сек при скорости регистрации 60 мм/мин. По Семипалатинскому испытательному полигону в работе использованы записи 84 взрывов на площадке Балапан с m<sub>b</sub>≥5.0 в диапазонах эпицентральных расстояний  $\Delta$  5448.25 – 5479.50 км и азимутов на станцию  $\alpha=29.19^\circ$ – $29.37^\circ$  (или азимутов от станции  $\alpha'=303.39^\circ$ – $303.60^\circ$ ). По Невадскому испытательному полигону в обработку включены записи по 60 взрывам на площадке Pahute с m<sub>b</sub>≥4.8 в диапазонах  $\Delta=5065.01$  – 5084.86 км и  $\alpha=331.99^\circ$ – $332.06^\circ$  ( $\alpha'=99.06^\circ$ – $99.28^\circ$ ). Все взрывы проведены в скважинах.

Методика обработки отобранных данных включала ряд следующих последовательных операций:

- Расчёт эпицентральных расстояний по географическим координатам эпицентров взрывов и станции Иультин с точностью до 0.01 км.

- Приведение времени взрыва к уровню моря в соответствии с глубиной скважины и скоростью продольной сейсмической волны в гипоцентре. По взрывам на площадке Балапан эта поправка находится в пределах -0.027... +0.049 с, а по взрывам на площадке Pahute – в пределах +0.125... +0.464 с. Для приведения времени взрыва к уровню моря поправка с учётом знака прибавлялась к опубликованному времени в гипоцентре. Однако такая процедура позволяла привести время взрыва к одной глубине (в данном случае к уровню моря) только в первом приближении. По взрывам на площадке Pahute эта поправка вычислялась с учетом скоростного разреза, но не для каждой отдельной скважины, а в осреднении для всей площадки [8].

- Определение времени вступления продольной волны в пункте регистрации. На сейсмических станциях СССР минутные метки на сейсмограммах обеспечивались с помощью морских хронометров МХ-6. Поправка времени МХ-6 в секундах (на сейсмостанциях она может достигать ±60 с и более) определялась по радиосигналам поверки времени (СПВ, 6 импульсов в конце ровного часа), которые передавались по радиотрансляционной сети. Госстандарт СССР гарантировал погрешность СПВ относительно мирового времени (Гринвич) не более ±0.3 с на европейской территории и ±0.5 с на всей остальной территории СССР [9]. В проведенных исследованиях это имеет принципиальное значение, поскольку в них было принято, что погрешность СПВ относительно мирового времени (Гринвич) для принятого периода исследований (1962 – 1992 гг.) на каждой сейсмостанции существенно не изменялась. Время взрывов в гипоцентре определялось по эталонным сигналам времени (ЭСВ), которые передавались в коротко- и длинноволновом радиодиапазонах с погрешностью не более 0.001–0.01 с для территории СССР. Другая погрешность определения времени на сейсмограмме связана с неравномерностью хода регистрирующего РС-2 в пределах минуты, обусловленной его конструктивными особенностями, а также неоднородностью высыхания сейсмограммы после фотообработки. Длина минутной записи на различных участках сейсмограммы отличалась до 1–2 мм. Выявленное отклонение распределялось равномерно в пределах всей минутной записи.

Время вступления сейсмической волны определялось с учётом поправки хронометра, вычисленной между ближайшими (предыдущим и последующим) СПВ (в штампе сейсмограммы занесены поправки только на её начало и конец, т.е. через 12 часов) и длины минутного интервала записи. Время на сейсмограмме измерялось на дисплее персонального компьютера с помощью специально разработанной программы, обеспечивающей плотность оцифровки 600 измерений/дюйм, что соответствует дискретности во времени порядка 0.042 с (при скорости регистрации 60 мм/мин).

- Расчёт времени пробега волны Р по временам взрывов, приведенным к уровню моря, и временам вступления волны на записи сейсмостанции с учётом поправки хронометра и неравномерности хода регистрирующего.

- Расчёт экспериментального локального годографа волны Р для трассы испытательный полигон – сейсмо-станция по вычисленным эпицентральному расстояниям и временам пробега всех принятых в обработку сейсмограмм взрывов. Эта операция выполнялась методом последовательного приближения с удалением резко отличающихся от локального годографа измерений, когда не удавалось отыскать их причину. Локальный экспериментальный годограф принимался линейным (расчет по уравнению линейной регрессии), что несколько отличалось от реального годографа волны Р на эпицентральных расстояниях более 1500 км.

- Приведение времён пробега волн всех взрывов на данной трассе к среднеарифметическому эпицентральному расстоянию в соответствии с локальным экспериментальным годографом.
- Вычисление линейного тренда приведённых времён пробега на календарном интервале исследования.

**РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ**

Экспериментальные локальные годографы, полученные для трасс NTS–ILT и STS–ILT, показаны на рисунке 2 вместе с годографами IASPEI-91 (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior) и PREM (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski and Anderson, 1981).

Уравнения локальных годографов:

- для трассы NTS–ILT (рисунок 2 а):

$$t(c) = (0.05157 \pm 0.00553) \times \Delta(\text{км}) + (241.66620 \pm 28.08647) ;$$

- для трассы STS–ILT (рисунок 2 б)

$$t(c) = (0.07760 \pm 0.00195) \times \Delta(\text{км}) + (104.06991 \pm 10.68148).$$

Значения максимального отклонения времени пробега волны Р отдельных взрывов от локальных годографов приведены в таблице 2, где жирным шрифтом отмечены номера взрывов на площадке Балапан, использованных в настоящем исследовании.

Из таблицы 2 видно, что значения максимального отклонения времени пробега волны Р отдельных взрывов от локальных годографов не превышают ±0.4 с. На рисунке 3 приведен линейный тренд для тех же изучаемых трасс - NTS–ILT и STS–ILT.

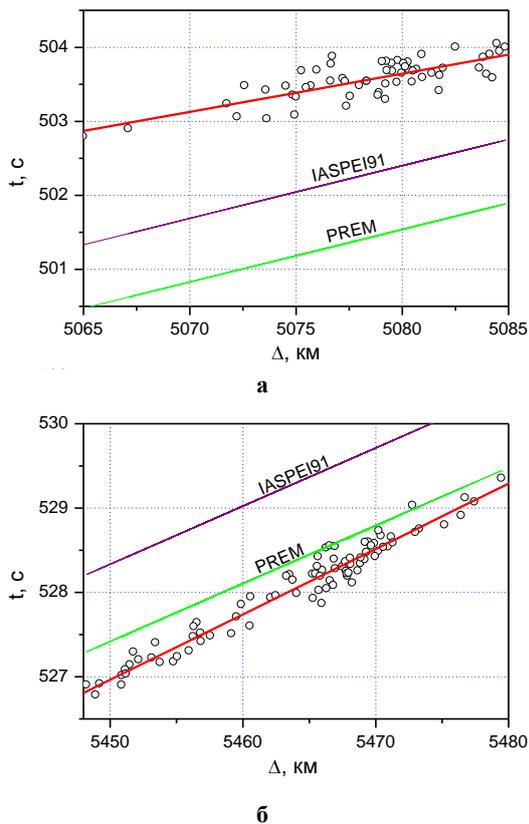


Рисунок 2. Экспериментальные локальные годографы волны Р на трассах: а - NTS - ILT; б - STS - ILT

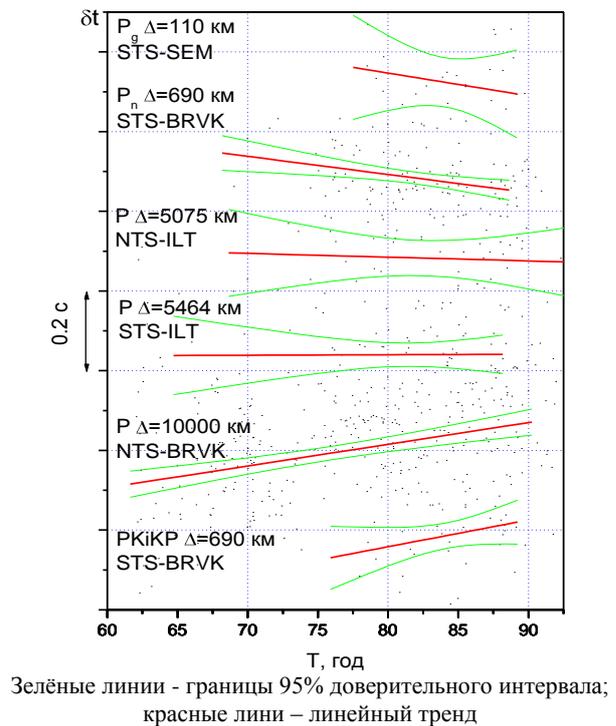


Рисунок 3. Линейный тренд времени пробега сейсмических волн в календарном времени

ПОДЗЕМНЫЙ ЯДЕРНЫЙ ВЗРЫВ – «ИНСТРУМЕНТ» ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Таблица 2. Невязки определения геодезических координат подземных ядерных испытаний на площадке Балапан СИП

№ п/п	Дата день. мес. год	Номер испытания	глубина, м	[13,14] – [12]		№ п/п	Дата день. мес. год	Номер испытания	глубина, м	[13,14] – [12]	
				δφ,	δλ,					δφ,	δλ,
1	15.01.65	1004 Чаган		0	+0.3	54	27.12.80	1303	5.9	+21	+8
2	19.06.68	1053	5.4	0	+0.2	55	29.03.81	1234	5.6	+13	+7.3
3	30.11.69	1054	6.0	-0.4	+0.3	56	22.04.81	1232	6.0	+2	-7
4	30.06.71	1056	5.2	+0.4	+0.3	57	27.05.81	1203	5.5	+3	-4
5	10.02.72	1007	5.4	-0.4	0	58	13.09.81	1233	6.1	+4	-3
6	02.11.72	1061	6.1	-0.1	-0.1	59	18.10.81	1236	6.1	0	+4
7	10.12.72 Д	1204	6.0	+30.8	+55	60	29.11.81	1237	5.7	+1	-7
8	23.07.73	1066	6.1	-32	-133	61	27.12.81	1312	6.2	+1	+5
9	20.09.73 ?	1267				62	25.04.82	1219	6.1	+5	-4
10	04.11.73 ?	1069				63	04.07.82	1321	6.1	+8	-7
11	14.12.73	1064	5.8	+11.3	+4.1	64	31.08.82	1317	5.3	-1	+1
12	16.04.74	1301	4.4	+9	+249	65	05.12.82	1314	6.1	-10	+126
13	31.05.74	1207	5.9	+8	+41	66	26.12.82	1415	5.7	+19	+5
14	29.07.74 ?	1050				67	12.06.83	1320	6.1	-7	-5
15	16.10.74	1005	5.5	-8	+9	68	06.10.83	1325	6.0	+1.5	+22.5
16	27.12.74	1058	5.6	+5	+6	69	26.10.83	1307	6.1	-1	+7
17	27.04.75	1205		+6	+15	70	20.11.83	1235	5.5	+62	+66
18	30.06.75	А	5.0	+42	+354	71	19.02.84	1331	5.9	+15	+2
19	29.10.75	1206	5.8	+1	+2	72	07.03.84	1308	5.7	+15	-6
20	25.12.75	1067	5.7	+16	+11	73	29.03.84	1335	5.9	+41	-30
21	21.04.76 Д	1201	5.3	+2	-8	74	25.04.84	1316	6.0	+1	+3
22	09.06.76	1075	5.3	-2	-17	75	26.05.84	1414	6.1	-38	-7
23	04.07.76	1062	5.8	-34	-6	76	14.07.84	1344	6.2	-7	-1
24	28.08.76	1202	5.8	0	+10	77	27.10.84	1323	6.2	-105	+192
25	23.11.76	1207 бис	5.8	+16	+13	78	02.12.84	1411	5.9	+13	-5
26	07.12.76	1304	5.9	+1	+2	79	16.12.84	1313	6.1	+4	+25
27	"- "- "-"	1209				80	28.12.84	1353	6.0	+1	-44
28	29.05.77	1400	5.8	0	0	81	10.02.85	1340	5.9	-4	-4
29	29.06.77	1080	5.3	+159	-64	82	25.04.85	1319	5.9	-5	+1
30	05.09.77	1079	5.8	+14	-1	83	15.06.85	1341	6.1	-48	+70
31	29.10.77 Д	1214	5.6	+15	+9	84	"- "- "-"	1061 бис			
32	12.11.77 ?	1073				85	30.06.85	1354	6.0	-2	-2
33	30.11.77	Глубокая	6.0	+2	+4	86	20.07.85	1322	6.0	-5	+7
34	11.06.78	1010	5.9	0	0	87	12.03.87	1315	5.6	+1.8	-10.1
35	05.07.78	1077	5.8	+9	0	88	03.04.87 Д	1318	6.2	+1.8	-3.2
36	29.08.78 Д	1228	5.9	+7	+3	89	17.04.87 Д	1384	6.0	+19.1	+6.8
37	15.09.78	1211	6.0	0	+2	90	20.06.87	1326	6.1	+5	+7.9
38	04.11.78	1302	5.6	+17	+7	91	02.08.87	1348	5.9	0	+1.1
39	29.11.78 Д	1222	6.0	-22	+4	92	15.11.87	1332	6.1	-1.8	-2.2
40	01.02.79	1006	5.4	+21	+7.9	93	13.12.87	1355	6.1	-6.1	+0.7
41	23.06.79	1223	6.2	+2	-2	94	27.12.87	1388	6.1	-1.8	+1.1
42	07.07.79	1225	5.8	+22	-0.5	95	13.02.88	1361	6.1	-16.2	+15.1
43	04.08.79	1085	6.1	0	-4	96	03.04.88	1336	6.0	-3.2	-6.8
44	18.08.79	1226	6.1	-1	+1	97	04.05.88	1359	6.1	+2.2	-3.2
45	28.10.79	1224	6.0	-76	-3	98	14.06.88	1421	5.1	+63	+24.8
46	02.12.79	1309	6.0	+3	+4	99	14.09.88	1350	6.1	+1.1	+2.9
47	23.12.79	Глубокая-1	6.2	+4	+1	100	12.11.88	1412	5.7	+13	0
48	25.04.80	1071	5.5	+2	+5	101	17.12.88	1346	5.9	-7.9	-4
49	12.06.80	1083	5.6	+1.6	-0.9	102	22.01.89	1328	6.1	+6.1	-147.2
50	29.06.80	1227	5.7	-40	-73	103	12.02.89	1366	5.9	-6.8	+11.2
51	14.09.80	1220	6.2	-20	+49	104	08.07.89	1352	5.6	-1.1	-4
52	12.10.80	1087	5.9	+3	-2	105	02.09.89	1410	5.0	+13	0
53	14.12.80	1086	5.9	-1	-5	106	19.10.89	1365	6.0	+28.1	+134.3

Примечание: Д (после даты) - примерно в это же время было испытание на площадке Дегелен. ? (после даты) - эксперимент, по нашим данным, не состоялся; № п/п, отмеченные полужирным шрифтом, использованы в исследовании по данным станции Иультин

Из таблицы 1 и рисунка 3 видно, что линейный тренд на трассах NTS–ILT и STS–ILT в 50–80 раз меньше по сравнению с трассами, рассмотренными в [3–7], и практически приближается к нулевому значению. Максимальная глубина сейсмического луча волны Р на данных трассах составляет 1100–1200 км. В [10] было высказано предположение, что "...остывание Земли за период, равный её возрасту, не могло распространиться более, чем на 1000 км в глубину." Безусловно, по данным, полученным в этой работе, пока нельзя говорить о глобальности обнаруженного процесса.

В [11] приведены результаты анализа изменений времён пробега волны  $P_n$  от взрывов на площадке Балапан, зарегистрированных в период 1969 – 1989 гг. станциями Фрунзе (FRU) и Пржевальск (PRZ) с эпицентрными расстояниями  $7.5^\circ$  и  $7.8^\circ$ , соответственно. Методика исследования отличалась от вышеприведённой. Результаты анализа показали, что времена пробега уменьшаются в календарном времени (как и на трассах STS–SEM и STS–BRVK в данных исследованиях), т.е. увеличение скорости волны  $P_n$  в календарном времени имеет место. Однако в [11] в одном из вариантов анализа используется невязка времени пробега продольной волны относительно годографа IASPEI-91. Представляется, что этот вариант методики исследования вариаций времени пробега в календарном времени может привести к ошибочным выводам. Так, из рисунка 2 видно, что на трассах NTS–ILT и STS–ILT, расположенных в разных регионах Земли и отличающихся по эпицентрному расстоянию всего лишь на 10%, годографы как IASPEI-91, так и PREM существенно отличаются от локальных экспериментальных годографов волны Р (имеют даже различный знак). Более того, на каких-то участках они могут пересекаться с локальными экспериментальными годографами. В совокупности это может существенно повлиять на оценку линейного тренда времени пробега в календарном времени.

Важным фактором при исследовании вариаций времени пробега сейсмических волн в календарном времени является точность географических координат взрыва. В таблице 2 указано отличие координат как  $\delta\varphi$  и  $\delta\lambda$  в опубликованных источниках:  $\delta\varphi = \varphi[13,14] - \varphi[12]$  и  $\delta\lambda = \lambda[13,14] - \lambda[12]$ . В [12] координаты определены с помощью прибора GPS. В [13,14] координаты эпицентров взрывов определялись по данным телесейсмических наблюдений с привлечением фотоснимков, выполненных со спутников LANDSAT MSS и SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre). Погрешность определения координат взрывов на площадке Балапан по этим данным оценивается в пределах 100–200 м. Из таблицы 2 видно, что только примерно 50% определений координат в [13,14] имеют погрешность менее 7" (приблизительно 200 м), эти определения выделены полужирным шрифтом.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного исследования позволяют сформулировать рабочую гипотезу – граница между верхней мантией, испытывающей сжатие в календарном времени, и нижней мантией, испытывающей расширение в календарном времени, проходит на глубине порядка 1100–1200 км. Для оценки глобальности этого процесса необходимы дальнейшие исследования.

Несмотря на большие методические успехи в определении эпицентральных координат подземных ядерных взрывов геофизическими методами, точность их определения пока не достаточна для исследования вариаций внутреннего строения Земли во временном интервале 30 лет. Точность сейсмологических параметров выше на один-два порядка.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность д.ф.-м. н. В. М. Овчинникову за полезные консультации и сотрудникам ГС РАН Е. Б. Тереховой и Л. С. Петуховой, оказавшим помощь в подборе необходимых сейсмограмм станции "Иультин" в архиве ЦОМЭ ГС РАН.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-65358).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гамбурцева, Н. Г. Периодические вариации параметров сейсмических волн при просвечивании литосферы мощными взрывами / Н. Г. Гамбурцева, Е.И. Люкэ, В.Н. Николаевский [и др.] // ДАН СССР. - 1982. - Т. 266, № 6. - С. 1349 - 1353.
2. Ан, В. А. Вариации параметров сейсмических волн при просвечивании Земли на расстоянии  $90^\circ$  / В.А. Ан, Е.И. Люкэ, И.П. Пасечник // ДАН СССР. - 1985. - Т. 285, № 4. - С. 836 - 840.
3. Ан, В. А. Циклические изменения параметров сейсмической волны Р на трассе Невада – Боровое / В.А. Ан, Е.И. Люкэ // Физика Земли. - 1992. - № 4. - С. 20 - 31.
4. Адушкин, В. В. Структурные особенности внутреннего строения Земли по результатам сейсмических наблюдений за подземными ядерными взрывами / В.В. Адушкин В. В., В.А. Ан, В.М. Овчинников В. М. // Физика Земли. - 2000. - № 12. - С. 3 - 26.
5. 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.

6. Ан, В. А. Время пробега сейсмической волны  $P_n$  на трассе Семипалатинский испытательный полигон - сейсмическая станция Боровое / В.А. Ан, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК "Геофизика и проблемы нераспространения". - 2002. - Вып. 2. - С. 55 - 58.
7. Ан, В. А. Изменения времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик [и др.] // Вестник НЯЦ РК "Геофизика и проблемы нераспространения". - 2005. - Вып. 2. - С. 78 - 85.
8. Taylor, S. R. Three-dimensional crust and upper mantle structure at the Nevada Test Site / S. R. Taylor // J. Geophys. Res. - 1983. - V. 88, № В3. - P. 2220 - 2232.
9. Эталонные сигналы частоты и времени. Бюллетень В-07-1986. - М.: Изд-во стандартов. - 1986. - 26 с.
10. Любимова, Е.А. Термика Земли и Луны / Е.А. Любимова. - М.: Наука, 1968. - 279 с.
11. Гамбурцева, Н. Г. Анализ кинематических параметров сейсмических волн по данным просвечивания ядерными взрывами сейсмоактивных районов Северного Тянь-Шаня / Н.Г. Гамбурцева, О.П. Кузнецов, И.А. Санина [и др.] // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли: под ред. Ю.И. Зецера. - М.: ИДГ РАН, 2003. - Книга 1. - С. 237 - 243.
12. 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.
13. Thurber, C. H. Accurate locations of nuclear explosions in Balapan, Kazakhstan, 1987 to 1989 / C.H. Thurber, H. R. Quin, P. G. Richards // Geophys. Res. Lett. - 1993. - V. 20, № 5. - P. 399 - 402.
14. Thurber, C. H. Catalog of location of nuclear explosions at Balapan, Kazakhstan, 1965 to 1985 / C.H. Thurber, H. R. Quin, R. Saleh // Bull. Seism. Soc. Am. - 1994. - V. 84, № 2. - P. 458 - 461.

### **ЖЕРАСТЫНДАҒЫЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫС – ЖЕРДІҢ ІШКІ ҚҰРЫЛЫСЫНЫҢ ДИНАМИКАСЫН ЗЕРТТЕУ «АСПАБЫ»**

**Ан В.А., Годунова Л.Д., Каазик П.Б., Челюбеева Т.В.**

*Ресей ғылыми академиясының Геосфералар динамикасының институты, Мәскеу, Ресей*

Жерастындағы ядролық жарылыстарын тіркеу нәтижелері бойынша күнтізбелік уақытында кума сейсмикалық толқынның жолын өту уақытының өзгеруі қаралған. Күнтізбелік уақытында жер қыртысы мен жоғарғы мантия қысым, төменгі мантия кеңеюін көретіні экспериментальды анықталған. Бір күйінен екіншісіне өту шекарасы 1100 – 1200 км шамасындағы теріндігімен бағаланады.

### **UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION – A RESEARCH “TOOL” FOR DYNAMICS OF INTERNAL EARTH STRUCTURE**

**V.A. An, L.D. Godunova, P.B. Kaazik, T.B. Chelyubeyeva**

*Institute for Dynamics of Geospheres RAS, Moscow, Russia*

P-wave travel-time variations in calendar time are considered according registration results of underground explosions. It is determined experimentally the earth's crust and upper mantle have compression, and lower mantle has expansion in calendar time. The conversion range at depth is about 1100 – 1200 km.

УДК 550.34

## EVENT RELOCATION WITH INDEPENDENT DEPTH ESTIMATES

W.N. Junek, R.C. Kemerait, M.T. Woods

AFTAC, USA

This paper outlines a simple method to estimate source depths using array processing techniques. It requires a series of observations of a single event by a network of seismic arrays and calculates site-specific depth phase delay times and apparent velocities using cepstral processing techniques and frequency-wavenumber analysis. These measurements are used to determine the angle of incidence and vertical phase velocity for each station in the observing network using simple vector decomposition. Individual estimates are then averaged to obtain a mean and estimate of variance. This mean depth estimate is then used to recalculate the event's location at a fixed depth.

## INTRODUCTION

Source depth estimation is a key process in the discrimination of seismic events for nuclear treaty monitoring. Depth estimation is typically accomplished by measuring the time separation between an observation's primary arrival and associated depth phases. These time differences are compared with a suite of travel times that vary as a function of depth and source to receiver distance. The final depth estimate is based on the smallest time residual between the observed and theoretical delay times.

The lack of observable depth phases does not necessarily mean an event occurred at or near the surface. Shallow events can have closely spaced depth phases that are imperceptible to human analysts. Regional events are often complicated by the simultaneous arrival of multiple phases, which makes the observation of depth phases event more problematic. Source parameters for such events can be derived using moment tensor inversion or waveform modeling techniques. These methods are, however, complicated, time consuming, and require extensive computational resources. As a result, they are not employed on a routine basis and are often limited to special event analysis.

If depth phases with sufficient signal to noise ratio (SNR) reside in an observation, they will produce a spectral scalloping pattern with a period equal to the time delay between signals. This spectral phenomenon can be detected using cepstral processing, which has been used to estimate the depth of a variety of regional and teleseismic events e.g., [1, 3, 6, 2, 5]. However, these studies did not exploit the power of seismic arrays to determine the ray parameter of the arriving phase. If we assume reciprocity between the source and receiver, we can use the ray parameter, and simple vector decomposition to determine site-specific vertical phase velocities and the wavefront angle of incidence. We can then use the path specific propagation parameters and depth phase delay times derived from cepstral processing to calculate a source depth directly from the observed waveforms. The independent depth estimate is then used to recalculate the event's location at a fixed depth. Unlike moment tensor inversion and waveform modeling, this process does not require extensive geophysical modeling experience or vast computational resources.

## GEOPHYSICAL ASSUMPTIONS

Our cepstral based depth estimation process relies on three assumptions regarding the source mechanism and propagation medium:

- The source mechanism can be modeled as a point source.
- Reciprocity holds between source and receiver.
- The angle of arrival is equal to the take off angle.

## CEPSTRAL PROCESSING

Cepstral processing is used to extract the time separation between two signals. A waveform,  $x(t)$ , composed of a signal,  $s(t)$ , and a time delayed echo,  $s(t-\tau)$ , can be written as

$$x(t) = s(t) + a_0 s(t-\tau) \quad (1)$$

where  $a_0$  is the reflection coefficient and  $\tau$  is the time delay in seconds. The power spectrum of  $x(t)$  after applying the exponential cosine identity, can be expressed as

$$\phi_x(w) = \phi_s(w) [1 + a_0 \cos(w\tau) + a_0^2] \quad (2)$$

where  $\phi_x(w)$  is the power spectrum of  $x(t)$  and  $\phi_s(w)$  is the power spectrum of  $s(t)$ . The product in (2) is usually separated by a logarithm function, simplified using a Taylor series expansion and rewritten as

$$\text{Log}_{10}[\phi_x(w)] = \text{Log}_{10}[\phi_s(w)] + 2a_0 \cos(w\tau) \quad (3)$$

when  $a_0$  is  $\ll 1$  [3]. The resulting expression is composed of a power spectrum and cosine modulation having a period  $\tau$ . This log spectrum acts as a frequency series that can be analyzed using traditional spectral estimation techniques. Thus, the power cepstrum is defined as the Fourier transform of the log of the power spectrum.

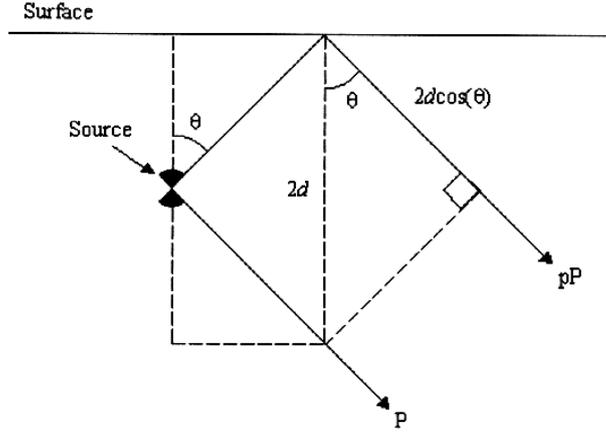


Figure 1. Transmission and Reflection Ray Path

### DEPTH DETERMINATION

The incident ray transmission and reflection geometry generated by a seismic point source is shown in Figure 1. It can be seen that the delay time between the primary arrival and its associated depth phase is a function of the ray take off angle,  $\theta$ , event depth,  $d$  (km), and the vertical slowness component,  $\eta$  (s/km), of the incident wavefront, which can be expressed as

$$d = \frac{\tau}{\eta} \left[ \frac{1}{2 \cos \theta} \right] \quad (4)$$

The ray parameter or apparent velocity,  $p$  (s/km), of a planar wavefront traveling across a seismic array can be measured using frequency wavenumber analysis. The velocity of a P wave,  $\alpha$  (km/s), generated by a shallow source can be approximated as 5.8 km/sec [IASP91]. The apparent velocity measurement of the incident wavefront and our knowledge of the propagation characteristics of the earth allow us to calculate the ray's vertical velocity component and take off angle using

$$\eta = \left( \frac{1}{\alpha^2} - p^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5)$$

$$\theta = \tan^{-1} \frac{\eta}{p} - \frac{\pi}{2} \quad (6)$$

Since we are assuming reciprocity holds between the source and receiver, the  $\eta$ ,  $\theta$ , and corresponding  $\tau$  value can be substituted into (4) to calculate the depth of the event.

### EVENT PROCESSING

Event analysis is initiated by selecting observations from a network of seismic arrays having a good signal to noise ratio. The signal from each element of the array is passed through the cepstral-processing algorithm, where a mean cepstral profile is created to enhance common peaks and suppress background noise. A detection threshold, derived from a pre-signal noise cepstral profile, is used to identify cepstra produced by potential depth phases. The value of the detection threshold is an integer multiple,  $N$ , of the standard deviation,  $\sigma$ , plus the mean of the noise cepstral profile,  $C_n$ , and is expressed as

$$\text{Detection Threshold} = N\sigma + \overline{C_n} \quad (7)$$

The delay time,  $\tau$ , and corresponding apparent velocity,  $p$ , for threshold crossing cepstra are passed through the depth determination algorithm, where the results for each station are stacked to emphasize trends that may exist across the network. The binary stacking algorithm allows one input per station for each depth cell, where detections are binned into 5 km wide cells. The largest peak in the stack identifies the measurement that is the most consistent across the network. A mean depth estimate and associated error is calculated using the individual estimates comprising the largest stacked peak.

**EVENT ANALYSIS**

This process was tested using a recent event in Kazakhstan. The free depth and KNDC solutions are shown in Table 1, the observing network geometries are shown in Figures 2 and 3, respectively.

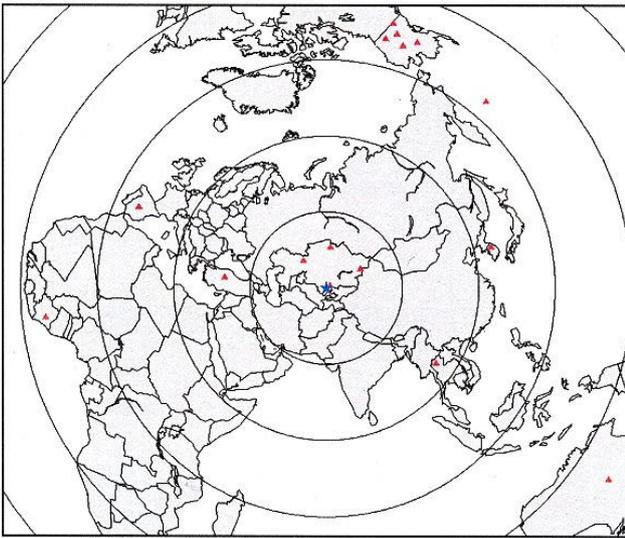


Figure 2. Event Location and Observing Network Geometry used in Free Depth Solution

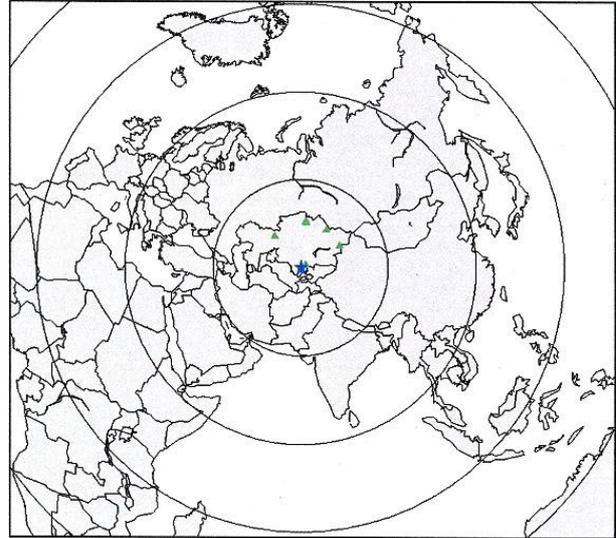


Figure 3. Event Location and Observing Network Geometry used in KNDC Solution

Table 1. Event Solutions

	Free Depth	KNDC
Latitude	42.23° N	42.39° N
Longitude	69.36° E	69.20° E
Depth	17.1 ± 7.9 km	15.2 ± 15.4 km
Origin Time	05/01/2006 00:39:26	05/01/2006 00:39:26
mb	4.23	4.64

The waveforms used for cepstral-processing are shown in Figure 4.

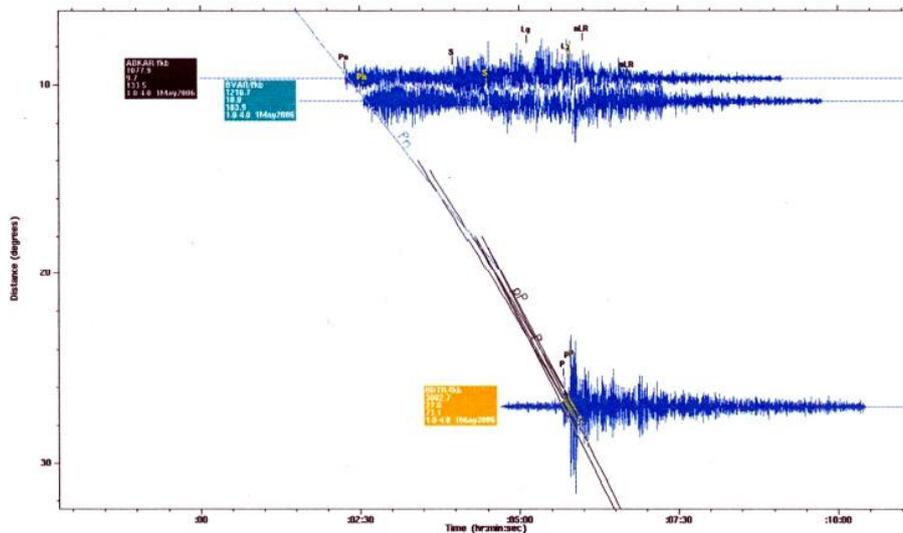


Figure 4. Waveforms Selected for Cepstral Processing

The resulting cepstral profiles and frequency wavenumber plots for ABKAR, BRTR, and BVAR are shown in Figure 5a and 5b, 6a and 6b, and 7a and 7b, respectively.

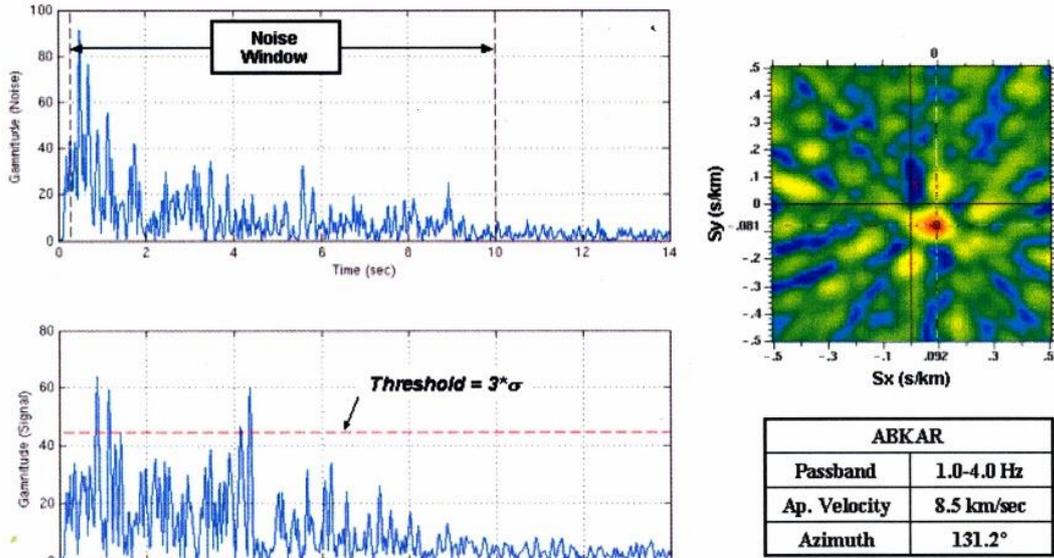


Figure 5. Cepstral Profiles for ABKAR (a) and Frequency Wavenumber Plot for ABKAR (b)

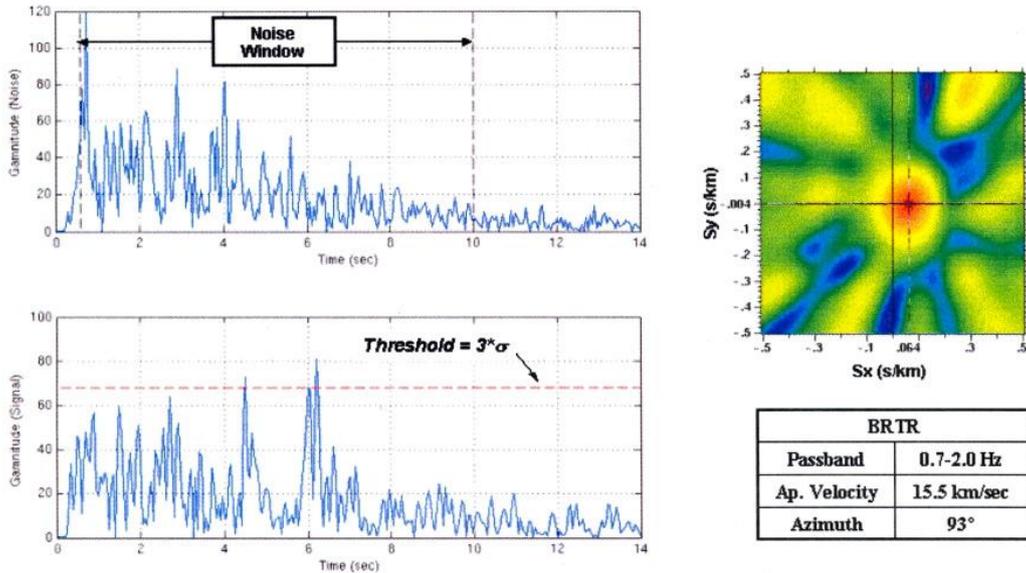


Figure 6. Cepstral Profiles for BRTR (a) and Frequency Wavenumber Plot for BRTR (b)

Each cepstral profile is shown as a function of delay time, where first and second plots are the noise and signal profiles, respectively. The red line in the signal plot represents the detection threshold, where the standard deviation multiple was set to three for a 99% confidence level, and the black lines shown in the noise plot define the window used to compute  $C_n$

A series of threshold breaking cepstral peaks can be seen in each signal profile. The occurrence time of these peaks, corresponding apparent velocity, and ray take off angle were substituted into equation (4). The resulting cepstral stack is shown in Figure 8, where the largest peak occurs at a depth of approximately 22 km.

The individual depth estimates are shown in Table 2, where a mean depth and standard deviation of  $21.0 \pm 1.0$  km resulted. This value was used to relocate the event at a fixed depth.

The new fixed depth solution, the original free depth solution, and the KNDC solution are shown in Table 3.

EVENT RELOCATION WITH INDEPENDENT DEPTH ESTIMATES

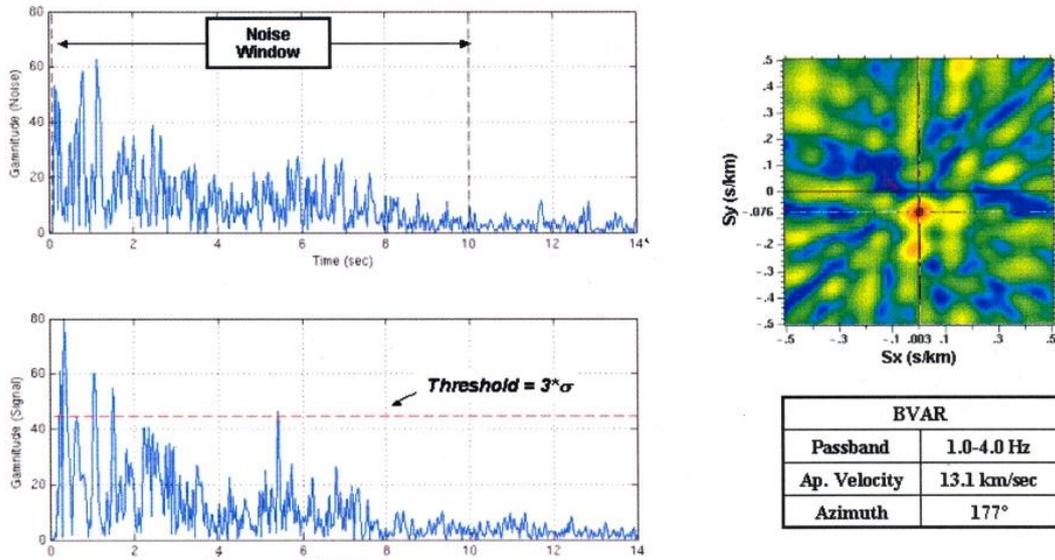


Figure 7. Cepstral Profiles for BVAR (a) and Frequency Wavenumber Plot for BVAR (b)

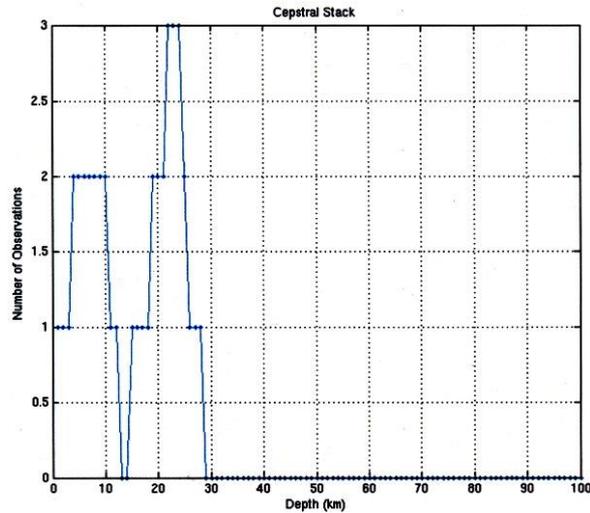


Figure 8. Cepstral Stack

Table 2. Station Specific Source Depth Estimates

Station	$\tau$ (Sec)	Distance (Deg)	$\rho$ (s/km) (km/s)	$\eta$ (s/km) (km/s)	$\theta$ (Deg)	Depth (km)
ABKAR	4.2	9.7	0.118 8.5	0.126 7.931	43	22
BRTR	6.1	27	0.065 15.5	0.160 6.254	22	21
BVAR	5.4	10.9	0.076 13.1	0.155 6.465	26	20

Table 3. Event Location Comparison

Solution	Latitude (Deg)	Longitude (Deg)	Depth (km)	Origin Time
KNDC	42.39	69.20	15.2 ± 15.4	00:39:26
Free Depth	42.23 ± 4.8	69.36 ± 6.2	17.1 ± 7.9	00:39:26 ± 1.3
Fixed Depth	42.24 ± 4.3	69.37 ± 5.2	21.0 ± 1.0	00:39:26 ± 0.3

**DISCUSSION**

Relocating the event at a fixed depth reduced the total error of the solution without adversely affecting its position and origin time. It can be seen in Table 3 that the error associated with the free depth and KNDC solutions does not eliminate the possibility of this event occurring at, or near, the surface. Our independent depth estimate and its substantially reduced associated error placed the event approximately 4 km deeper than the free depth solution and approximately 6 km deeper than the KNDC solution and confines it to a depth that is not practical for underground nuclear tests.

The introduction of a detection threshold and cepstral stacking algorithm reduces false alarms by selecting cepstra that are  $N$  standard deviations above those produced by background noise and exist across multiple sites. Our adaptive threshold is derived from the current noise conditions at each site, which will prevent daily noise fluctuations from producing false alarms. The stacking algorithm eliminates the possibility of anomalous cepstral peaks producing false alarms by requiring a result to exist across multiple sites.

Our process does not suffer from the complexities that limit the use of waveform modeling techniques. It can assist the nuclear treaty monitoring community by providing a simple method of estimating an event's depth in cases where depth phases are not perceptible.

**REFERENCES**

1. Bogart, B. P. The Quefrency Analysis of Time Series of Echoes: Cepstrum, Pseudo-Autocovariance, Cross-Cepstrum, and Saphe Cracking / B.P.Bogart, M. J. Healy, J.W. Tukey // Proc, Symp.: Time Series Analysis. - M.: Rosenblatt, Ed., New York, Wiley, 1963. - ch. 15. - P. 209 - 243.
2. Bonner, J. L. Application of a Cepstral F Statistic for Improved Depth Estimation / J. L. Bonner, D. T. Reiter, R. H. Shumway // Bulletin of the Seismological Society of America, 2002, - 92, No. 5. - 1675 -1 693.
3. Kemerait, R.C. Signal Detection and Extraction by Cepstrum Techniques / R.C. Kemerait, D. G.Childers // IEEE Transactions on Information Theory, 1972. - vol. 18, No. 6. - 745 – 759.
4. Kennett, B. N. IASP91 Seismological Tables // Res. School of Earth Science. Australia, National University, Canberra. - Australia, 1971.
5. Reiter, D. Improved Depth-Phase Detection at Regional Distances / D. Reiter, A. Stroujkova // 27<sup>th</sup> Seismic Research Review, 2005.
6. Shumway, R. H. A Cepstral F-Statistic for Detecting Delay Fired Seismic Signals / R. H. Shumway, Baumgardt, Z. A. Der, // Technometrics, 1998. - 40. - P. 100 - 110.

**ТЕРЕНДІГІН ТӘУЕЛСІЗ БАҒАЛАУ ӘДІСІМЕН ОҚИҒАЛАРЫН ҚАЙТА ОҚШАУЛАУ**

Джунек У., Кемерайт Р., Вудс М.

*АҒТАҚ, АҚШ*

Сейсмикалық тобының деректерін өңдеу негізінде көзінің терендігін қарапайым есептеу әдісі келтірілген. Әдістеме, сейсмикалық топтар желісімен тіркелген бірлі-жарым оқиғасын бір қатар зерттеуін және ерекше жерлеріне өңдеуінің кепстраль әдістері мен жиілікті-толқынсанды талдауын пайдалануымен, кідірісі уақытының фазасын және белгіленген терендігіне көрінетін жылдамдылығын есептеуін талап етеді. Экспериментальды деректері, векторын қарапайым жіктеуін пайдалануымен, әр станция үшін түсу бұрышын және вертикаль фазалық жылдамдылығын анықтау үшін қолданылады. Бөлек есептеулері кейін, орта шамасын алу және ауытқуын есептеу үшін, орташалауына жатады. Терендігінің орта шамасы, белгіленген терендігінде оқиғаның орнын қайта есептеу үшін қолданылады.

**ПЕРЕЛОКАЛИЗАЦИЯ СОБЫТИЙ МЕТОДОМ НЕЗАВИСИМОЙ ОЦЕНКИ ГЛУБИНЫ**

Джунек У., Кемерайт Р., Вудс М.

*Центр прикладных технологий воздушных сил США*

Описан простой метод оценки глубины источника на основе обработки данных сейсмических групп. Этот метод предполагает проведение серии наблюдений единичного события, зарегистрированного сетью сейсмических групп, и вычисление времен задержек глубинных фаз и кажущихся скоростей с учетом условий места изучаемых событий и с использованием кепстральных методов обработки и частотно-волнового анализа. Эти измерения используются для определения угла падения и скорости вертикальной фазы для каждой станции сети наблюдений с использованием простого разложения вектора. Отдельные оценки по каждой станции затем усредняются для получения среднего значения глубины и дисперсии. Полученное среднее значение глубины затем используется для пересчета местоположения события уже с фиксированной глубиной.

УДК 551.14:550.83

## ОСОБЕННОСТИ Р-СКОРОСТНОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ В РАЙОНЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППЫ «АКБУЛАК»

Шацлов В.И., Кайдаш Т.М., Степаненко Н.П.

*Институт сейсмологии МОН РК, Алматы, Казахстан*

Впервые на основе широкого обобщения ранее полученных данных (опубликованных, первичных, переобработанных) создана объемная цифровая Р-скоростная модель литосферы для значительного по размерам Каспийского региона. Приводится краткое описание модели в той ее части, которая характеризует район размещения сейсмической группы Акбулак, входящей в создаваемую в Казахстане систему мониторинга несанкционированных ядерных испытаний.

Институтом сейсмологии МОН РК в 2005 г. завершена разработка объемной цифровой Р-скоростной модели литосферы Каспийского региона с линейными размерами по латерали 1600 км×1300 км и по глубине 70 км (в пределах 48°E-62°E и 38°N-52°N). Частично результаты моделирования отражены в [2]. Скоростная сейсмическая модель разработана на основе переинтерпретации и обобщения ретроспективных фондовых и опубликованных материалов глубинных сейсмических зондирований по системе профилей, структурных карт стратифицированных отражающих и преломляющих границ в земной коре, а также результатов объемной сейсмической томографии [2,5]. Краткая обобщенная характеристика основных особенностей Р-скоростной структуры литосферы Каспийского региона приводится по двум профилям (рисунок 1): Баку-Кустанай, пересекающий территорию по диагонали с юго-запада на северо-восток, и Волгоград-Челкар-Тургайский, проложенный примерно по широте сейсмической группы Акбулак, входящей в состав сети станций мониторинга ядерных испытаний, находящихся под управлением Национального ядерного центра РК.

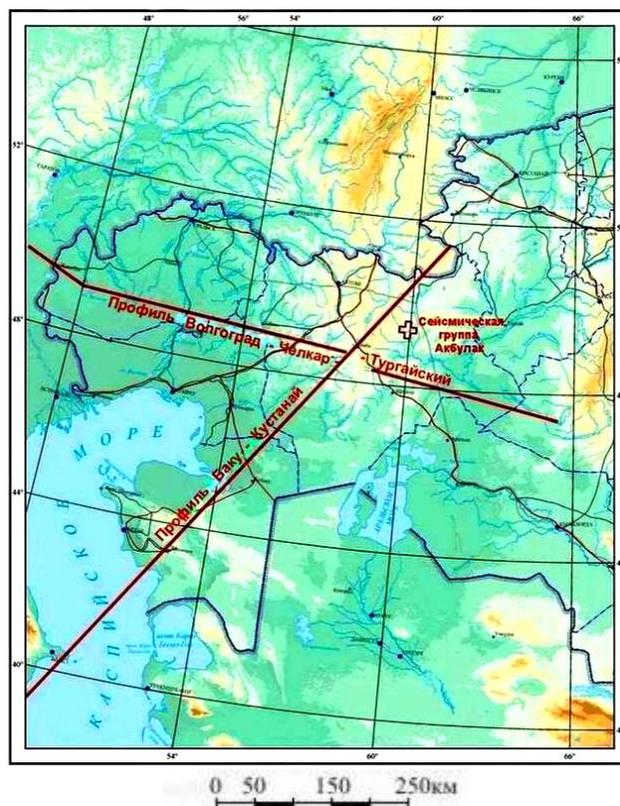


Рисунок 1. Расположение обсуждаемых региональных профилей и сейсмической группы Акбулак

Скоростные разрезы для Р-волн приведены на рисунке 2. При их построении принято разреженное сечение изолиний в соответствии со сложившейся стратиграфической и петрофизической интерпретацией Р-скоростных уровней [4,6]: 4.0 км/с – подошва мезокайнозойской части осадочного чехла, 5.2 км/с – кровля подсолевых кар-

бонатных и терригенных отложений для Прикаспийской впадины и эффузивно-осадочного палеозоя для остальной части территории, 6.0 км/с – кровля докембрийских отложений (гранито-гнейсового слоя сиалического комплекса), 6.4 км/с – кровля гранулит-гнейсового слоя (базитового комплекса), 6.8 км/с – кровля гранулит-базитового слоя (ультрабазитового комплекса), 7.2 км/с – кровля коромантийной смеси (при ее отсутствии – подошва коры), 8.0 км/с – подошва слоя аномально активной мантии, 8.2 км/с – подошва слоя умеренно активной мантии (кровля нормальной мантии), 8.4 км/с – кровля высокоскоростных (плотностных) включений в нормальной мантии. В отдельных случаях (профиль Баку-Кустанай) в пределах мантии в разрезе проведены промежуточные изолинии скорости, подчеркивающие особенности ее внутренней структуры.

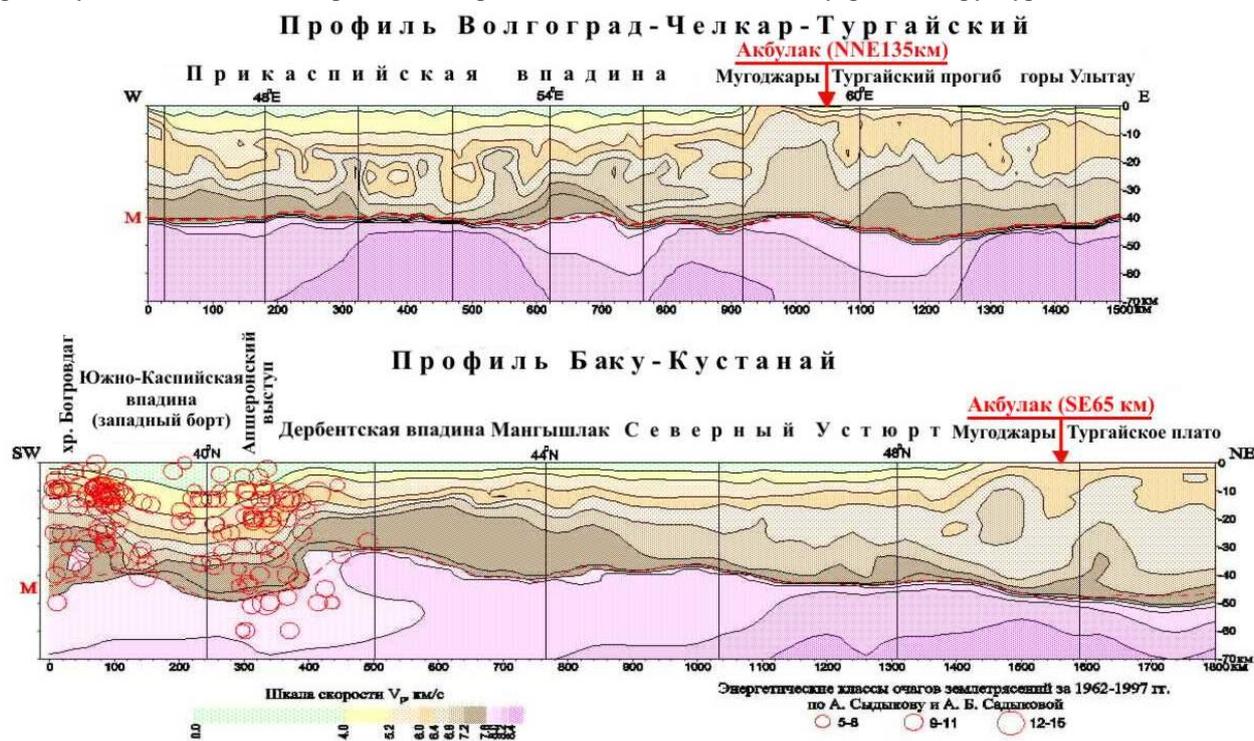


Рисунок 2. P-скоростные модели литосферы и очаги сильных землетрясений по региональным профилям Каспийского региона

### ПРОФИЛЬ БАКУ-КУСТАНАЙ

Профиль начинается (рисунок 1) на юго-западе в высокосейсмичной зоне (граница Южно-Каспийской впадины с хребтом Богровдаг, юго-восточная периферия Большого Кавказа, в том числе Апшеронский порог), далее пересекает Дербентскую впадину в пределах акватории Каспия, структуры Туранской плиты (Мангышлак и северо-западную периферию Северного Устюрта вдоль его границы с Прикаспийской впадиной), Мугоджары и заканчивается на Тургайском плато.

Разрез по этому профилю представляет собой извлечение из объемной цифровой P-скоростной модели Каспийского региона [2]. Его основной отличительной особенностью является явно выраженная в изолиниях скоростная структура коры и верхней мантии, отображающая, по-видимому, зону субдукционного сочленения литосферы Кавказа и центральной части Каспия с Туранской плитой, расположенной восточнее. Положение субдукционной зоны в плоскости разреза контролируется погружением на северо-восток сейсмофокальной плоскости, которая характеризуется плотностью очагов, несколько меньшей, в сравнении с соседними зонами с северо-запада и с юго-востока [2]: по линии Тбилиси - Астрахань (на северо-западе) погружение сейсмофокальной плоскости так же северо-восточное, а по линии Тегеран - Аральск (на юго-востоке) погружение этой плоскости изменяется на близвертикальное. Как и на Тянь-Шане [3, 4, 6], в описываемом разрезе подтверждается предложенная авторами плум-тектоническая интерпретация природы высокой сейсмической активности: максимальная концентрация очагов сильных землетрясений всегда сопровождается повышенной мощностью активной мантии.

На части профиля Баку-Кустанай в пределах 400-800 км, приходящейся на западный склон Карабогазского свода, при сохраняющейся большой мощности активной мантии и умеренной - осадочного чехла, нижний базитовый слой коры так же сильно увеличивается по мощности, за счет повышения гипсометрического уровня его кровли до 15 км. Далее на северо-восток активная мантия постепенно выклинивается и на Северном Устюрте подкоровые значения  $V_p=8.2$  км/с, что характерно для нормальной континентальной литосферы. Однако ниже значения  $V_p$  быстро нарастают с глубиной, фиксируя обширный внутримантийный скоростной выступ.

Начиная с Мугоджар, осадочный слой выклинивается, а внутри консолидированной коры (интервал профиля 1400-1500 км) появляется выступ базитового слоя, что является другой, весьма важной, особенностью литосферы региона. Еще более четко он (выступ) контролируется Тургайской частью субширотного профиля, описанному ниже, и заслуживает особого внимания при обработке и интерпретации записей, полученных сейсмической группой Акбулак.

#### **Сводный профиль Волгоград – Челкар – Тургайский**

Профиль сформирован по результатам двумерного P-скоростного моделирования на основе первичных материалов ГСЗ [2,5]. С запада на восток профиль пересекает (рисунок 1) от борта до борта наиболее глубокую часть Прикаспийской впадины, Мугоджары, Тургайский прогиб и заканчивается в переходной зоне к Казахскому щиту в районе гор Улытау. Скоростной разрез по этому профилю, прежде всего, интересен тем, что очень рельефно отражает сложнейшую структуру литосферы уникальной впадины: аномально большая мощность осадочного чехла, сложная по форме зона перехода от сиалического комплекса консолидированной коры к базитовому, выражающаяся в частом чередовании высокоскоростных выступов и низкоскоростных прогибов в интервале глубин 10-35 км, а в мантии под центральной частью впадины четко выделяется высокоскоростной выступ с значительно увеличенными размерами по латерали по сравнению с внутрикоровыми. Н.И. Назарова, детально анализируя P-скоростную модель Прикаспийской впадины при комплексном обосновании генезиса углеводородных залежей [1], подразделяет скоростной разрез по вертикали на три зоны глубинности. Пример проведенного анализа весьма показателен в смысле эффективного использования повышенной петрофизической информативности разрезов в изолиниях скорости по сравнению с традиционными результатами геометрической сейсмоки. Остановимся подробнее на его отдельных моментах.

В верхней зоне (до глубины 5 км на бортах впадины и до 10-12 км в ее центральной части) изолинии со значениями  $V_p$  от 4.5 км/с до 5.5 км/с прямолинейны и горизонтальны. Это зона нормальных слоистых, относительно спокойно залегающих, осадочных пород. Вся средняя по глубине часть впадины (от 10-12 км до 25-30 км) имеет совершенно иное строение, резко отличающееся от простой структуры чехла платформы и верхней зоны впадины. Изолинии со значениями  $V_p$  от 5.8 км/с до 7.0 км/с образуют здесь очень сложный рисунок. На одних участках по ним вырисовываются замкнутые овальные контуры, на других – резкие крутые флексуры высотой до 10-15 км: вертикальные и крутонаклонные зоны шириной до 15 км, в пределах которых горизонтальная сейсмическая анизотропия толщ (слоистость пород) отсутствует. Замкнутые контуры изолиний, отвечающие, предположительно, определенным геологическим блокам (частям слоистых толщ с особыми преобразованиями пород), имеют размеры 20-30 км по латерали и 10-15 км по вертикали. Вертикальные и крутонаклонные зоны, разделяющие такие блоки, рассматриваются как сквозные каналы с наиболее интенсивной флюидо-метасоматической переработкой слоистых толщ. Судя по значениям скорости от 7.2 км/с до 5.8 км/с в блоках и сквозных зонах, структурно-вещественным преобразованиям подверглись алюмосиликатные породы фундамента и вышележающие палеозойские породы.

Нижняя часть разреза (глубже 30 км) характеризуется несколько упрощенной P-скоростной структурой. Повышенная извилистость изолиний появляется лишь на локальных участках, на которых погружаются по падению столбообразные зоны повышенной флюидизации, четко проявленные на фундаменте. Эти зоны уходят на глубину в пределы мантии, проявляясь увеличением мощности коромантийной смеси ( $V_p=7.2-7.8$  км/с) в низах коры и пониженными значениями скорости ( $V_p=7.8-8.0$  км/с) в верхней мантии (активная мантия). Отмеченные особенности P-скоростной структуры используются в [1] для интерпретации физико-химической природы внутрикоровых поднятий с позиций природы экологитизации.

Тургайская часть профиля Волгоград-Челкар-Тургайский (рисунок 2) начинается с внутрикорового выступа нижнего базитового комплекса консолидированной коры на интервале 950-1050 км, совпадающего в плане (как упоминалось при анализе разреза по профилю Баку-Кустанай) с Мугоджарами и являющегося наиболее интенсивным по латерали и высоте относительно подошвы коры. В подкоровом пространстве этот выступ подстилается слоем умеренно активной мантии ( $V_p<8.2$  км/с), простирающимся от Мугоджар на восток до середины Тургайского прогиба. По признаку примерно равных мощностей сиалического и базитового слоев (граница между ними проходит по изолиниям 6.4 км/с), консолидированная кора в пределах прогиба, в общем соответствует нормальному континентальному типу. Исключением здесь являются локальный выступ базитового слоя коры до гипсометрического уровня 6 км на границе прогиба с горами Улытау и обширный (от 1250 км до восточного конца профиля) блок подкоровой мантии с повышенными значениями скорости ( $V_p\geq 8.4$  км/с). Наряду с мугоджарским внутрикоровым выступом базитового слоя эти особенности так же представляются заслуживающими внимания при обработке записей сейсмических событий группой Акбулак.

Приведенные результаты являются частью цифровой P-скоростной модели литосферы региона [2], которая, по форматам и объему использованных материалов (первичных и опубликованных), переобработанных и обобщенных, создана впервые за историю геофизических исследований региона. Модель применима для регионального геофизического моделирования. Обеспечена возможность проведения сопоставительного анализа в пределах единой модели и интерпретации особенностей скоростной структуры земной коры и зоны перехода

кора-мантия по глубине. Это значительно увеличивает объем информации об исследуемой среде и надежность выявления петрофизических, геотектонических и геодинамических критериев при обобщениях и районированиях, направленных на решение задач глубинного прогноза месторождений полезных ископаемых. Модель полезна для решения целого ряда научно-практических задач, таких как локализации в пространстве очагов землетрясений и других событий, происходящих в Казахстане и на смежных территориях России, Закавказья, Ирана и Туркмении западнее меридиана 62°Е.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Иванкин, П.Ф. Флюидо-метасоматические преобразования и рудоносность осадочных толщ Прикаспийского бассейна / П.Ф. Иванкин, Н.И. Назарова. - М., 2005. - 104 с.
2. Нусипов, Е.Н. Объемное P-скоростное моделирование литосферы Каспийского региона / Е.Н. Нусипов, Т.М. Кайдаш, Н.П. Степаненко, В.И. Шапилов // Геология и охрана недр. - 2006. - № 1 (8). - С. 52 - 59.
3. Нусипов, Е.Н. Особенности структуры активной мантии территории Казахстана в связи с сейсмичностью / Е.Н. Нусипов, Оспанов А.Б., Рахымбаев М.М., Сыдыков А., Тимуш А.В., Шапилов В.И. // Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспект. Всеросс. совещ. 20-23 сентября 2005 г. Иркутск. - 2005. - С. 54 - 59.
4. Нусипов, Е.Н. Скоростные модели литосферы Высокой Азии по системе геотраверсов / Е.Н. Нусипов, А.Б. Оспанов, В.И. Шапилов // Вестник НЯЦ РК. - Курчатов: НЯЦ РК, 2005. - вып. 2. - С. 109 - 121.
5. Скоростные модели земной коры Казахстана / В.И. Шапилов [и др.] - Алматы: Евразия, 1993. - 105 с.
6. Шапилов, В.И. Геофизические критерии сейсмической активности тектоносферы Тянь-Шаня / В.И. Шапилов // Проблемы предотвращения последствий разрушительных землетрясений. Доклады 1 каз-яп. семин. 25-28 июня 2001 г. - Алматы: Эверо; 2002. - С. 119 - 124.

### АКБҰЛАҚ СЕЙСМИКАЛЫҚ ТОБЫ АУДАНЫНДА ЛИТОСФЕРАНЫҢ P-ЖЫЛДАМДЫЛЫҚ ҚҰРЫЛЫМЫНЫҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

Шапилов В.И., Кайдаш Т.М., Степаненко Н.П.

*ҚР БҒМ Сейсмология институты, Алматы, Қазақстан*

Бұрын алынған (жарияланған, бастапқы, қайта өңделген) деректерін кең қорыту негізінде, едәуір өлшемі бар Каспий аумағына литосфераның көлемді цифрлы P-жылдамдылық моделі алғашқы рет құрылған. Қазақстанда жасалып жатқан, санкциясыз ядролық сынаулардың мониторинг жүйесіне кіретін Акбұлақ сейсмикалық тобы орналасқан ауданы бөлшегінде моделдің қысқаша сипаттамасы келтіріледі P-velocity structure features of lithosphere in the area of the Akbulak seismograph array.

### P-VELOCITY STRUCTURE FEATURES OF LITHOSPHERE IN THE AREA OF THE AKBULAK SEISMOGRAPH ARRAY

V.I. Shatsilov, T.M. Kaidash, N.P. Stepanenko

*Institute of Seismology MES RK, Almaty, Kazakhstan*

For the first time based on generalization of the obtained data (published, initial, reprocessed) digital P-velocity lithosphere model was created for large Caspian region. A brief description of the model is given for its part, which characterizes the area where Akbulak seismic array is located; that is included to created Kazakhstani monitoring system of unauthorized nuclear explosions.

УДК 621.039.9:550.348

## РАСПОЗНАВАНИЕ КАРЬЕРНЫХ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ТАЛГАР

Шепелев О.М.

НКП «Прогноз» ГУ «Казселсацита» МЧС РК, Талгар, Казахстан

На многолетних данных сейсмической станции Талгар (Южный Казахстан) изучен вопрос распознавания природы регистрируемых сейсмических событий – промышленных взрывов, производимых на четырех близрасположенных карьерах, и землетрясений. Определены условия, при которых примененная методика обеспечивает повышение эффективности сейсмического мониторинга несанкционированных ядерных взрывов и достоверность данных, размещаемых в сейсмологическом бюллетене.

На территории Казахстана действует большое число добывающих предприятий, многие из которых располагаются в сейсмически активных районах, в связи с чем сейсмическое распознавание карьерных взрывов и землетрясений очень актуальна. В данной работе по записям сейсмической станции Талгар, расположенной на Северном Тянь-Шане (рисунок 1), исследована возможность распознавания землетрясений и химических взрывов, производимых в окружающих станцию карьерах Аглатас, Актюз, Котур-Булак и Текели (рисунок 1, таблица 1).

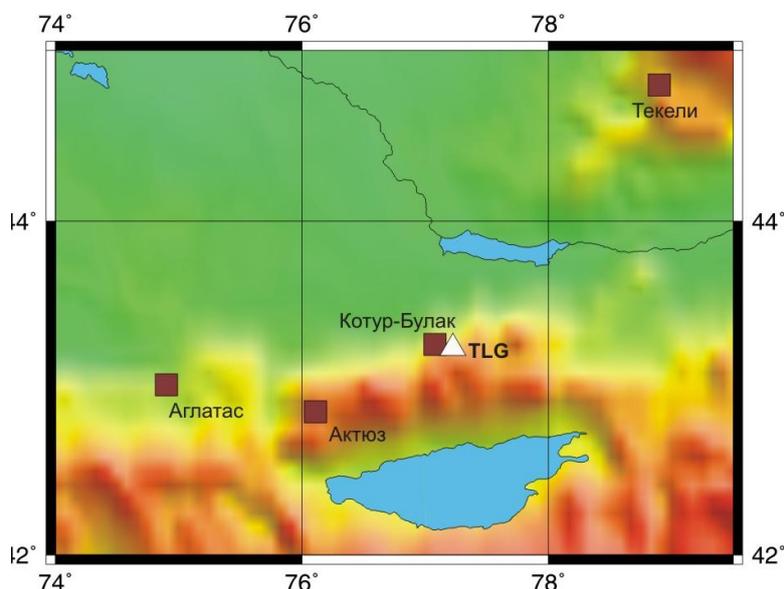


Рисунок 1. Карта района исследований. Треугольник – станция Талгар, квадраты – карьеры

Таблица 1. Координаты расположения карьеров.

Карьер	Широта ° N	Долгота ° E	Расстояние до ст. Талгар, км
Котур-Булак	43.2711	77.0788	12
Аглатас	43.0278	74.9004	190
Актюз	42.8656	76.1092	100
Текели	44.8070	78.9404	220

### МЕТОДИКА

Разработанная методика идентификации подземных ядерных взрывов на региональных расстояниях [1-3], базируется на измерении амплитудных отношений продольных и поперечных волн, измеренных в узкой полосе частот. Ее основными положениями, представляющими интерес в контексте данных исследований, предусмотрено:

- использование записей событий из одного и того же района, зарегистрированных одной и той же станцией. Это вызвано сложностью моделирования неоднородностей среды вдоль трассы источник-станция. Критерии распознавания, найденные с использованием данной методики, различны для каждой трассы.
- вычисление амплитудных отношений только для сигналов, измеренных в одной и той же полосе частот.

Данная методика применена для идентификации химических карьерных взрывов, так как механизмы возбуждения сейсмических волн для химических и ядерных взрывов имеют сходную природу. Отличительной особенностью сейсмических событий, вызванных карьерными взрывами, является низкий энергетический класс и

возможность их изучения по данным станций, расположенных на близких расстояниях. Интерференция сейсмических волн на таких расстояниях приводит к тому, что выделение составляющих (P-, S-волн) затруднено особенно для расстояний до 100 км, на больших расстояниях ситуация не облегчается из-за низкого отношения сигнал/шум. Таким образом, эффективность идентификации химических взрывов с применением методики [1-3] на близких расстояниях в значительной степени зависит от геологического строения вдоль трассы от источника до станции.

Для уменьшения вероятности ошибок выполнен анализ комплекс параметров, характеризующих химические взрывы и землетрясения:

- координаты события;
- общий вид волновой картины записи, включая наличие или отсутствие поверхностных волн, огибающие записи;
- глубина события;
- время события;
- энергетический класс события;
- характеристики спектров разных волновых групп;
- логарифмы отношения амплитуд S/P при соотношении сигнал/шум для измеряемых амплитуд не менее 2.

Для нахождения амплитудных отношений продольных и поперечных волн сейсмические записи предварительно фильтровались с использованием фильтров с центральными частотами 0.6, 1.25, 2.5, 5 и 10 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы по уровню -3 дБ от максимума. Для распознавания событий рассматривались следующие характеристики логарифмов амплитудных отношений:

- средние выборочные значения для взрывов и землетрясений;
- дисперсии по выборке;
- коэффициент качества разделения:  $K_{qd} = \frac{\bar{X}_{eq} - \bar{X}_{ex}}{\sqrt{S_{eq} + S_{ex}}}$ , где  $\bar{X}_{eq}$  и  $\bar{X}_{ex}$  - средние выборочные значения,  $S_{eq}$  и

$S_{ex}$  - дисперсии для землетрясений и взрывов соответственно (очевидно, что чем выше абсолютная величина коэффициента качества разделения, тем соответственно меньше вероятность ошибки);

- пороговое значение, при котором происходит разделение взрывов и землетрясений [1-3].

#### АНАЛИЗ ДАННЫХ

##### Карьер Котур-Булак

Карьер расположен вблизи г. Алматы, в предгорьях Заилийского Алатау. Взрывы производятся регулярно 1 - 2 раза в месяц. Для сравнения со взрывами были выбраны землетрясения из квадрата 43.05° - 43.45° с.ш. и 76.90° - 77.30° в.д. Всего отобраны и обработаны записи 62 событий, в том числе 25 землетрясений и 37 взрывов. Энергетический класс взрывов  $K \sim 4.5-9$ . На рисунке 2а приведена гистограмма распределения энергетических классов взрывов, на рисунке 2б - гистограмма распределения взрывов по времени.

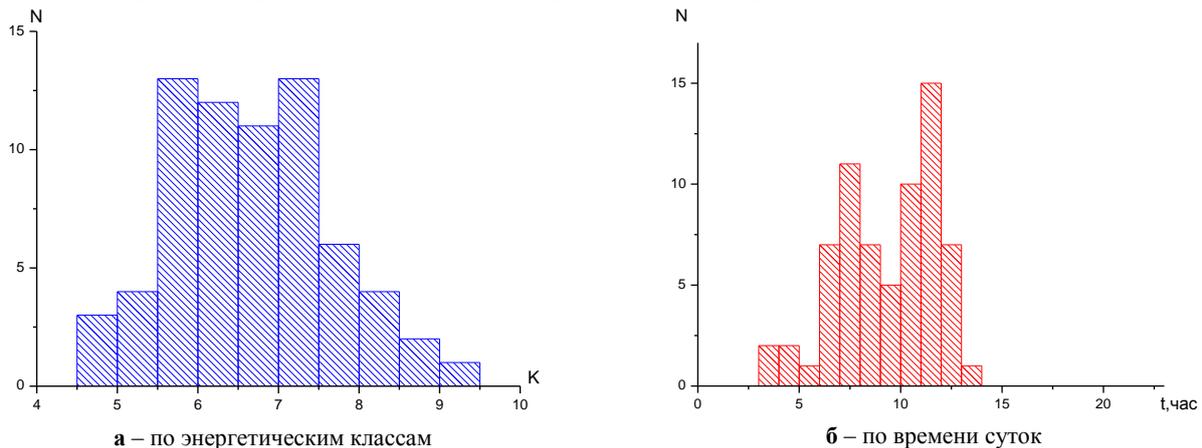


Рисунок 2. Карьер Котур-Булак. Распределение взрывов

Видно, что наибольшее количество взрывов приходится на период с 7 до 12 ч. Волновая картина взрывов на карьере Котур-Булак была сопоставлена с волновой картиной землетрясений из того же района. Поверхностные волны на сейсмограммах взрывов отсутствуют. На рисунке 3 в качестве примера приведены сейсмограммы взрыва на карьере Котур-Булак 1997.01.11, 07:16, и землетрясения вблизи него (2000.20.05, 17:55:45,  $\varphi=43.35$ ,  $\lambda=77.37$ ., отфильтрованные при помощи фильтра 5 Гц.

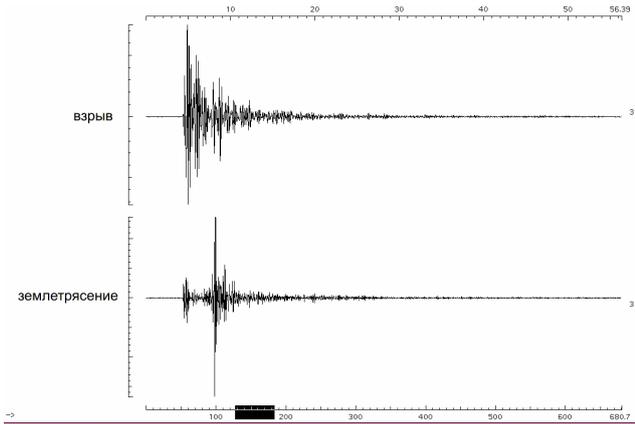


Рисунок 3. Сопоставление сейсмограмм взрыва на карьере Котур-Булак 1997.01.11, 7:16 (верхняя) и землетрясения 2000.20.05, 17:55:45,  $\varphi=43.35$ ,  $\lambda=77.37$  (нижняя). Фильтр 5 Гц, Z-компонента

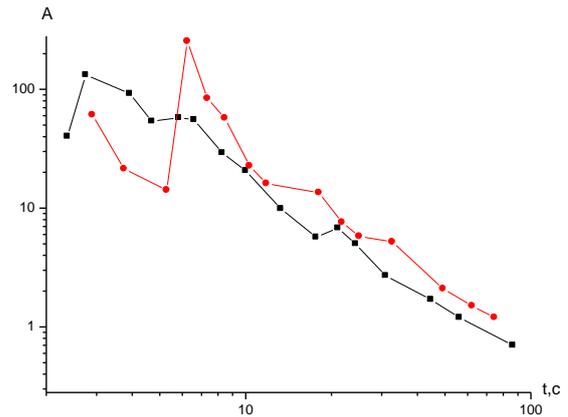


Рисунок 4. Огибающие для взрывов на карьере Котур-Булак 1997.0.11, 7:16 (черная линия) землетрясения 2000.20.05, 17:55:45,  $\varphi=43.35$ ,  $\lambda=77.37$  (красная линия). Фильтр 5 Гц, Z-компонента.

Сравнивая сейсмограммы, можно заметить резкие отличия волновой картины взрывов и землетрясений. На сейсмограмме взрыва доминируют Р-волны, тогда как на сейсмограммах землетрясений максимум энергии приходится на S-волны. Отличается характер затухания Р-волн. У взрывов наблюдается быстрое нарастание максимума амплитуд (0.4 с), а у землетрясений из того же района этот параметр приблизительно равен 4 с. Эти различия еще более четко проявляются в характере огибающих (рисунок 4). На рисунке 5 показаны спектры сейсмических колебаний вертикальной компоненты сейсмического сигнала для тех же событий.

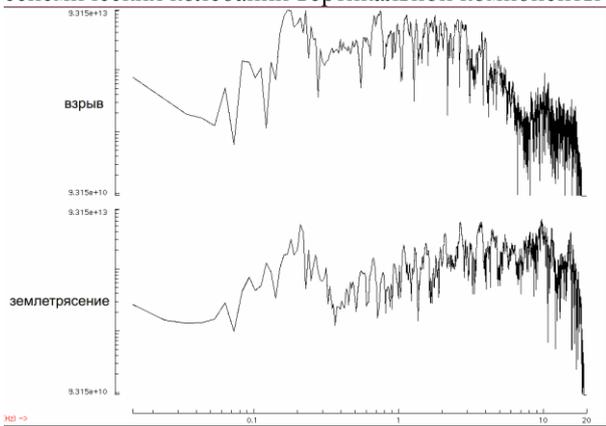


Рисунок 5 Спектры сейсмических волн взрыва на карьере Котур-Булак (верхний) и землетрясения (нижний)

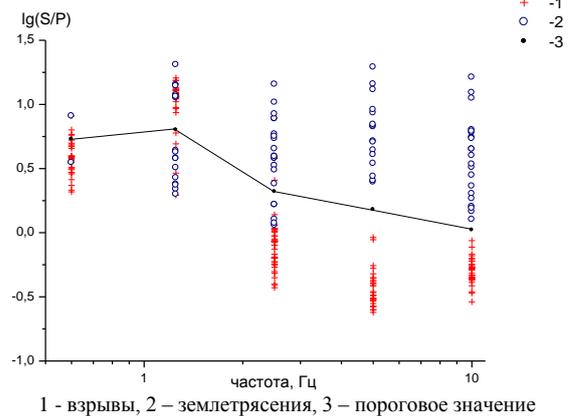


Рисунок 6. Распределение значений S/P для взрывов (карьер Котур-Булак) и землетрясений.

Спектр взрыва существенно отличается от спектра землетрясения, наибольшая разница наблюдается в диапазоне 0.6 - 5 Гц.

На рисунке 6 приведены результаты изучения распределения значений отношения S/P на разных фильтрах для химических взрывов и землетрясений. Можно видеть, что хорошее разделение параметра S/P для взрывов и землетрясений наблюдается на частотах 5.0 и 10 Гц. В таблице 2 оценены ошибки распознавания событий по отношению S/P.

Таблица 2. Параметры распознавания событий из района карьера Котур-Булак

Частота, Гц	Коэффициент качества разделения	Пороговое значение	Пропуск цели	Ложная тревога
0.6	0.453	0.729	0.138	0.038
1.25	-0.563	0.801	0.121	0.171
2.5	1.347	0.320	0.053	0.122
5.0	2.949	0.179	0	0
10	2.1510	0.021	0	0

Как видно из таблицы 1, для частот 5.0 и 10 Гц наблюдается 100% распознавание.

### Карьер Аглатас

Карьер находится вблизи пос. Кордай, недалеко от границы с Киргизстаном, вблизи хр. Кендиктас. Для сравнения выбраны землетрясения из района  $42.83^{\circ}\sim 43.23^{\circ}$  с.ш.  $74.23^{\circ}\sim 75.43^{\circ}$  в.д. Были обработаны записи 22 событий, в том числе 17 взрывов и 5 землетрясений. Взрывы на карьере производятся регулярно, 9-10 раз в год. Энергетический класс взрывов  $K \sim 6.1 - 7.9$ . На рисунке 7а приведена гистограмма распределения энергетических классов взрывов, на рисунке 7б - распределение взрывов по времени суток.

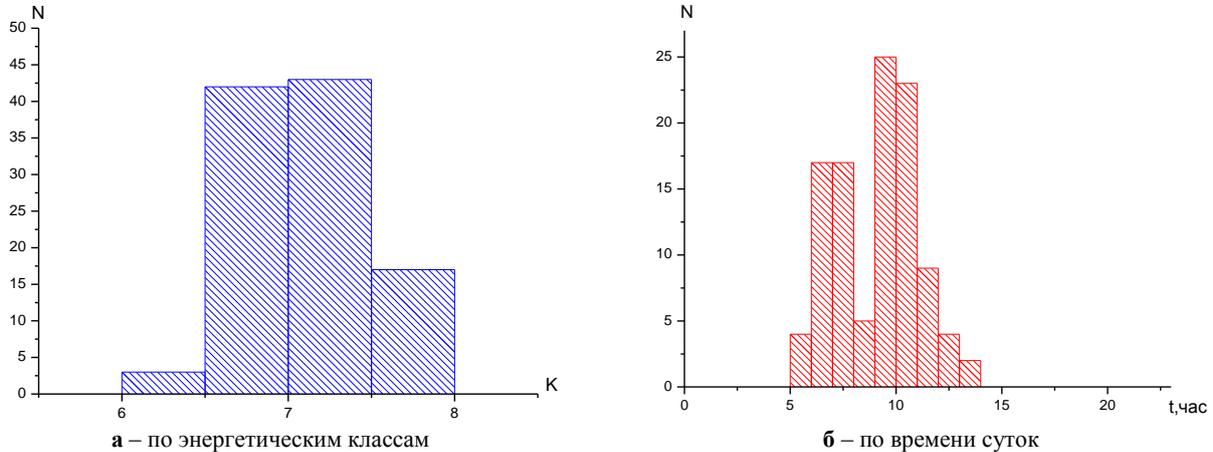


Рисунок 7. Карьер Аглатас. Распределение взрывов

Видно, что взрывы на этом карьере производятся в интервале времени от 5 до 13 час, наибольшее количество взрывов приходится на период с 9 до 10 ч. Волновая картина взрывов на карьере Аглатас была сопоставлена с волновой картиной землетрясений из того же района. Поверхностные волны на сейсмограммах взрывов по станции Талгар отсутствуют. На рисунке 8 приведен пример сейсмограммы взрыва на карьере Аглатас 1996.27.08, 6:20, и землетрясения 1997.15.01, 13:11:45.2,  $\varphi=43.13$ ,  $\lambda=74.72$  (фильтра 5 Гц).

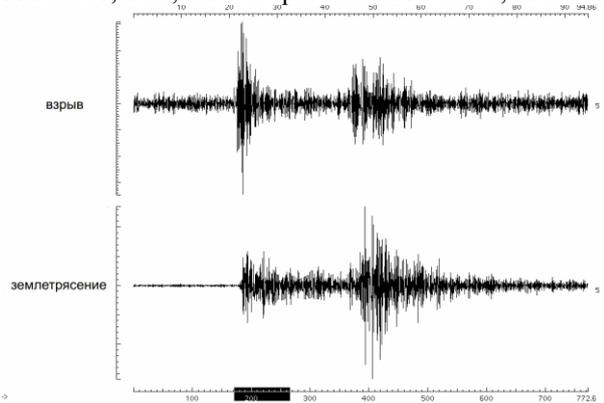


Рисунок 8. Сопоставление сейсмограмм взрыва на карьере Аглатас 1996.27.08, 6:20 (верхняя) и землетрясения 1997.15.01, 13:11:45.2,  $\varphi=43.13$ ,  $\lambda=74.72$  (нижняя) Фильтр 5 Гц. Z-компонента

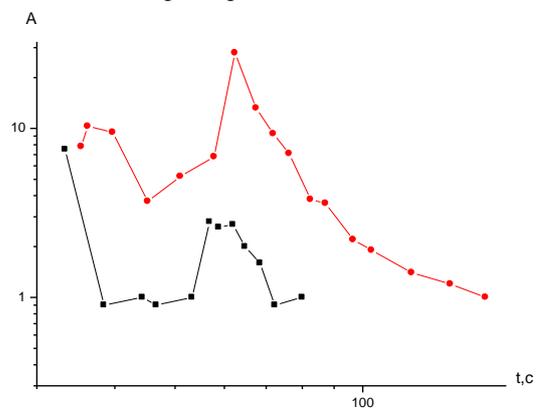


Рисунок 9. Огибающие для взрывов на карьере Аглатас 1996.27.08, 6:20 (черная линия) и землетрясения 1997.15.01, 13:11:45.2,  $\varphi=43.13$ ,  $\lambda=74.72$  (красная линия). Фильтр 5 Гц. Z-компонента.

На сейсмограмме взрыва доминируют Р-волны, в то же время на сейсмограммах землетрясений максимум энергии приходится на S-волны. Различается также и характер затухания Р-волн. На рисунке 9 приведены амплитудные огибающие для взрыва на карьере Аглатас и землетрясения из того же района, построенные после фильтрации (5 Гц). Наблюдаются заметные отличия огибающих, особенно, в первые 60 секунд. На рисунке 10 показаны спектры сейсмических колебаний на вертикальной компоненте для тех же событий

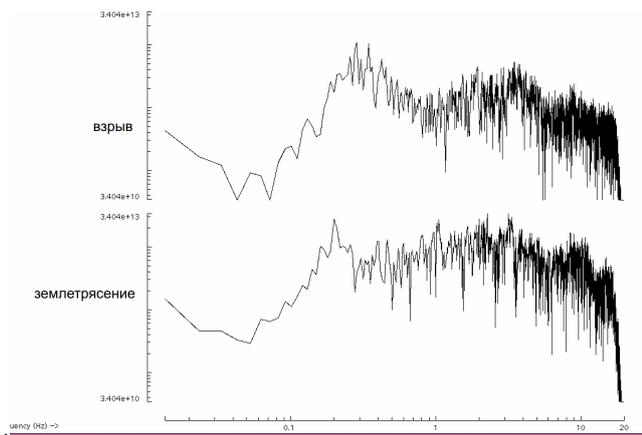
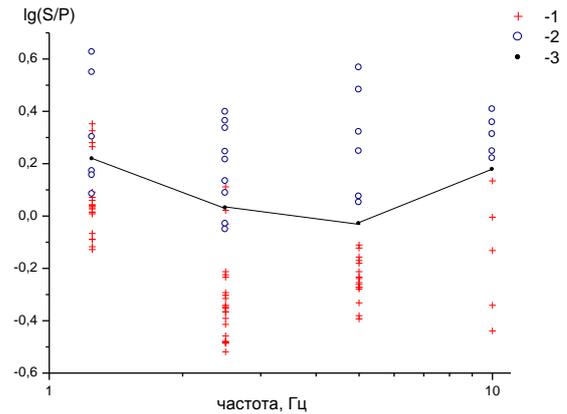


Рисунок 10. Спектры сейсмических волн взрыва на карьере Аглатас (верхний) и землетрясения (нижний)



1 - взрывы, 2 – землетрясения, 3 – пороговое значение

Рисунок 11. Распределение значений S/P для взрывов (карьер Аглатас) и землетрясений

Для спектра взрыва характерен локальный минимум в районе 1 Гц, тогда как для спектра землетрясения в районе 1 Гц наблюдается локальный максимум.

На рисунке 11 показано распределение значений параметра S/P на разных фильтрах для химических взрывов и землетрясений, а в таблице 3 - ошибки распознавания событий по отношению S/P.

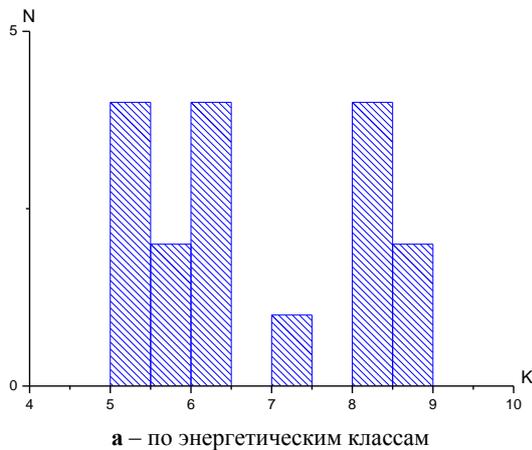
Таблица 3. Параметры распознавания событий из района карьера Аглатас.

Частота, Гц	Коэффициент качества разделения	Пороговое значение	Пропуск цели	Ложная тревога
1.25	0.744	0.218	0.200	0.158
2.5	1.572	0.030	0.045	0.870
5.0	1.961	-0.030	0	0
10	1.664	0.177	0	0

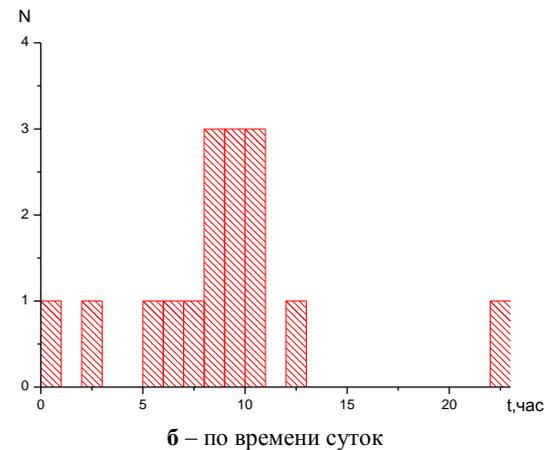
Видно, что хорошее разделение параметров наблюдается для частот 5.0 и 10 Гц. Для частот 5.0 и 10 Гц выявлено 100% распознавание.

### Карьер Актюз

Карьер находится в 100 км на юго-запад от станции Талгар, вблизи хр. Заилийский Алатау, недалеко от границы с Киргизстаном. Энергетический класс взрывов  $K \sim 5.2-8.5$ , на рисунке 12а показана гистограмма распределения энергетических классов взрывов. Взрывы в карьере производится 1 - 2 раза в год в интервале времени суток от 23 до 12 ч. GMT (рисунок 12б). Удалось обработать сейсмограммы только 8 событий (3 взрыва и 5 землетрясений). Недостаточная представительность выборки объясняется относительно низкой активностью взрывных работ и малым отношением сигнал/шум, вынуждающим отбраковывать записи.



а – по энергетическим классам



б – по времени суток

Рисунок 12. Карьер Актюз. Распределение взрывов

Анализ амплитудных отношений показал плохое качество разделения. Для идентификации взрывов, производимых на карьере Актюз, с помощью анализа амплитудных отношений необходимо использовать сейсмические записи каких-либо других станций.

#### Карьер Текели

Карьер находится в Алматинской области вблизи Жетысуйского хребта. Энергетический класс взрывов  $K \sim 5.3-7.7$ , на рисунке 13 показана гистограмма распределения энергетических классов взрывов. Взрывы производятся 1 - 2 раза в год, в разное время. Максимальное количество взрывов производится в 8 часов GMT (рисунок 13б). Были обработаны сейсмограммы только 7 событий (3 взрыва и 4 землетрясения). Недостаточная представительность выборки объясняется относительно низкой активностью взрывных работ на карьере и невысоким отношением сигнал/шум, вынуждающим отбраковывать записи.

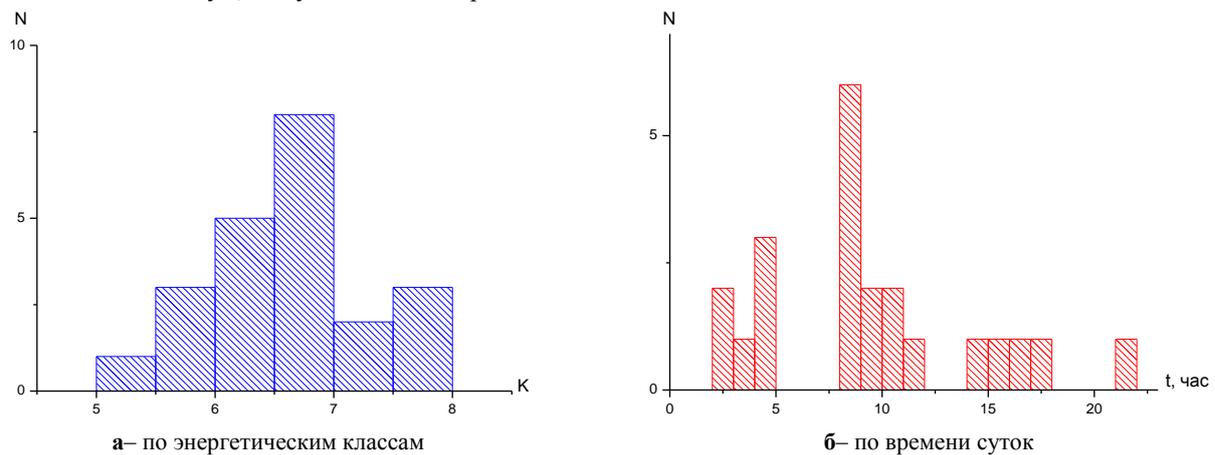


Рисунок 13. Карьер Текели. Распределение взрывов

Анализ амплитудных отношений показал плохое качество разделения событий. Для идентификации взрывов, производимых на карьере Текели, с помощью анализа амплитудных отношений необходимо использовать сейсмические записи каких-либо других станций.

#### Выводы

Для каждого из четырех карьеров построены и проанализированы гистограммы распределения химических взрывов по времени и энергетическому классу, спектры и огибающие событий по записям станции Талгар. Применен метод распознавания химических взрывов и землетрясений, основанный на измерении амплитудных отношений S и P волн в узкой полосе частот. Метод может быть оценен как достаточно эффективный и универсальный, поскольку при взрывах меньшая доля энергии излучается в виде поперечных волн, чем при землетрясениях.

В результате проведенных исследований найдены эффективные критерии идентификации химических взрывов для двух карьеров - Котур-Булак и Аглатас. Одновременно выявлена неэффективность использования сейсмических записей станции Талгар для метода измерения амплитудных отношений в узкой полосе частот применительно к взрывам в карьерах Текели и Актюз. Представляется, что это связано, прежде всего, с неоднородностями полей скоростей и поглощения на пути распространения сейсмических волн от карьеров Текели и Актюз до наблюдательной станции.

Применение того же метода для идентификации ядерных взрывов на региональных расстояниях показало, что выделение некоторых составляющих, наиболее точно характеризующих механизм возбуждения сейсмических волн в очаге, позволяет эффективно идентифицировать события. На более близких расстояниях получается лишь интегрированный результат интерференции составляющих различной природы без возможности их выделения. Если доля энергии в волновых фазах, представляющих интерес, достаточно велика, то эффективная идентификация событий возможна. В противном случае, выделение взрывов затруднено и следует использовать данные других станций, где геологические условия вдоль трассы источник - станция более удачны.

Критерии, полученные в результате проведенных исследований, будут включены в рекомендации по распознаванию событий различной природы для операторов станции Талгар.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф., Шепелев О.М., Соколова И.Н. Распознавание ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях для полигона Лобнор / Ю.Ф. Копничев, О.М. Шепелев, И.Н.Соколова // Геофизика и проблемы нераспространения.: Вестник НЯЦ РК, 2000. - вып.2. - С. 65 - 77.

2. Копничев, Ю.Ф. Исследования по сейсмическому распознаванию подземных ядерных взрывов на полигоне Лобнор / Ю.Ф. Копничев, О.М. Шепелев, И.Н.Соколова // Физика Земли, 2001. - № 12. - С.64 - 77.
3. Копничев, Ю.Ф. Исследования по сейсмическому распознаванию подземных ядерных взрывов и землетрясений на полигонах Индии и Пакистана / Ю.Ф. Копничев, О.М. Шепелев, И.Н.Соколова // Геофизика и проблемы нераспространения: Вестник НЯЦ РК, 2001. - вып.2. - С. 96 - 101.

### **ТАЛҒАР СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯСЫНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША КАРЬЕРЛІК ЖАРЫЛЫСТАРЫ МЕН ЖЕРСІЛКІНУЛЕРІН АЙЫРЫП ТАҢУ**

**Шепелев О.М**

*ҚР ТЖМ «Казселезащита» ММ «Прогноз» ҒӨК, Талғар, Қазақстан*

Талғар сейсмикалық станциясының көп жылдық деректерінде, тіркелетін сейсмикалық оқиғаларының – жақында орналасқан төрт карьерлеріндегі өткізілетін өндірістік жарылыстар және жерсілкінулер тегін айырып тану мәселесін зерделуі өткізілген. Ұсынылған әдістеме, санкциясыз ядролық жарылыстардың сейсмикалық мониторингісінің тиімділігін және сейсмологиялық бюллетенінде шығарылатын деректерінің сенімділігін жоғарлатуын қамтамасыз етуіне жағдайлары анықталған.

### **DISCRIMINATION OF QUARRY BLASTS AND EARTHQUAKES USING DATA OF TALGAR SEISMIC STATION**

**O.M. Shepelev**

*Scientific-Forecast Center “Prognoz” GU “Kazslezashchita”, Emergency Agency of Kazakhstan, Talgar, Kazakhstan*

Based on many years data from Talgar seismic station, investigation was done to determine the nature of the recorded seismic events – industrial blasts, executed at four close located pits and earthquakes. Conditions under which the proposed methodology would provide increase of efficiency for the seismic monitoring of unauthorized nuclear explosions and data adequacy in seismic bulletin were determined.

УДК 550.34:621.039.9

**RECOVERING THE SOURCE TIME FUNCTION FROM CODA WAVES  
OF SEISMIC EVENTS AT REGIONAL DISTANCES USING SINGLE STATION**<sup>1-2)</sup>O. Sèbe, <sup>1)</sup>J. Guilbert<sup>1)</sup>CEA-DASE-LDG, Bruyères-le-Châtel, France<sup>2)</sup>LGIT, Université Joseph Fourier, Grenoble, France

In this present work, we are interested to separate the seismic source and the propagation effect. This estimation of the high resolution source time function (STF) will permit to understand the history of the seismic process (earthquake or explosion) and could be a new interesting step in the discrimination process. We propose a high resolution technique for estimating the source time function of a seismic event from only one record. This technique is based on the spectral factorization of the minimum phase wavelet from the most random part of a seismogram: its coda. This approach is at the opposite of the classical methods based deterministic propagation in the earth. As the coda non-stationarity is inconsistent with the classical spectral factorization theory, we develop a two-step algorithm: first, the diffuse coda field is whitened to remove the non-stationary attenuation effect; second, the minimum phase wavelet equivalent of the seismic source time function is estimated. We apply this approach on a moderate size earthquake  $M=5.4$  located in the North-east of France. Based on the fundamental "random" character of diffusive waves, this approach opens up promising applications for new blind deconvolution methods. By provided reliable information about source time function of an earthquake such has its duration, its seismic moment and even its actual time history, this coda spectral factorization method could be an alternative to the classical empirical Green function analysis, especially for source study of small size events.

**INTRODUCTION**

The classical techniques used to estimate the source time function (STF) of a seismic event are based on the analysis of the most energetic and coherent part of the seismic signals, i.e., direct body waves travelling deep in the Earth, and/or surface waves guided along the Earth's surface; they require the processing of several simultaneous recordings obtained at different locations, as well as some a priori information on the inner structure of the Earth, in order to separate propagation and source effects. As small scale heterogeneities within the Earth are only very poorly known, their resolution is limited to the low frequency domain, while moderate events emit their maximum energy in the intermediate to high frequency domain. Recovering the STF of a seismic event, i.e. the time history of the excitation process inside the earth, is an important goal for seismologists as it provides essential information on the physical mechanism of the source and the local geologic conditions. This goal is not limited to large, destructive events, but is also crucially important as a tool to monitor compliance with the CTBT (Comprehensive Test Ban Treaty), which implies the need to develop high resolution, reliable tools applicable to small magnitude events ( $M < 3.5$ ) that are often sparsely recorded.

The STF of an earthquake is fundamental not only for understanding the mechanism and physic of the rupture but also to provide input for real-time shake map. In far-field condition, i.e the size of the source is small compared to distance source-station, the seismic motion  $U(t)$  recorded on the earth is modeled as a convolution of 2 terms [1]:

$$U(t)=S(t)*G(t), \quad (1)$$

where  $G(t)$  is the Green's function Source-station and  $S(t)$  the source time function representing the time history of the excitation process inside the earth.

Even if sometimes the source time function can be directly seen in the displacement P-waves arrival [2] or using Pn/Sn/Rg waves [Teyssoneyre, 2000], its assessment generally requires removing all effects of the earth response, such as path and site effect, from the seismogram  $u(t)$ . According to equation (1), it is then conceptually straightforward to obtain the source time function by deconvolving seismogram by an estimation of the Green function Source-station. Despite the apparent simplicity of the deconvolution operation in frequency domain: an ordinary division:  $S(w)=U(w)/G(w)$ , the estimation of the source time function of an earthquake remind a difficult task mainly because of the poor knowledge of the earth Green function.

In the present study, we take advantage of the scattering effect due to the heterogeneities of the earth. This scattering effect allows us to correct (deconvolution) the propagation in term of statistics. This original approach is an interesting method to study the phenomenology of the seismic source with high resolution without (1) precise location, (2) knowledge of the velocity structure.

In the first part, we analyze the properties of the seismic coda and the spectral factorization procedure. In the second part, we apply this approach for two seismic events.

**THE SEISMIC CODA: PROPERTIES, FACTORIZATION AND STF ESTIMATION**

**Properties of the seismic Coda**

In this part, we focus our attention on the fundamental hypothesis of the spectral factorization: the stationarity and the uncorrelated randomness of the Green function and especially of its coda. In a certain way, a seismogram at regional distance could be consider as the superposition of 2 kinds of signal: a deterministic ones such as direct P or S waves arrival, and more random signals such as the S coda [13, 14]. Obviously such classification is rather subjective and is mainly link to our capability to model the main energetic seismic phases time series from a coarse earth structure, in contrast with unpredictable coda, made up of scattered waves on unknown crustal heterogeneities. In addition to the difficulty to model the coda time series, its random behavior is reinforced by the loose of coherency with increasing spatial separation [15].

Let us examine now the stationarity and the whiteness of the coda. Since the pioneer work of work of Aki and Chouet [1975], several model and theory has been proposed to explain the observed non-stationary exponential decay-ing of the coda wave field energy. Whatever the model choose: the early single scattering model [5, 16], as well as the recent multiple scattering model based on radiative transfer theory in uniform [17, 18, 19] or depth depend half-space [20] all describe the power spectral density of the S-coda wave field at a location  $x$  as a convolution of 4 terms:

$$W_{coda}(x,t;f) = W_s(f) N(f) E_c(f) \frac{1}{\beta t^n} e^{-\frac{2\pi f t}{Q_c(f)}} \quad \text{for } \beta t > r, \quad (2)$$

where  $r_0$  and  $\beta$  are hypocentral distance and the S-waves velocity respectively,  $n$  is a number between 1 and 2 depending on the model and on the type of wave, and  $Q_c(f)$  is a frequency dependent parameter that quantifies the coda attenuation. Assuming an isotropic source radiation, the S waves source term  $W_s(f)$  directly depends on the Fourier transform of seismic moment time function  $S(t)$  [21] as:

$$W_s(f) = \frac{|\dot{S}(f)|^2}{10\pi\rho\beta^5} \quad (3)$$

and the power spectral density of the S-coda wave field  $W_{coda}(x,t;f)$  is a function of the particle velocity spectrum over a lapse time  $\Delta T$ :

$$W_{coda}(x,t;f) = \frac{3r_0}{\Delta T} \left| \dot{u}_i^{AT}(x,t;f) \right|^2, \quad (4)$$

where  $\rho$  corresponds to the density.

The coda-wave excitation term  $E_c(f)$  characterizes the strength of the scattering process as a function of total coefficient  $g_0(f)$ , equal to the inverse of the mean free path  $l$ , or as a function of the transport mean free path in diffusive regime model. The time-frequency decaying term  $|A_c(t;f)|^2$  accounts for the power spectral density of the attenuation of the S-coda wave field:

$$|A_c(t;f)|^2 = \frac{1}{\beta t^n} e^{-\frac{2\pi f t}{Q_c(f)}} \quad (5)$$

Finally, the last ‘‘site effect’’ term  $|N(f)|^2$  represents the effect of local subsurface geological structure on seismic motion.

As we state previously the efficiency of the spectral factorization of S-coda wave requires the stationarity and the whiteness of the random signal associated to the Green function. According to the equation (2), this means that the site, the excitation and attenuation terms of the coda wave field have to be time and frequency independent. In our study, the frequency dependency of site effect is eliminated by considering only rock stations, where site effects are supposed to be weak or inexistent. Concerning the coda excitation term, its frequency dependence, which is linked to the total scattering coefficient or transport mean free path, relies on the distribution heterogeneities in the medium, in particular on their autocorrelation function ACF and power spectrum. Several direct observations based on well-logs data [22] as well as indirect measurement based on scattering analysis [23] agree with a ‘‘fractal’’ distribution of crustal heterogeneities characterized by power-law spectrum, and in particular, close to the exponential model. The diffusion mean free path  $l^*$  of such exponential autocorrelation model can thus be considered as frequency independent [24] since the frequency band corresponds to the domain where  $ka \gg 1$ . With a correlation distance between 1 and 10 km [23], we can assume that  $l^*$  is constant beyond 1 Hz, or weakly frequency dependent ( $f^a$  with  $-0.5 \leq a \leq 0.5$ ) in a case of non purely exponential model [18, 25]. For the simple scattering model, the mean free path  $l^*$  could be also consider as frequency independent, assuming that for large lapse time window we are in backscattering regime [14].

**Spectral Factorization of the seismic coda**

The first step of our work is to improve the procedure for correcting this apparent attenuation.

Rather than correcting for coda attenuation for discrete frequency values, we performed a global correction over the whole spectrum by non-stationary deconvolution. According to [14] the coda waves field attenuation  $A_c$  follows a general algebro-exponential formula which is equal to (1) for a layered medium in diffusive regime (heterogeneous crust overlying a homogeneous mantle) [20]. The removing of the coda attenuation term is performed in time domain thank to a non stationary deconvolution by the minimum phase equivalent filter  $A_c^{min}(t', t)$ .

As the power spectrum of the attenuation term  $|Ac(t', f)|^2$  only depends on  $Qc(f)$ , its removing can be stand-alone, only based on the studied record. Indeed,  $Qc(f)$  on a set of frequency  $f_i$ , can be directly estimated from the time decaying rate of the logarithm of coda envelop filtered on narrow frequency band around  $f_i$ . Then, a continuous model on the whole frequency band is obtained by a fit to the classical formula:

$$Q_c(f) = Q_0 f^\alpha \quad (6)$$

The next sub-step consists in estimating the time filter  $Ac(t', t)$  equivalent to coda attenuation term. Based on previously estimate  $Qc(f)$ , the power spectrum  $|Ac(t', f)|^2$  at instant  $t'$  is straightforward calculated from formula (18). A minimum phase is affected to this spectrum assuming that the minimum phase character of intrinsic attenuation, deduced from causality assumption [1], could be extend to coda attenuation.

According to the definition (i), the assessment of the minimum phase  $\varphi_{min}(f)$  does not require further information than  $Qc$ , as it is directly calculated by Hilbert transform of the logarithm of  $|Ac|$ . The time domain filter of the coda attenuation term is then estimated by inverse Fourier transform of the reconstituted spectrum:

$$A_c(t', f) = \frac{1}{\beta t^{n/2}} e^{-\pi Q_0^{-1} f^{1-\alpha} t' + i\varphi_{min}} \quad (7)$$

Finally, the coda is corrected from this apparent time-varying attenuation by non stationary-deconvolution: each sample of stationary coda  $\dot{u}_i^{Stat.}(t')$  corresponds to the sample at instant  $t'$  of the signal resulting from the deconvolution of  $\dot{u}_i(t)$  by  $A_c(t', t)$ .

#### **Extraction of the STF: Minimum Phase hypothesis**

To obtain the source time function, we need to assign a phase to the spectral amplitude. In this study, we adopted the minimum phase assumption commonly used in seismic exploration [9], even if it is not always true [28]. This assumption was carefully checked in [4] through an extensive parameter study of the differences between the theoretical source function shape and its minimum phase equivalent. We showed that an underwater explosion could be considered at least to the first order as a minimum phase wavelet. The phase can then be estimated with the Bode-Bayard relationships, through the Hilbert transform of the logarithm of the spectral amplitude [10, 8, 12]. The physical meaning of this minimum phase property is that the corresponding wavelet is, among all the causal waveforms having the same assigned spectral amplitude, the one with the faster energy release.

The minimum phase source time function is later recovered according to the minimum phase definition involving the Hilbert transform of the logarithm of the power spectrum of the source.

$$|A_c(t, f)| = \frac{1}{t^{*1/2}} e^{\frac{-\pi f t}{Q_c}} \quad (8)$$

where  $f$  is frequency,  $t$  is lapse time ( $t > 2t_s$ , where  $t_s$  is the S wave arrival time),  $l^*$  is transport mean free path and  $Q_c$  the frequency dependent "coda Q" made up of intrinsic attenuation  $Q_i^{-1}$  and a frequency dependent term  $Q_{cr}^{-1}$  linked to the leakage of the energy from the crust to the mantle [20]. For a multi-scale distribution of crustal heterogeneities such as exponential model,  $l^*(f)$  can be considered as frequency independent [24] since the studied frequency band (>1Hz) corresponds to the domain where  $ka \gg l$  (with a correlation distance  $a > 1$ km) [23].

We can then assume that the autocorrelation of this whitened and stationary coda signal reflects the information on the source wavelet: the Fourier transform of this autocorrelation function can be interpreted as the Fourier spectrum of the source function. Its frequency resolution  $\Delta f$  no longer depends neither on the number of frequencies used in the bandpass filtering process, nor on the type of filter that is used. It is directly proportional to the duration  $T_w$  of the autocorrelation window used to calculate the source:  $\Delta f = k/T_w$ . The longer it is, the better the resolution and the higher the quality of the estimated source spectral amplitude. As for the scale factor  $k$ , it is related to the kind of autocorrelation weighting window (e.g. equal to 1 for a box window).

Even if the site and coda excitation terms can be consider as constant at least at the first order that is not the case of the non stationary attenuation term which has to be removed. Consequently, we propose a 2 steps algorithm (figure 1). The first step consists in removing the attenuation of the coda wave field in order to produce a stationary coda signal  $\dot{u}_i^{Stat.}(t)$ . In the second step, the minimum source time function is estimated from this stationary coda by spectral factorization.

**RECOVERING THE SOURCE TIME FUNCTION FROM CODA WAVES  
OF SEISMIC EVENTS AT REGIONAL DISTANCES USING SINGLE STATION**

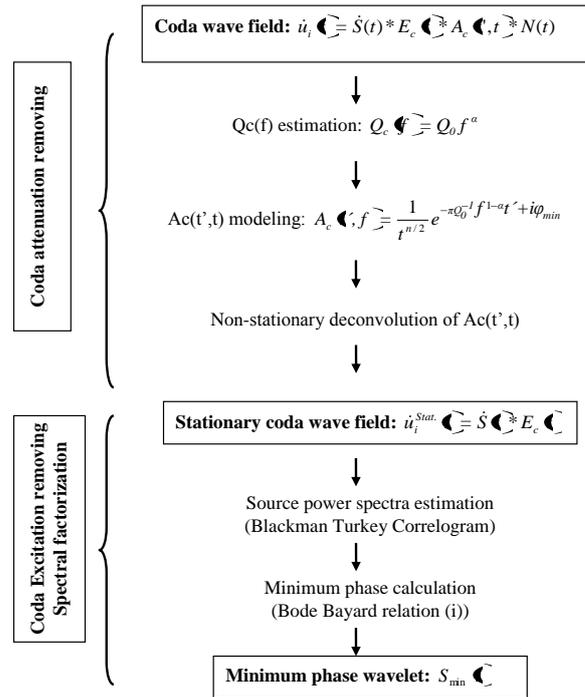


Figure 1. Flow chart of the spectral factorization algorithm of coda wave.

The use of the coda wave field to assess seismic source parameters is not new [5, 6, 7]. Compared to these previous approaches, our spectral factorization algorithm of coda waves has 2 advantages. First, it provides an estimation of the seismic source in the time domain. Second, it allows higher frequency resolution. All current coda studies of the seismic source still follow Aki and Chouet's initial developments based on narrow band-pass filtering centered on a finite number of frequencies. They mainly work in the spectral domain in a way that the source power spectrum is estimated by removing the non-stationary attenuation of the coda at each frequency band. Unfortunately, as a too narrow band filtering implies excessive beating of the coda envelope, the narrowness and thus the resolution of the estimated spectrum is limited in order to maintain stable attenuation fitting. In contrast, in our approach, the non-stationary deconvolution of the equivalent attenuation filter allows us to separate the attenuation removing from the source spectrum estimation and thus independently control the resolution of the latter.

**APPLICATION ON SEISMIC EVENT**

**Moderate Seismic event in France (Mw=5.4)**

We have applied this method on records of an earthquake of magnitude 5.4 that occurred on February 22, 2003 at 20h41 (UT) near the city of Rambervillers in the north-eastern part of France (Vosges, 48.34° North, 6.66° East) - figure 2. Six regional stations, with an epicentral distance between 40 and 200km, have been selected for their low noise level, their a priori absence of site effects and for insuring a good azimuthal coverage. The focal mechanism with a seismic moment and moment magnitude of  $M_0 = 1.64E+23$  dyn cm and  $M_w = 4.78$  respectively has been inverted by ETHZ.

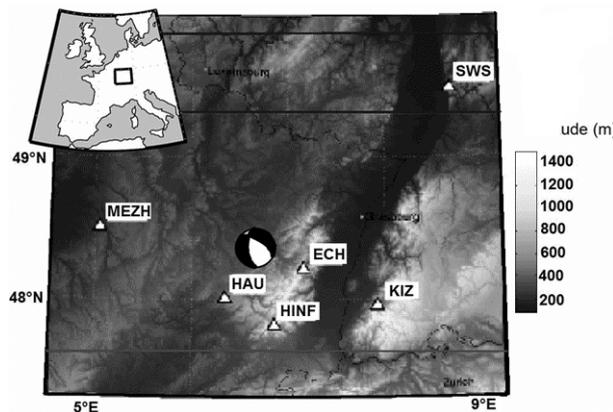
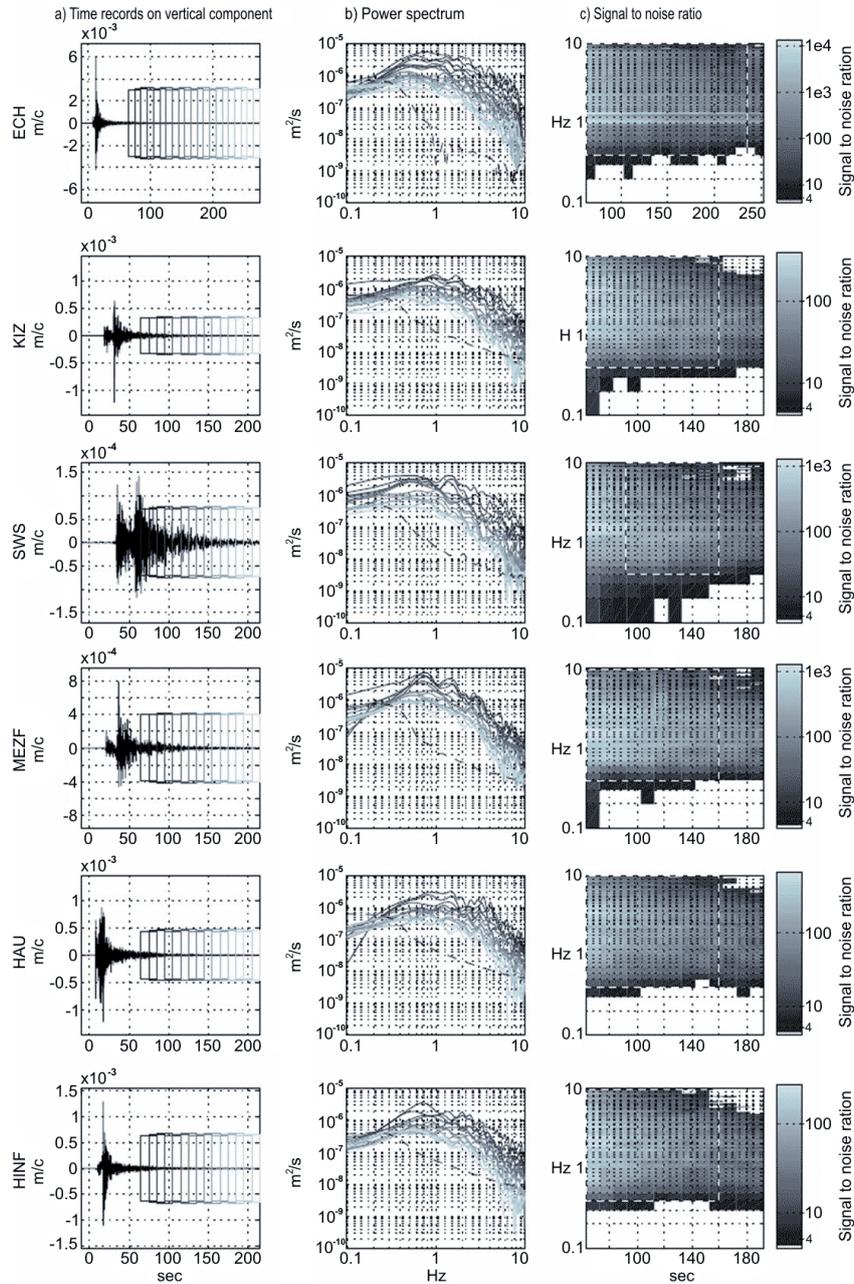


Figure 2. Geographic location of the Rambervillers earthquake and the 6 regional stations

**RECOVERING THE SOURCE TIME FUNCTION FROM CODA WAVES  
OF SEISMIC EVENTS AT REGIONAL DISTANCES USING SINGLE STATION**

We have considered the STS1 broadband station ECH of GEOSCOPE seismic network, two short period stations (1s) KIZ and SWS of the German LED network, and three 1s short period stations HAU, HINF, and MEZF of French LDG network. All these stations have 3 component sensors, excepted the stations HAU and HINF which only record the vertical component. The 12 selected signals have been corrected for their respective instrument response and resampled at 20Hz. All signals have been filtered by a high pass Butterworth filter of order 2 with a cut-off frequency of 0.1 Hz in order to avoid numeric noise amplification during restoring operation, specially on short-period seismometers.

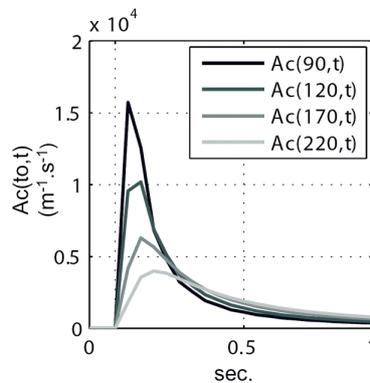
As the spectral factorization estimates source wavelet from the higher powerful signal without distinction about its nature: meaningful signal or noise, our first work has been to determine the signal to noise ratio for inferring the useful frequency band. The signal power spectrum is calculated on a set 20 second length windows overlapping by 10 sec (figure 3-a). The left column (a) displays the ground velocity of the Rambervillers earthquake on the vertical component of the 6 selected stations. Column (b) shows power spectrum of the signal window displayed on (a) -gray curve,- compared with the power spectrum of 10 sec noise window (dashed black curve). Column (c) - time-frequency analysis of the signal to noise ratio and selected signal window for coda spectral factorization analysis (white and black dashed box).



*Figure 3. Signal to noise ratio analysis and coda window selection.*

The power spectrum plots clearly illustrate the non-stationary behavior of the coda wave field due to  $Ac(t',t)$  (21).

Concerning their length, duration of 95s has been used for all coda records except for the low noise station ECH for which a longer window of 175sec has been selected, and except for the farthest station SWS where only 65s is useful. After estimation of the coda attenuation  $Q_c$  at all the stations, we thus have calculated the corresponding  $Ac_{min}$  filter for each station (figure 4):



*Figure 4. Typical shape of the minimum phase attenuation filter of coda wave  $Ac(t',t)$  for different values of  $t'$*

This filter is completely determined by  $Q_c$ , here for the station ECH and removing it from coda signal by non-stationary deconvolution according to the algorithm previously presented.

All the source time functions are then calculated according to the procedure previously described and the different controlling steps. The (figure 5-i) and (figure 5-ii) display the recovered source time function, in velocity and in displacement for the simple and multiple scattering in a layered model respectively:

- (i) Column (a) velocity source time function and its amplitude spectrum (Column b). Column (c) displacement source time function and its amplitude spectrum (Column d). The superimposed mean source (stations ECH, KIZ and HINF, grey curve) allow to underline the stability of the minimum STF recovered on these stations, installed on crystalline rock site compared to the STF obtained from others HAU, MEZF and SWS stations, installed on sedimentary rock. The rock site STF present the main characteristic of a seismic source: finite duration and positiveness.
- (ii) Velocity and displacement source time function of Rambervillers earthquake within multiplicative factor  $E_c$  for the multiple scattering model (table 1). Column (a) velocity source time function and its amplitude spectrum (Column b). Column (c) displacement source time function and its amplitude spectrum (Column d). The superimposed mean source (stations ECH, KIZ and HINF, grey curve) allow to underline the stability of the minimum STF recovered on these stations, installed on crystalline rock site compared to the STF obtained from others HAU, MEZF and SWS stations, installed on sedimentary rock.

Note the similarity of the minimum phase STF provided by this with the STF provided by the simple scattering model (i).

These wavelets tally with the source time function within a multiplicative factor equal to the coda excitation, considered here as frequency independent. Indeed, as there is no reliable estimation of this scaling factor  $E_c$  in the studied region, specially for the multiple scattering model, we have thus preferred to not normalize the recovered wavelet by  $E_c$  in first time. However, as this scaling factor is a priori constant over the spread region and only scattering model dependent, it will not disturb the comparison of the relative amplitude and shape of minimum phase wavelets estimated in the different station from the same scattering model.

In order to check the reliability of the STF provided by spectral factorization of coda, we have obtained an independent estimation of the source time of the Rambervillers event by applying the classic empirical Green function technique [3] We have selected an event of magnitude  $M=3.4$  happened only about 13 minutes after the main shock, i.e. at 20h54. As this event is one of the most energetic aftershock, the corresponding signal presents the best useful frequency band with a lower frequency limit of the S-wave of about 0.6Hz at the station ECH. We focused our study on the station ECH as its closeness to the epicenter involved a better signal to noise ratio.

For each component of the station ECH, a source time function of the Rambervillers earthquake has been recovered from the deconvolution of S-wave window of 14 second length of the main shock by the same window on the Green event. The figure 6 (a) shows S-waveform on ECH station of the main event and the selected empirical Green event. All these windows started 3s before the S-waves arrival. The deconvolution has been stabilized by choosing a water level of 1% of the maximal spectral amplitude of S-waves of the green event. The figure 6 (b) shows relative location of these two events: main shock  $M=5.4$  after shock  $M=3.4$ . The figure 6 (c) presents the normalized mean STF recovered by empirical Green function deconvolution and spectral factorization of the coda waves (hard rock sites only) for the Rambervillers earthquake.

RECOVERING THE SOURCE TIME FUNCTION FROM CODA WAVES  
OF SEISMIC EVENTS AT REGIONAL DISTANCES USING SINGLE STATION

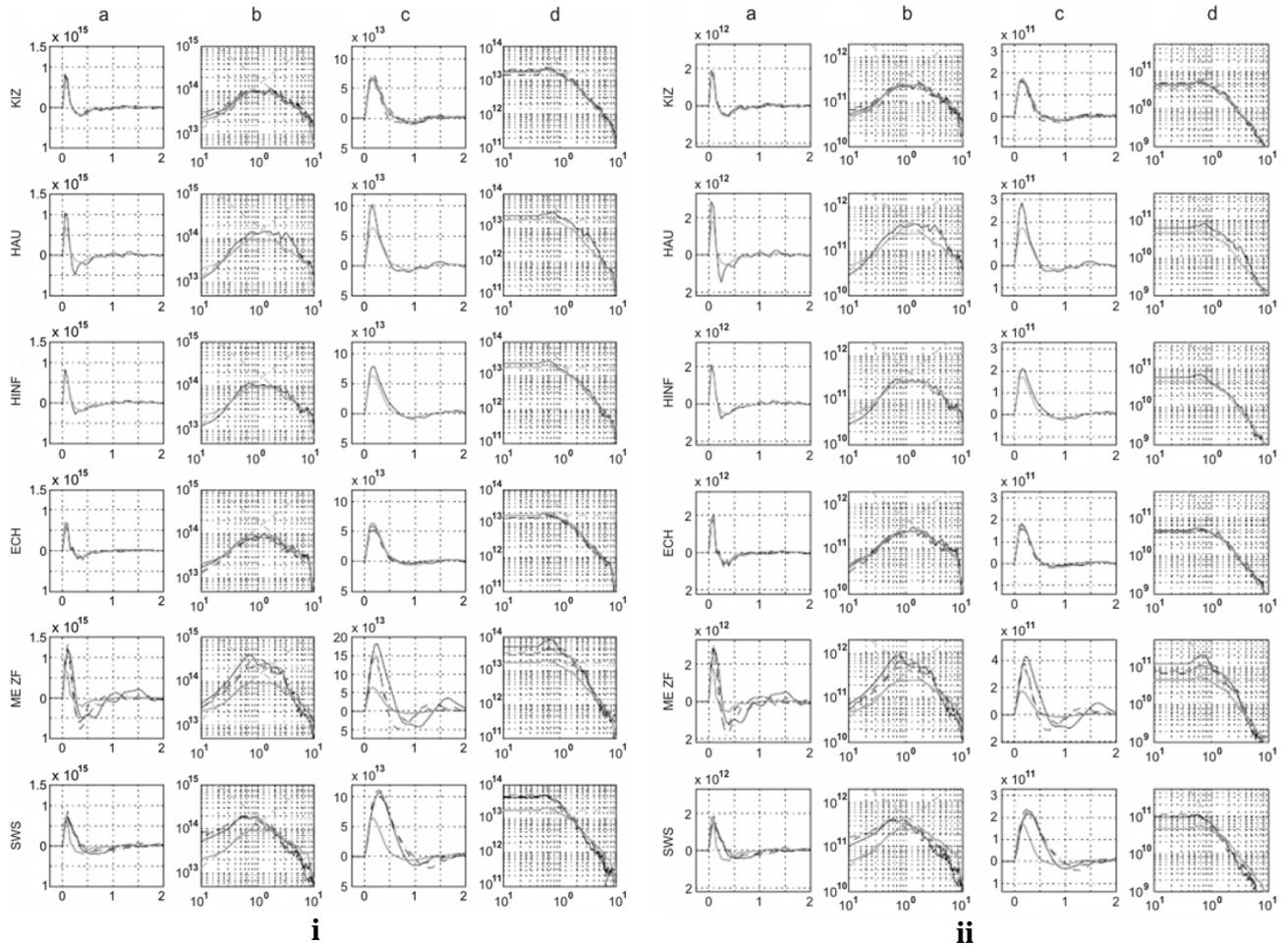


Figure 5. Velocity and displacement source time function of Rambervillers earthquake

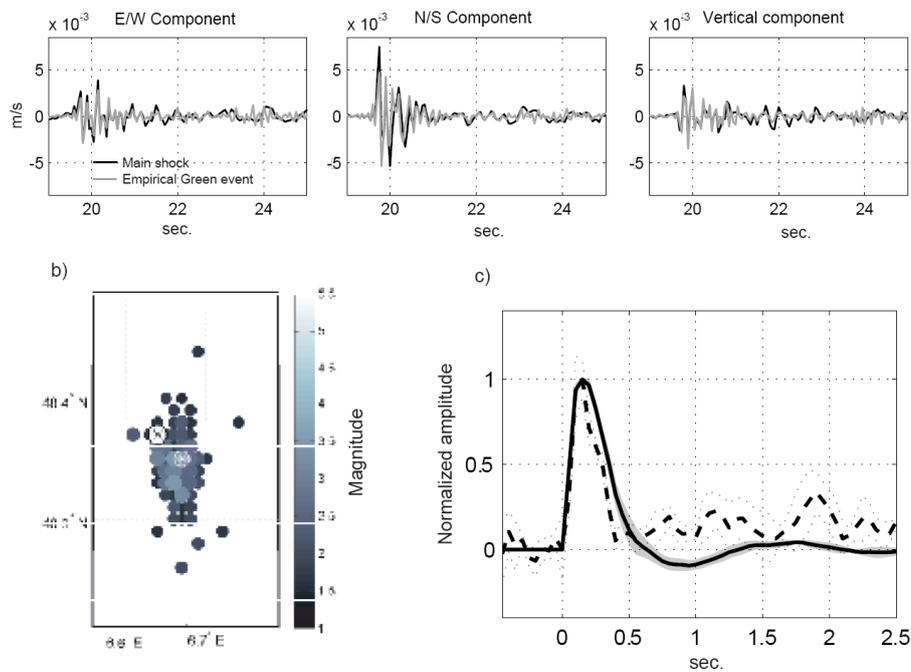


Figure 6. Comparison with source time function estimated by empirical green function deconvolution.

Their clear similarity strengthens the efficiency of the proposed method for extracting the STF of an earthquake.

#### **DISCUSSION AND CONCLUSION**

Our fundamental objective has been to release the need of the Green function for source time function estimation by using a spectral factorization of coda wave. As it has been shown during our previous study of the Kursk's disaster [4], the main interest of the spectral factorization is its capability split a signal in two ones according to the convolution operation: a wavelet (here, seismic source) and a reflectivity (here, Green function), without no further information than the recorded signal itself. But this wonderful property is associated at two stringent assumptions: first the randomness, the stationarity and the whiteness of the Green function, and second, the minimum phase property of the wavelet. The aim of this paper was to investigate the appropriateness of these hypotheses to the case of seismic source estimation of an earthquake.

The coda spectral factorization algorithm has been to 12 regional records of a moderate magnitude earthquake  $M=5.4$ . This application has allowed ones to show the robustness and The successful comparison with source time function estimated by empirical green deconvolution, has supported the ability of the proposed method to recovered the actual characteristic of an earthquake as well as the reliability of our a priori criteria about the validity of the minimum phase assumption.

From these striking and robust results, we may conclude that the combination of the now classical Aki's idea of a quasi-random scattered wavefield in the seismic coda, and advanced signal processing techniques, allows one to obtain fast, high resolution information on the source even for low magnitude seismic event, from a single recording, without any a priori information on the crustal properties. Beyond very promising applications in seismology like the quasi-real time estimation of the source time function, this technique may also prove useful for detailed investigations on any kind of diffuse wavefield, opening new fields of application for all blind deconvolution methods.

#### **REFERENCE**

1. Aki, K. Quantitative seismology: theory and methods / K. Aki, P. G. Richards. - New York, W. H. Freeman and Company. - 1980.
2. Singh, S. K. Source time function and duration of Mexican Earthquakes / S. K. Singh, J. Pacheco, M. Ordaz, V. Kostoglodov // Bulletin of the seismological society of America, 2000. - 90, 2. - P. 468 - 482.
3. Mueller, C. S. Source pulse enhancement by deconvolution of an empirical Green's function / C. S. Mueller // Geophysical Research Letters, 1985. - vol. 12, P. 33 - 36.
4. Sebe, O. Single station estimation of seismic source time function from coda waves: the Kursk disaster / O. Sebe, P. Bard, J. Guilbert // Geophysical Research Letters, 2005. - vol. 32, L14398.
5. Aki, K. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects / K. Aki, B. Chouet // Journal of Geophysical Research, 1975. - 80, - P. 3322 - 3342.
6. Rautian, T. G. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum / T. G. Rautian, V. I. Khalturin // Bulletin of the seismological society of America, 1978. - 68. - P. 923 - 948.
7. Mayeda, K. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes / K. Mayeda, R. William // Journal of Geophysical Research, 1996. - vol. 101, n°B5, 11,195 -11,208.
8. Kolmogorov, A. Sur l'interpolation et l'extrapolation des suites stationnaires / Kolmogorov // C. R. Acad. Sci. (Paris), 1939. - vol. 208. - P. 2043 - 2045.
9. Robinson, E. A. Predictive decomposition of time series with application to seismic exploration / E.A. Robinson // Geophysics, 1967. - 32(3). - P. 418 - 484.
10. Claerbout, J. Fundamentals of Geophysical Data Processing / J. Claerbout. - McGraw-Hill, 1976.
11. Silvia, M. T. Deconvolution of geophysical time series in the exploration for oil and natural gas / M.T. Silvia, E.A. Robinson. - New York: Elsevier scientific publishing company. - 1979.
12. Oppenheim, A. V. Digital signal processing / A. V. Oppenheim, R. W. Schaffer // International editions. - Prentice Hall, 1975.
13. Aki, K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves / K. Aki // Journal of geophysical research, 1969. - 74: - P. 615 - 631.
14. Sato, H. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth / H. Sato, M. Fehler. - New York: AIP Press/Springer Verlag, 1998.
15. Toksöz, M. N. Coherency of ground motion at regional distances and scattering / Toksöz M. N., Anton M. D. and E. E. Charette // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1991. - 67. - P. 162 - 179.
16. Herraiz, M. Coda waves: A review / M. Herraiz, M. and A. F. Espinosa // Pure and Applied Geophysic, 1987. - 124. - P. 499 - 577.
17. Wu, R.S. Multiple scattering and energy transfer of seismic waves- Separation of scattering effect from intrinsic attenuation-I theoretical modeling / R.S. Wu // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1985. - 82. - 57 - 80.
18. Hoshihara, M. Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope / M. Hoshihara // Journal of geophysical research, 1993. - 98. - P. 15809 - 15824.
19. Ryzhik, L. V. Transport equation for elastic and other waves in random medium / L.V. Ryzhik, G.C. Papanicolaou, J. B. Keller // Wave Motion, 1996. - 24. - 327 - 362.
20. Margerin, L. Radiative transfer and diffusion of waves in a layered medium: new insight into coda Q / L. Margerin, M. Campillo, B. Van Tiggelen // Geophys. J. Int., 1998. - 134. - 596 - 612.
21. Vassiliou, M. S. The energy release in earthquakes / M.S. Vassiliou., H. Kanamori // Bulletin of the seismological Society of America, 1982. - vol. 72, 2. - P. 371 - 387.

22. Dolan, S.S. The broad-band fractal nature of heterogeneity in the upper crust from petrophysical logs / S.S. Dolan, C. J. Bean, B. Riollet // Geophysical Journal International, 1998. – 132. – 489 - 507.
23. Gusev, A.A. Simulated envelopes of non-istropically scattered body waves as compared to observed ones: another manifestation of fractal heterogeneity /A.A. Gusev, I.R. Abubakirov // Geophys. J. Int., 1996. – 127. – P. 49 – 60.
24. Ishimaru, A. Wave propagation and scattering in random media / A. Ishimaru // Academic. - San Diego, 1978.
25. Wu , R.S.The fractal nature of the inhomogeneities in the lithosphere evidenced from seismic wave scattering / R.S.Wu, K. Aki // Pure and Applied Geophysics, 1985. – 123. – P. 805 - 818.
26. Blackman, R. B. The measurement of Power spectra from the point of view of communication Engineering / Blackman, R. B., J.W. Tukey // Dover, Mineola. - New York, 1958.
27. Aki, K. Magnitude frequency relation for small earthquakes: a clue to the origin of f-max of large earthquakes / K. Aki // Journal of Geophysical Research, 1987. – 92. – 1349 - 1355.
28. Barrodale, I., N.R. Chapman, and C.A. Zala, Estimation of bubble pulse wavelets for deconvolution of marine seismograms / I., Barrodale, N.R. Chapman, C.A. Zala // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1984. – 77. – 331 – 341.
29. Teyssoeyre, V. Moment tensor inversion of regional phases. application to a mine collapse / V.Teyssoneyre, B. Feignier, J., Šiilený, O. Coutant // Pure and Applied Geophysics, 2002. – 159. - 111130.
30. Teyssoeyre, V. Inversion du tenseur des moments pour des séismes de magnitude modérée enregistrés à des distances régionales / V. Teyssoeyre // PhD thesis. - Université Joseph Fourier. – Grenoble-I, Janvier, 2001.

### БІР СТАНЦИЯНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША АУМАҚТЫҚ ҚАШЫҚТАРДА СЕЙСМИКАЛЫҚ ОҚИҒАЛАРЫНЫҢ КОДАСЫ БОЙЫНША КӨЗІНІҢ УАҚЫТТЫҚ ФУНКЦИЯСЫН ҚАЛПЫНА КЕЛТІРУ

<sup>1-2)</sup>Себе О., <sup>1)</sup>Жилберт Ж.

<sup>1)</sup>Францияның Атом энергиясы жөніндегі комитеті, Бруйе-ле-шатель, Франция

<sup>2)</sup>Ж. Фурье атындағы университет, Гренобль, Франция

Бұл жұмыстың мақсаты болып табылатыны, сейсмикалық көзінің әсері мен ортаның сейсмикалық толқындар таралу жолдарына ықпалын айыру. Көзінің уақыттық функциясын жоғары шешілімімен анықтауы, сейсмикалық процессінің (жерсілкіну немесе жарылыс) даму тарихын түсінуге мүмкіншілік береді, сондай-ақ, сейсмикалық оқиғаларын айрып тануында ынталандыратын кезеңі болуы мүмкін. Тек қана бір жазбасын қолдануымен сейсмикалық оқиға көзінің уақыттық функциясын шешуіне жоғары шешілімімен әдісі ұсынылған. Әдісі, сейсмограмманың ең ретсіз бөлшегінің – оның кодасының – минималь фазалық сигналын спектрлік факторлеуінде негізделген. Бұл әдіс, толқындар таралуына детерменистикалық көзқарасында негізделген классикалық әдістеріне қайшы келеді. Коданың стационар еместігі спектрлік факторлауының классикалық теориясына қайшы келетін себебінде екісатылық алгоритм әзірленген – алдымен стационар емес өшуінің әсерін жою үшін коданың диффузиялық өрісі «ақталады»; содан кейін көзінің уақыттық функциясының минималь фазалық эквиваленті есептеледі. Әзірленген әдісі, Францияның солтүстік шығысында болған орта күші бар ( $M=5,4$  магнитудасымен) жерсілкінуіне қолданылған.

Толқындар шашырауының іргелі «кездейсоқ» сипатына сүйенетін көзқарас деконволюцияның зерттелмеген жаңа әдістерін қолдануына көп үміт күтерлік келешегін ашады. Коданың спектрлік факторлау әдісі, Грин функциясын қолдануымен эмпирикалық талдауының баламасы болу мүмкін. Бұл әдісті, жерсілкіну көзінің уақыттық функциясы туралы сенімді апараты – ұзақтығы, сейсмикалық мезеті, нақты уақытында оның жазбасы – бар болуында, қуаты аз көздерін зерттеуінде қолдануға болады.

### ВОССТАНОВЛЕНИЕ ВРЕМЕННОЙ ФУНКЦИИ ИСТОЧНИКА ПО КОДЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА РЕГИОНАЛЬНЫХ РАССТОЯНИЯХ ПО ДАННЫМ ОДНОЙ СТАНЦИИ

<sup>1-2)</sup>Себе О., <sup>1)</sup>Жилберт Ж.

<sup>1)</sup>Комитет по атомной энергии Франции, Бруйе-ле-шатель, Франция

<sup>2)</sup>Университет имени Ж. Фурье, Гренобль, Франция

Целью данной работы является разделение эффекта сейсмического источника и влияния среды на пути распространения сейсмических волн. Определение временной функции источника с высоким разрешением позволит понять историю развития сейсмического процесса (землетрясения или взрыва), а также может стать интересным этапом при распознавании сейсмических событий. Предлагается высокоразрешающий метод

вычисления временной функции источника сейсмического события с использованием только одной записи. Метод основан на спектральной факторизации минимально фазового сигнала из наиболее неупорядоченной части сейсмограммы - его коды. Данный подход диаметрально противоположен классическим методам, основанным на детерминистическом подходе к распространению волн. Так как нестационарность коды противоречит классической теории спектральной факторизации, разработан двухступенчатый алгоритм - сначала «отбеливается» диффузное поле коды для устранения эффекта нестационарного затухания; затем вычисляется минимально фазовый эквивалент временной функции источника. Разработанный метод применен к землетрясению средней силы (с магнитудой  $M_I=5,4$ ), произошедшем на северо-востоке Франции.

Предлагаемый подход, опирающийся на фундаментальный «случайный» характер рассеяния волн, открывает многообещающую перспективу применения новых неисследованных методов деконволюции. Метод спектральной факторизации коды может стать альтернативой эмпирическому анализу с использованием функции Грина. В частности, он может быть применен для исследования маломощных источников, при условии наличия достоверной информации о временной функции источника землетрясения, такой как длительность, сейсмический момент и даже ее запись в режиме реального времени.

УДК 550.344

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В АНОМАЛЬНОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

<sup>1)</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup>Михайлова Н.Н., <sup>2)</sup>Соколова И.Н., <sup>2)</sup>Аристова И.Л.

<sup>1)</sup>Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

<sup>2)</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Анализируются новые данные о геодинамических процессах в зоне Северного Тянь-Шаня, выделенной ранее по аномальному поглощению сейсмических волн. Установлено, что здесь за последние 5-7 лет (1999-2005 гг.) характеристики поля поглощения S-волн в земной коре и верхах мантии аномальной зоны существенно изменились - сформировалась эллиптическая структура, образованная очагами относительно глубоких землетрясений. На границах этой зоны в 2005 г. преобладали землетрясения с механизмами типа сброса и сбрососдвига. Совокупность полученных данных говорит об активном подъеме ювенильных флюидов в земной коре и верхах мантии аномальной зоны, что может свидетельствовать о подготовке здесь сильного землетрясения ( $M > \sim 6.5$ ).

### ВВЕДЕНИЕ

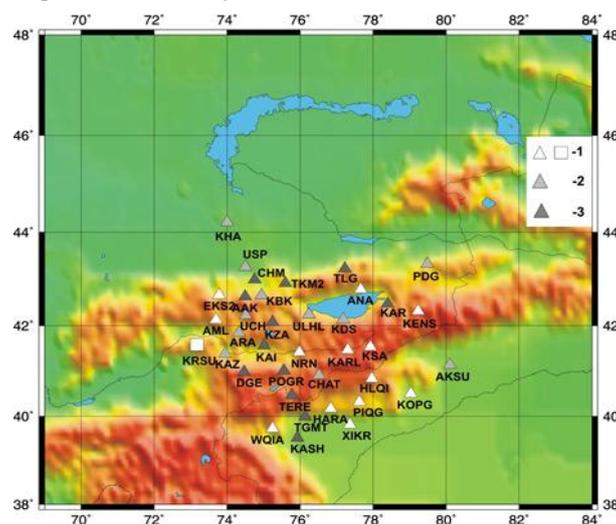
В [1, 2] на основании анализа совокупности сейсмических данных выделена аномальная зона в районе Северного Тянь-Шаня. Зона характеризовалась очень сильным поглощением короткопериодных поперечных волн в нижней коре и верхах мантии, а также существенными особенностями сейсмического режима. Полученные данные согласуются с моделью подготовки сильного землетрясения, важным элементом которой является подъем мантийных флюидов в земную кору [3,4]. С учетом этого, в [1,2] выдвинута гипотеза о подготовке сильного тектонического события ( $M > 6.0$ ). Используемые данные относятся к периоду 1992-2003 гг., поэтому представляет большой интерес провести анализ новой полученной сейсмической и геофизической информации.

### ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Короткопериодные поперечные волны наиболее чувствительны к присутствию жидкой фазы, поэтому по их характеристикам можно уверенно выделять зоны, насыщенные флюидами, в земной коре и верхней мантии. В данной работе мы использовали методы, связанные с анализом записей глубоководных гиндукушских землетрясений, а также местных землетрясений и карьерных взрывов.

### Картирование поля поглощения по записям гиндукушских землетрясений

В [1] на основании анализа данных, полученных 45 цифровыми и аналоговыми станциями в 1998-2000 гг., проведено картирование поля поглощения поперечных волн в районе Центрального Тянь-Шаня. Картирование проводилось по соотношению максимальных амплитуд поперечных и продольных волн (параметру  $Ig(A_s/A_p)$  на вертикальных компонентах записей, который мы для краткости обозначим S/P), на эпицентральных расстояниях ~550-1100 км. Использовалась узкополосная частотная фильтрация (ЧИСС-фильтр с центральной частотой 1.25 Гц [5]). По этим данным выделена полоса сильного поглощения, проходящая между станциями DGE, KAZ и CHM, ТКМ2 (рисунк 1).

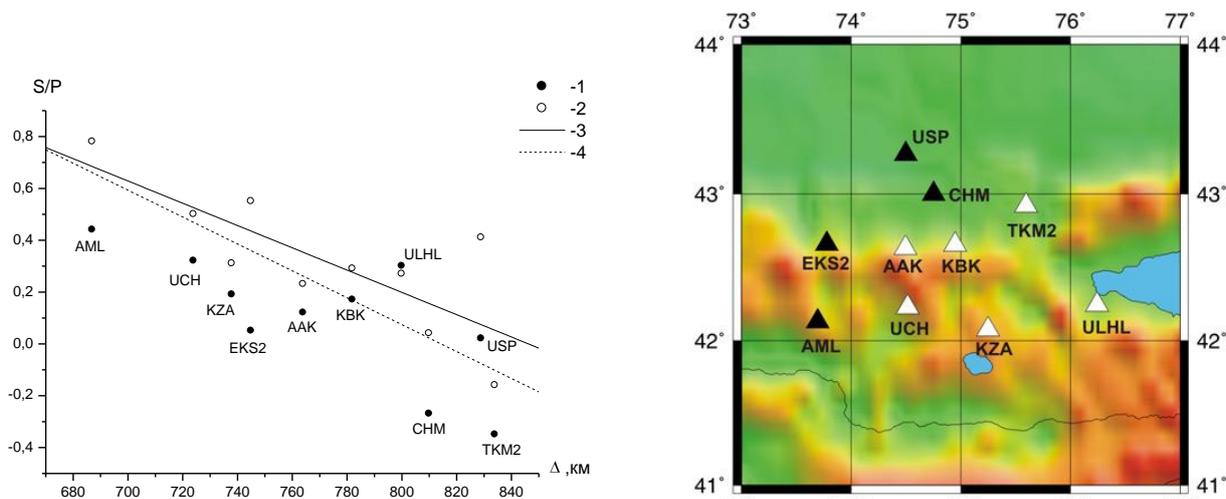


Поглощение: 1 - слабое, 2 – промежуточное, 3 – сильное. Квадратик – аналоговая станция.

Рисунок 1. Карта поля поглощения S-волн в районе Центрального Тянь-Шаня по записям гиндукушских землетрясений с глубинами 70 - 110 км (1998 - 2000 гг.)

Эффективная добротность  $Q_s$  для S-волн в нижней коре и верхах мантии в пределах указанной полосы составила  $\sim 100$ . Особенно сильное поглощение наблюдалось к юго-западу от станции ТКМ2.

Интересно сопоставить эти данные с данными, полученными в последние годы. На рисунке 2а представлен график зависимости параметра S/P от эпицентрального расстояния на площади расположения киргизской сети KNET, охватывающей аномальную зону, для двух интервалов времени: 1998 – 2000 гг. и 2005 г.



а – зависимость параметра S/P от эпицентрального расстояния

Данные: 1 – за 2005 г., 2 – за 1998 - 2000 гг. 3 – линия регрессии по данным для всего Центрального Тянь-Шаня за 1998 - 2000 гг., 4 – по данным для полосы сильного поглощения за 1998 - 2000 гг. (рисунок 1). Значки: заливные – сильное увеличение поглощения, не заливные – слабое изменение поглощения

б – карта изменения структуры поля поглощения

Рисунок 2. К изучению поля поглощения в районе группы KNET по записям

гиндукушских землетрясений, произошедших на глубинах 70 - 110 км в 2005 г. по сравнению с 1998 - 2000 гг.

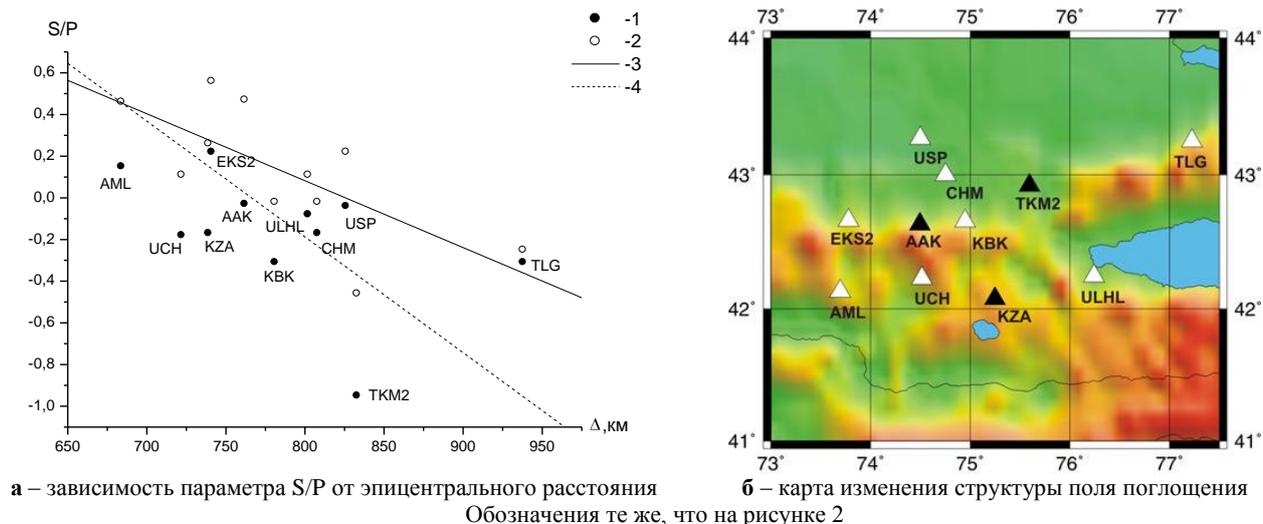
Из рисунка 2а следует, что средняя величина параметра S/P для диапазона глубин 70 - 110 км в 2005 г. уменьшилась для всех станций, за исключением станции ULHL. Так, если в 1998 - 2000 гг. затухание параметра S/P в пределах группы KNET примерно соответствовало средней зависимости, полученной для района Центрального Тянь-Шаня, то в 2005 г. величина S/P для большинства станций была даже ниже линии регрессии, полученной для всей полосы сильного поглощения. При этом наибольшее снижение значений параметра ( $\Delta S/P = (-0.31) - (-0.50)$ ) наблюдалось на западной окраине группы (для станций AML, EKS2, CHM и USP, рисунок 2б). Для остальных станций изменение величины S/P существенно меньше: от -0.19 (TKM2) до 0.03 (ULHL). Для сравнения заметим, что стандартные отклонения  $\sigma$  значений S/P варьировались в 2005 г. от 0.14 до 0.24. Отсюда следует, что поглощение волн для глубин очагов 70 - 110 км увеличилось на большей части территории, занимаемой группой KNET, особенно на ее западной окраине. Наибольший контраст величин S/P при малом изменении эпицентрального расстояния ( $< \sim 30$ -35 км) наблюдается между станциями ТКМ2 и ULHL (-0.65 по сравнению с -0.43 в 1998 - 2000 гг.).

Для диапазона глубин гиндукушских землетрясений 190 - 230 км наблюдалась существенно иная картина. Из рисунка 3 видно, что в этом случае для всех станций зарегистрировано уменьшение величин S/P, особенно заметное для станций AAK, KZA и ТКМ2 (-0.50, -0.43 и -0.49, соответственно). Для других станций величина S/P изменилась существенно слабее: от -0.15 (CHM) до -0.34 (EKS2). При этом величины  $\sigma$  варьировались от 0.08 до 0.27.

Относительно малое изменение величины S/P для станции TLG, расположенной на расстоянии  $\sim 150$  км от восточной границы группы KNET, а также сопоставление с данными для диапазона глубин 70 - 110 км показывают, что уменьшение среднего значения параметра для всей группы не связано с увеличением поглощения в очаговой области. Таким образом, в данном случае поглощение особенно сильно выросло в центральной части сети KNET. Максимальный контраст величин S/P при малом изменении  $\Delta$  снова соответствует станциям ТКМ2 и ULHL (-0.87 по сравнению с -0.57 в 1998 - 2000 гг.).

Ранее было отмечено, что наиболее сильное поглощение S-волн по записям гиндукушских землетрясений соответствует нижней коре и верхам мантии на расстояниях  $\sim 30$ -130 км к юго-западу от соответствующей станции [1]. Простые оценки показали, что для очагов с глубинами  $\sim 100$  и 200 км лучи регулярных волн при таких расстояниях распространяются в верхнемантийных слоях мощностью соответственно  $\sim 5$  и 20 км (на глубинах  $\sim 55$  - 60 и 55 - 75 км).

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В АНОМАЛЬНОЙ ЗОНЕ  
СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

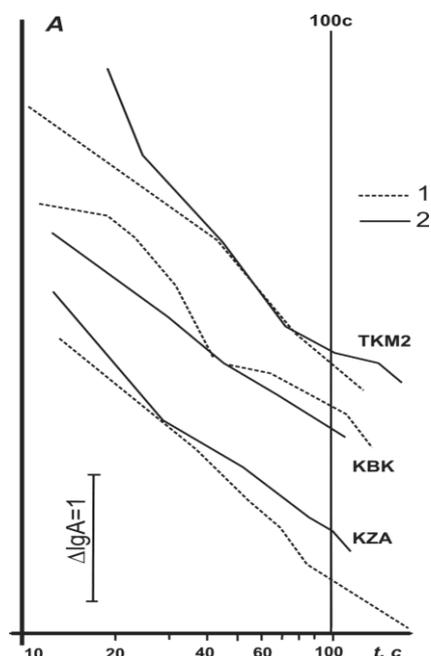


*Рисунок 3. К изучению поля поглощения в районе группы KNET по записям гиндукушских землетрясений на глубинах 190 - 230 км в 2005 г. по сравнению с 1998 - 2000 гг.*

Резкое различие величин S/P по данным станции ТКМ2, полученное для двух диапазонов глубин, для которых смещение лучей на границе М не превышает 3 км (при мощности коры  $h_m=55$  км), говорит о том, что основное поглощение S-волн в аномальной зоне приходится на верхи мантии. Величины  $Q_s$  в этой зоне, оцененные по соотношению параметров S/P для станций ТКМ2 и КЗА, составляют  $\sim 45$  и  $\sim 30$  для диапазонов глубин 70 - 110 и 190 - 230 км, соответственно. Отсюда следует, что добротность для S-волн в верхах мантии в 2005 г. была в 2-3 раза ниже, чем для полосы сильного поглощения в 1998 - 2000 гг. [1].

**Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения по коде местных землетрясений**

В [6, 7] показано, что S-кода местных землетрясений на частотах около 1 Гц сформирована, главным образом, поперечными волнами, отраженными от многочисленных границ в земной коре и верхней мантии. Выделение на огибающих коды участков относительно крутого или пологого наклона свидетельствует о проникновении S-волн в слои соответственно сильного или слабого поглощения. Глубины таких слоев определяются из простых геометрических соображений, в предположении формирования коды однократно отраженными волнами [8]. На рисунке 4 представлены огибающие коды для трех станций группы KNET, построенные для канала 1.25 Гц в двух интервалах времени: 1998 - 2000 и 2005 гг.



Данные: 1- за 1996 - 2000 гг., 2 – за 2005 г.

*Рисунок 4. Огибающие коды местных землетрясений по данным трех станций группы KNET*

Видно, что для станции ТКМ2 по записям землетрясений к югу от станции в 2005 г. резко увеличилось затухание коды в интервале  $t=19 - 45$  с (время  $t$  отсчитывается от начала излучения в очаге). Это соответствует увеличению поглощения на глубинах  $\sim 35 - 85$  км. К северу от станции KZA поглощение существенно увеличилось в диапазоне глубин  $\sim 25 - 55$  км (в средней и нижней коре), в то время как в верхах мантии, на глубинах более 55 км – заметно уменьшилось. К востоку от станции KBK поглощение S-волн выросло в диапазонах глубин  $\sim 20 - 35$  и  $75 - 120$  км и одновременно резко уменьшилось в нижней коре и верхах мантии, на глубинах  $\sim 35 - 75$  км. Полученные данные показывают, что сильное изменение структуры поля поглощения произошло в сравнительно узких полосах на границе аномальной зоны, аналогично тому, как это наблюдалось в зоне Зайлийского разлома в районе Северного Тянь-Шаня [9,10].

#### Картирование поля поглощения по записям карьерных взрывов

Для исследований использованы сейсмограммы взрывов, проводившихся в 1994 - 2002 гг. на трех небольших карьерах, расположенных в районе Северного Тянь-Шаня - Аглатас, Актюз и Котур-Булак (рисунок 5 а). Картирование проведено по отношению амплитуды волн S и P (параметр S/P). При анализе записей использовалась узкополосная частотная фильтрация вертикальных компонент (ЧИСС-фильтр с центральной частотой 5 Гц [5]). На рисунке 5б приведена зависимость параметра S/P от эпицентрального расстояния для карьера Актюз. В общей сложности обработано около 60 записей для 11 станций на расстояниях от 40 до 215 км.

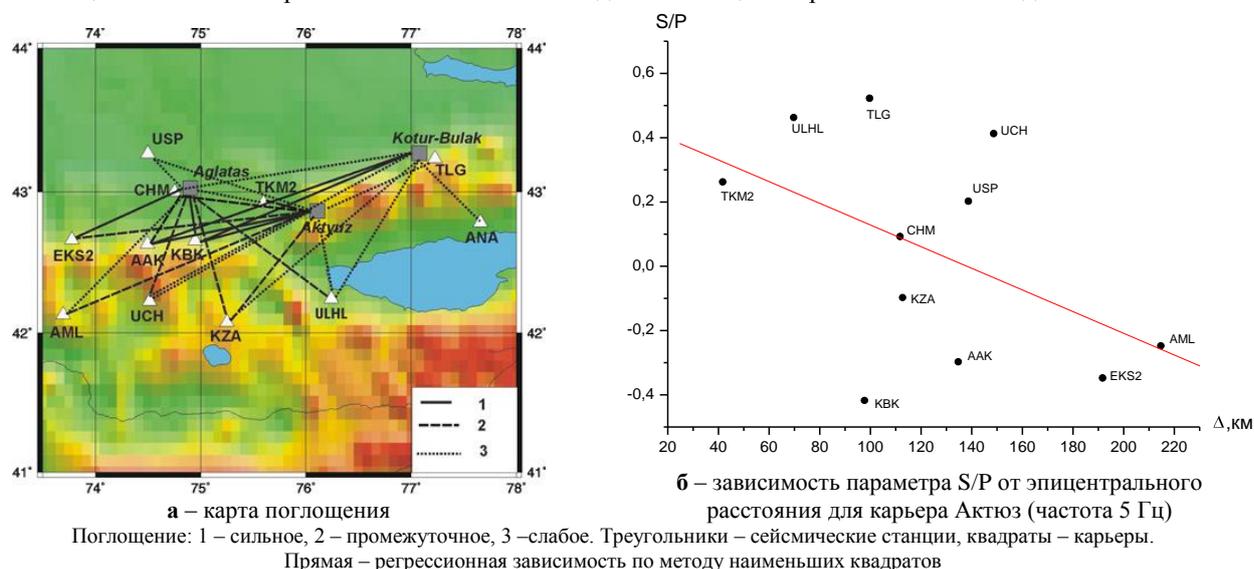


Рисунок 5. К картированию поля поглощения в районе Северного Тянь-Шаня по записям карьерных взрывов

Как видно из рисунка 5б, наблюдается очень большой разброс величин S/P даже для близких  $\Delta$ . В целом отношение амплитуд быстро падает с эпицентральным расстоянием. С учетом этого эффекта можно сделать вывод, что пониженное поглощение S-волн соответствует трассам на станции USP, UCH, ULHL и TLG, промежуточное – на станции ТКМ2, CHM, KZA, EKS2 и AML и сильное – на станции ААК и KBK. Поле поглощения для рассматриваемого района показано на рисунке 5 б разными линиями, обозначающими трассы, для которых наблюдается сильное, промежуточное и слабое поглощение S-волн. Наиболее интересная особенность рассматриваемого поля – очень сильное поглощение S-волн на трассах от карьеров Актюз и Котур-Булак к станциям KBK и ААК, которые проходят через аномальную зону. Наибольший контраст значений параметров S/P ( $\sim 1.0$  с учетом разницы в эпицентральных расстояниях) наблюдается между близкими трассами от карьера Актюз к станции KBK и UCH. Используя оценки, приведенные в [11], можно найти, что максимальная глубина проникновения лучей для трассы Актюз - KBK составляет  $\sim 10$  км, для трасс Актюз - UCH и Актюз - ААК  $\sim 15$  км. Сопоставление данных для трасс от карьера Актюз к станциям KBK, ААК и AML, для которых различие азимутов не превышает  $\sim 10^\circ$ , показывает, что параметр S/P заметно возрастает на станции ААК и резко увеличивается на станции AML. Отсюда следует, что аномалия поглощения для трассы Актюз - KBK соответствует диапазону глубин 0 - 10 км. Вывод об узости и малой глубине зоны этой аномалии подтверждается относительно высокими величинами параметра S/P для трасс Аглатас - KZA и Аглатас - ULHL, для которых лучи проникают на глубины  $\sim 10 - 15$  км. Сравнение данных для трасс Актюз - KBK и Актюз - UCH показывает, что поглощение S-волн в аномальной зоне резко уменьшается на глубинах более 10 км. Данные для трассы Актюз-AML, для которой лучи проникают на глубину  $\sim 50$  км, говорят о том, что поглощение S-волн здесь сравнительно слабое в средней и нижней коре.

Таким образом, полученные результаты не позволяют судить о временных вариациях поля поглощения в верхней части земной коры. Вместе с тем из этих данных следует, что, по крайней мере, до 2002 г. поглощение в аномальной зоне было очень высоким на глубинах 0 - 10 км и резко падало на больших глубинах.

### СЕЙСМИЧНОСТЬ И МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ

#### Анализ характеристик сейсмического режима

На рисунке 6а приведена карта эпицентров сильных коровых землетрясений ( $M_s \geq 7.0$ ,  $h < 60$  км), произошедших начиная с 1900 г., на территории с радиусом 1500 км с центром в точке с координатами  $43^\circ$  N,  $76^\circ$  E. Рисунок 6б иллюстрирует зависимость магнитуды этих событий от времени (магнитуды  $M_s$  за период 1900 - 1989 гг. взяты из каталога [12], где они переопределены по единой методике).

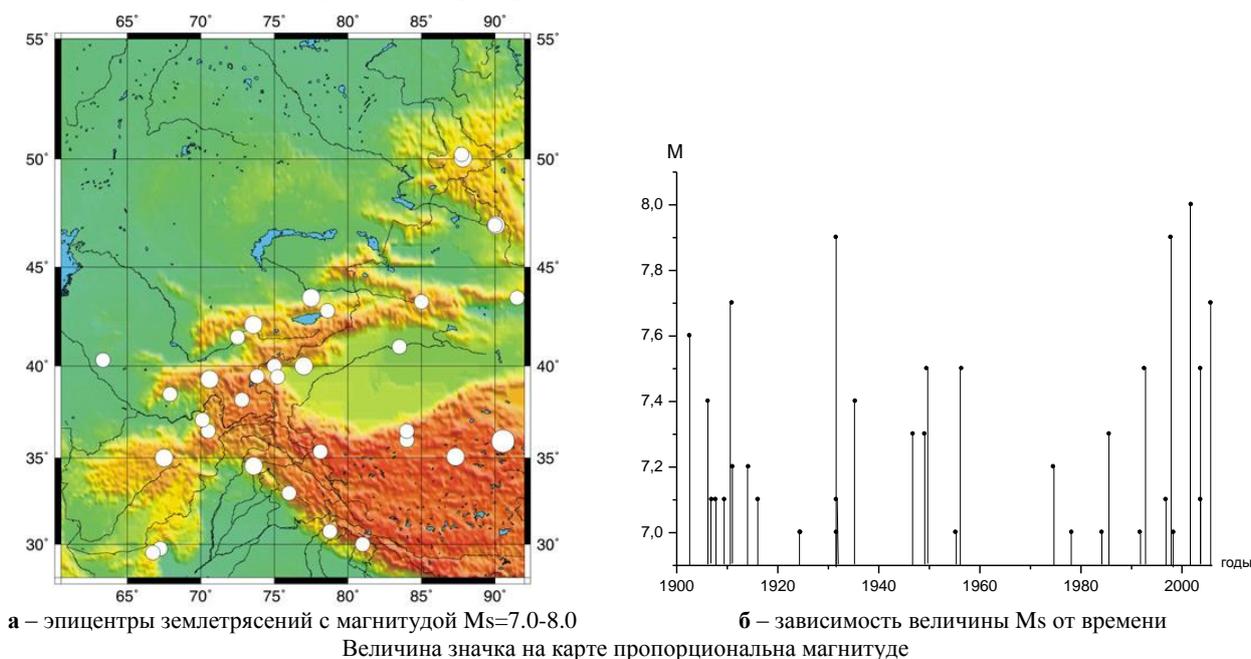


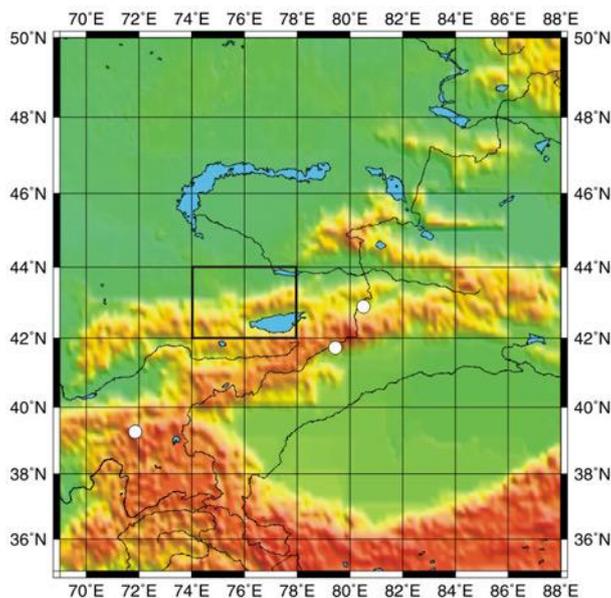
Рисунок 6. Сильные коровые землетрясения в районе Центральной Азии в 1900 – 2005 гг.

Из представленных данных следует, что в последнее десятилетие (с 1997 по 2005 гг.) наблюдался резкий всплеск сейсмической активности в рассматриваемом регионе Центральной Азии: здесь произошли три землетрясения с  $M_s=7.6-8.0$  (два – в районе Северного Тибета и одно – в Кашмире, на северо-западе Гималаев). Землетрясение 14.11.2001 в Тибете было наиболее сильным в данном районе за последние 105 лет. В свою очередь, Кашмирское (Пакистанское) землетрясение 08.10.2005 было самым сильным в круге с радиусом ~1000 км и центром в той же точке, начиная с 1911 г. (после Кеминского землетрясения 03.01.1911). Кроме того, 27.09.2003 произошло Чуйское землетрясение ( $M_s=7.5$ ), сильнейшее в районе Алтая, начиная с 1931 г. И, наконец, следует отметить, что 26.12.2004 произошло Суматринское землетрясение ( $M_w=9.0$ ), сильнейшее на земном шаре после 1960 г. Эпицентральное расстояние до центра рассматриваемого района для этого события составляет ~4800 км. Ниже будет обсуждена возможность связи между этими землетрясениями и уровнем сейсмичности в районе Северного Тянь-Шаня.

В [2] было отмечено, что с 1993 по 2003 гг. на обширной территории Центрального и Северного Тянь-Шаня не регистрировались землетрясения с  $M > 5.5$ . В последние годы ситуация изменилась - на востоке района зарегистрированы два события с  $M \sim 6.0$  (01.12.2003 и 14.02.2005) - рисунок 7.

Более детально анализ характеристик сейсмического режима проведен для двух районов первого, ограниченного координатами  $42-44^\circ$  N и  $74-78^\circ$  E и второго - с координатами  $42-43^\circ$  N,  $74-76^\circ$  E. Первый район, в который входит значительная часть Алматинской области Казахстана, рассматривался ранее в [2]; второй, в четыре раза меньший по площади, включает в себя аномальную по поглощению зону Северного Тянь-Шаня. Далее, для удобства, первый район будет называться «большим», второй – «малым».

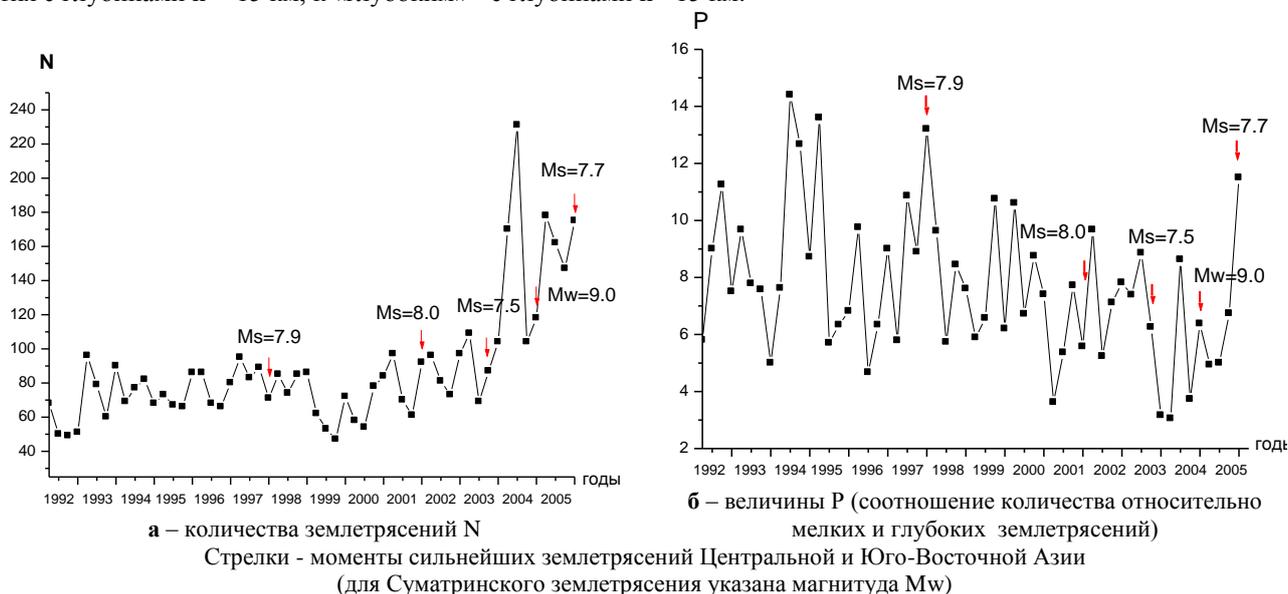
**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В АНОМАЛЬНОЙ ЗОНЕ  
СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**



Прямоугольник - область детального изучения сейсмического режима

Рисунок 7. Землетрясения с  $M > 5.5$  за 2004 - 2005 гг. в районе, ограниченном координатами 35-50 N, 69-88 E

На рисунке 8а представлена зависимость общего количества  $N$  землетрясений от времени, зарегистрированных за квартал в большом районе. Видно, что в 1992 - 2003 гг. величина  $N$  варьировалась в сравнительно небольших пределах - от 47 до 109. С конца 2003 г. наблюдался резкий скачок величины  $N$ : до  $\sim 230$ . Интересно, что этот скачок имел место сразу после сильнейшего землетрясения на Алтае, произошедшего на расстоянии  $\sim 1240$  км от центра рассматриваемого района. Рост количества землетрясений  $N$  наблюдался также сразу после Суматринского 26.12.2004 и Кашмирского 08.10.2005 землетрясений. Проведен также анализ вариаций соотношения количества относительно мелких и глубоких землетрясений. Следуя [2,4], к «мелким» отнесены события с глубинами  $h \leq 15$  км, к «глубоким» - с глубинами  $h > 15$  км.



**а** - количества землетрясений  $N$   
Стрелки - моменты сильнейших землетрясений Центральной и Юго-Восточной Азии  
(для Суматринского землетрясения указана магнитуда  $M_w$ )

Рисунок 8. Сейсмические события в большом районе ( $42-44^\circ N$  и  $74-78^\circ E$ ). Зависимость от календарного времени

Из рисунка 8б следует, что в 1992 - 2001 гг. величина параметра  $P = N_{\Sigma \leq 15} / N_{\Sigma > 15}$  варьировалась в интервале  $\sim 5-14.5$ . Начиная с 2001 г. наблюдалось существенное уменьшение этой величины (вариации в интервале  $\sim 3-10$ ). Важно отметить, что наименьшие значения параметра  $P$  ( $\sim 3-4$ ) зарегистрированы в 2001, 2003 и 2004 гг., т.е. за 9 - 15 месяцев до сильнейших землетрясений: Тибетского 14.11.2001, Суматринского 26.12.2004 и Кашмирского 01.10.2005. Несколько большая величина  $P$  (5.2) наблюдалась за 15 месяцев до Алтайского землетрясения 27.09.2003. Сразу после события в Кашмире величина  $P$  резко выросла (до 11.5).

На рисунке 9а показан временной ход общего количества зарегистрированных землетрясений в малом районе. Видно, что, как и в большом районе, наблюдался резкий рост величины N с конца 2003 г., после Алтайского землетрясения (до 35 событий за квартал, по сравнению с вариациями в диапазоне 5 -1 7 в 1999 - 2000 гг.). Обращает на себя внимание, что параметр N вырос еще сильнее сразу после Кашмирского землетрясения (до 43) и наблюдался заметный рост N в течение 3 месяцев после Суматринского землетрясения (до 29).

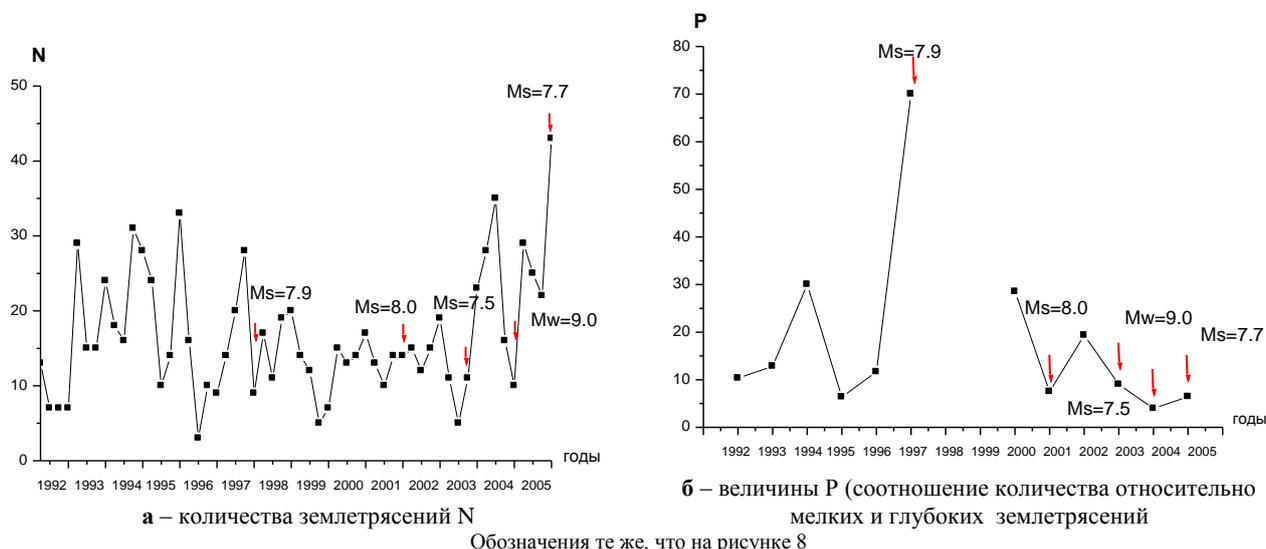


Рисунок 9. Сейсмические события в малом районе (42-43° N, 74-76° E). Зависимость от календарного времени

Параметр P в 1999 - 2000 гг. был в среднем в несколько раз выше, чем в большом районе (в 1998 -1 999 гг. вообще не было зарегистрировано глубоких событий (рисунок 9б). В то же время, в 2001 и 2003 - 2005 гг. величина этого параметра резко упала, выйдя на уровень примерно соответствующий большому району. Это отвечает многократному возрастанию доли относительно глубоких землетрясений. На рисунке 10 показано положение эпицентров глубоких событий в малом районе за период 1999-2005 гг.

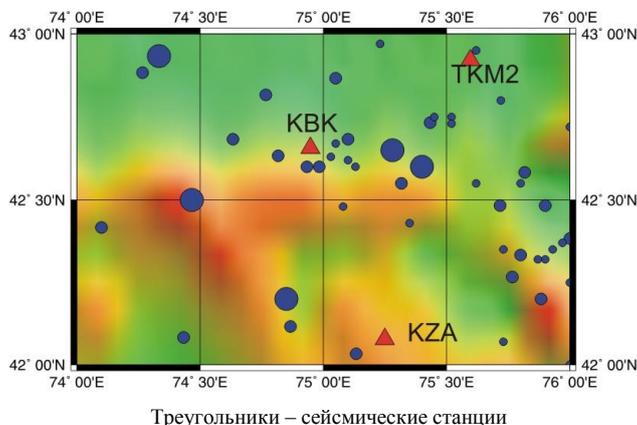


Рисунок 10. Эпицентры глубоких землетрясений в малом районе за 1999 - 2005 гг.

Максимальная энергия этих землетрясений составляет  $K=11.7$ . Видно, что большинство эпицентров таких событий (в первую очередь, относительно сильных) располагается по контуру эллипса, расположенного примерно между 42.0° и 42.6° N и имеющего размер большой и малой осей ~120 и 65 км, соответственно. Северная часть контура приурочена к южной окраине Чуйской впадины, западная и юго-западная – к хребту Джумгол-тау, юго-восточная – к западным отрогам хребта Терскей Алатау. Внутри контура попадают восточная часть Киргизского хребта и Кочкорская впадина. Эллипс ооконтуривает область относительного сейсмического затихания - в этой области не было зарегистрировано землетрясений с  $M > 6.5$  в течение нескольких сотен лет [13].

#### Механизмы очагов землетрясений

Н.Н.Полешко (Институт сейсмологии МОН РК) по нашей просьбе, с использованием данных НЯЦ РК и сети KNET проведен анализ механизмов очагов землетрясений, зарегистрированных в районе 42-44° N 74-76° E в 2005 г. Типы подвижек определены для 37 событий с глубинами до 25 км и энергетическими классами  $K=7.0-11.2$ .

До 2000 г. в районе Северного Тянь-Шаня в целом доминировали взбросы и взбрососдвиги (примерно 75% от общего количества событий [14]). В последние годы постепенно увеличивается доля сбросов и сбрососдвигов. Так, в 2005 г. она составила уже ~48%. Примерно такой же процент сбросов и сбрососдвигов наблюдался в 2005 г. и в рассматриваемом небольшом районе, включающем аномальную зону (~43%). На рисунке 11 показано расположение очагов с механизмами типа сброса и сбрососдвига. Существенно, что большая часть эпицентров этих событий (~2/3) сконцентрирована вблизи контура эллипса, сформированного очагами глубоких событий (рисунок 10).

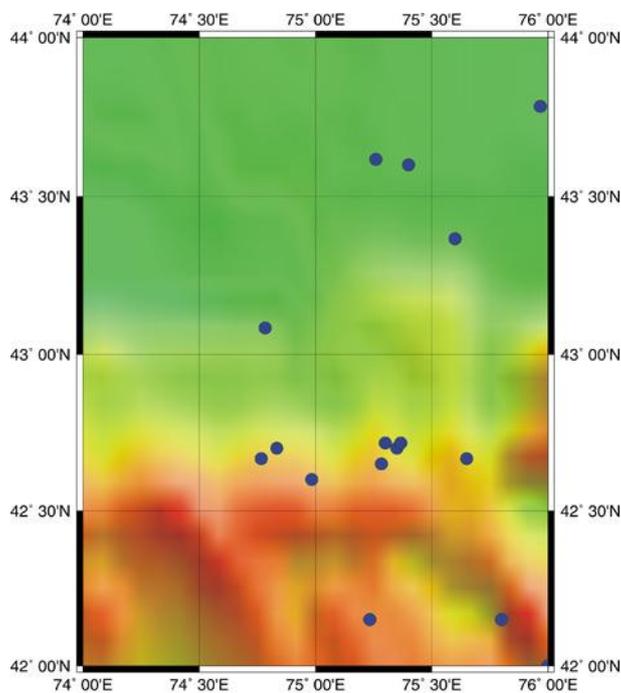


Рисунок 11. Эпицентры землетрясений с механизмами типа сброса и сбрососдвига за 2005 г. в малом районе и к северу от него

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные данные говорят о том, что в последние годы аномальная зона характеризовалась очень сильным поглощением S-волн в верхней части земной коры и верхах мантии. Кроме того, на ее границах сформировались субвертикальные области высокого поглощения в нижней коре и самых верхних слоях мантии. В то же время поглощение здесь было достаточно слабым в средней части коры. Эти выводы подтверждаются данными об очень низких скоростях S-волн на глубинах 0 - 10 км в восточной части Киргизского хребта и достаточно высоких скоростях на глубинах 10 - 35 км в аномальной зоне [15,16].

Полученные данные свидетельствуют о существенном изменении структуры поля поглощения S-волн в земной коре и верхах мантии аномальной зоны в течение последних 5 - 7 лет. Столь быстрые (в геологическом масштабе времени) вариации могут быть связаны только с миграцией ювенильных флюидов. Отметим, что аналогичные вариации структуры поля поглощения наблюдались перед Жаланаш-Тюпским (24.03.1978, M=7.0), Байсорунским (12.11.1990, M=6.4) и Сусамырским (19.08.1992, M=7.5) землетрясениями [4, 17,18]. Анализ показал что в 2004 - 2005 гг. резко повысился общий уровень сейсмичности как во всем районе Северного Тянь-Шаня, так и в аномальной зоне. Одновременно выросла доля относительно глубоких событий, в первую очередь, в малом районе. Как было отмечено ранее, этот эффект служит важным прогностическим признаком [4,19].

Большой интерес представляет эллиптическая структура расположения эпицентров глубоких землетрясений, образовавшаяся в 1999 - 2005 гг. в аномальной зоне. Формирование таких структур отмечено перед многими сильными землетрясениями, в частности, в районах Китая и Японии [20]. По нашим данным, аналогичная структура была сформирована за 2 года до Байсорунского землетрясения на Северном Тянь-Шане [4]. Существенно, что изменение характеристик поля поглощения по записям местных землетрясений, свидетельствующее о подъеме ювенильных флюидов, наблюдалось в районах станций КВК, KZA и ТКМ2, расположенных вблизи от границ эллиптической структуры. Судя по записям гиндукушских землетрясений, наиболее сильное поглощение соответствует трассам на станцию ТКМ2, для которых S-волны пересекают нижнюю кору и верхи мантии под этой структурой. Это свидетельствует о том, что здесь особенно велика концентрация флюидов. Приуроченность очагов землетрясений с механизмами типа сброса и сбрососдвига в 2005 г. к границам эллиптической структуры (в первую очередь, к юго-западу от станции ТКМ2) также не противоречит заключению о подъеме глубинных

флюидов в этой зоне. Возможно, большая концентрация событий с такими типами подвижек есть отражение процессов гидроразрыва на кровле двухфазного слоя с заметной долей флюидов [2, 4].

Отметим также, что район, к которому приурочена аномальная зона, характеризуется максимальными скоростями деформации по данным GPS [21]; что не противоречит заключению о высоком содержании флюидов в аномальной зоне на глубинах до 10 км, которое должно обеспечивать относительно малую вязкость этого слоя.

Вместе с тем, отсутствие глубоких землетрясений внутри эллиптической структуры говорит о том, что в средней части коры здесь находится жесткий блок, который, по-видимому, служит непроницаемым барьером для флюидов и одновременно концентратором напряжений. Это согласуется с очень высокими скоростями S-волн на глубинах 10-35 км в аномальной зоне [16].

В [3,4] была предложена качественная модель подготовки очага сильного корового землетрясения, которая заключается в формировании в нижней коре и верхах мантии субвертикальных зон, насыщенных флюидами, концентрации напряжений на их кровле, гидроразрывах кровли и поступлении флюидов в среднюю кору, миграцией флюидов в горизонтальном направлении в область будущего очага, которая ведет к снижению трения на разрыве и, собственно, к подвижкам при землетрясении. Такая модель позволила объяснить геофизические данные, связанные с подготовкой Байсорунского землетрясения [4]. Нетрудно убедиться, что совокупность данных, полученных нами для выделенной аномальной зоны, также не противоречит этой модели. Эллиптическая структура была сформирована в течение 6 - 7 лет, что в несколько раз больше, чем для Байсорунского землетрясения [4]. Поскольку время подготовки очага землетрясения растет с магнитудой [20], в аномальной зоне можно ожидать возникновения более сильного события ( $M > 6.5$ ). В статье не обсуждается вопрос о времени готовящегося тектонического события. Для ответа на него необходимо вести непрерывный мониторинг различных геофизических и геохимических параметров в аномальной зоне.

Проведенный анализ показывает, что во многих случаях перед сильнейшими удаленными землетрясениями резко активизируется сейсмичность на глубинах более 15 км. Совокупность полученных данных говорит о том, что увеличение глубокой сейсмичности, скорее всего, связано с поступлением ювенильных флюидов. Это согласуется с выводами, сделанными в [3, 9, 10], в которых показано, что существуют геодинамические процессы, в результате которых флюидное поле в обширном регионе Азии может приходить в «возбужденное» состояние, что обуславливает резкое ускорение процессов подготовки сильных коровых землетрясений. При этом подъем флюидов происходит по крупным разломным зонам. После сильнейших землетрясений имеет место перераспределение напряжений в земной коре, что нередко проявляется в увеличении сейсмичности на больших расстояниях от очагов [10, 22]. С этим согласуются приведенные выше данные о механизмах очагов в районе Северного Тянь-Шаня и, в частности, в аномальной зоне.

Следует отметить, что степень изменения напряжений до и после сильных землетрясений в значительной степени определяется безразмерным параметром  $\eta = L/\Delta$ , где  $L$  – горизонтальный размер очага [23]. Анализ показывает, что величина этого параметра в нашем случае максимальна для Тибетского (14.11.2001,  $L \sim 400$  км,  $\eta \sim 1/4$ ) и Суматринского ( $L \sim 1600$  км,  $\eta \sim 1/3$ ) землетрясений. Для сравнения заметим, что при событии с  $M=6.0$  на расстоянии 100 км, величина  $\eta \sim 1/10$  [6]. Отсюда следует, что сильнейшие удаленные землетрясения нередко оказывают большее влияние на вариации напряженного состояния и связанные с ними изменения различных геофизических и геохимических параметров в локальных районах, чем близкие относительно сильные события. Этот эффект необходимо учитывать при проведении прогностических исследований.

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Получены данные, свидетельствующие о существенном изменении за последние 5-7 лет структуры поля поглощения S-волн в земной коре и верхах мантии в выделенной ранее аномальной зоне Северного Тянь-Шаня. Аномальная зона характеризуется очень сильным поглощением поперечных волн в верхней части коры (на глубинах 0 - 10 км) и в верхах мантии. В то же время, в средней коре наблюдается относительно слабое поглощение и очень высокие скорости S-волн. На границах зоны сформировались субвертикальные области очень сильного поглощения в нижней коре и верхах мантии. В 1999 - 2005 гг. в аномальной зоне сформировалась эллиптическая структура, образованная очагами относительно глубоких землетрясений. На границах этой структуры в 2005 г. преобладали землетрясения с подвижками типа сброса и сбрососдвига.

Совокупность полученных данных свидетельствует об активном подъеме ювенильных флюидов в земной коре и верхах мантии аномальной зоны. Аналогичные процессы происходили перед несколькими сильными землетрясениями Центрального и Северного Тянь-Шаня, что, по нашему мнению, говорит о подготовке крупного тектонического события в выявленной аномальной зоне.

*Благодарность.* Авторы выражают признательность Н.Н.Полешко за данные по механизмам очагов.

## **ЛИТЕРАТУРА**

1. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности литосферы и очаги сильных землетрясений Центрального Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, Г. Павлис, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2002. - Т. 387., № 4.
2. Копничев, Ю.Ф. О геодинамических процессах в районе Центрального Тянь-Шаня: выделение аномальной области по сейсмическим данным/ Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2004. - Вып. 3. - С. 111 - 118.
3. Копничев, Ю.Ф. Вариации поля поглощения поперечных волн перед сильными землетрясениями Северного Тянь-Шаня / Ю.Ф. // Доклады РАН, 1997. - Т.356., № 4. - С. 528 - 532.
4. Копничев, Ю.Ф. Геодинамические процессы в очаговой зоне Байсорунского землетрясения 12 ноября 1990 г. (Северный Тянь-Шань) / Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова // Доклады РАН, 2000. - Т. 373., № 1. - С. 93 - 97.
5. Запольский, К.К. Частотно-избирательные сейсмические станции ЧИСС / К.К.Запольский // Экспериментальная сейсмология. - М.: Наука, 1971.- С. 20 - 36.
6. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля / Ю.Ф. Копничев.- М.: Наука, 1985. – 176 с.
7. Artikaeva, O.I., Space-time variations of the coda wave envelopes of local earthquakes in the region of Central Asia / O.I. Artikaeva, Yu. F. Koprnichev // J. Earthq. Predict. Res., 993. - V.2, N 4. - P. 49 - 514.
8. Копничев, Ю.Ф. Картирование верхней мантии Украинского щита по поглощению короткопериодных поперечных волн / Ю.Ф. Копничев, О.В. Павлова // Вулканология и сейсмология, 1991. - № 3. - С. 49 - 58.
9. Копничев, Ю.Ф. Длиннопериодные временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в литосфере и астеносфере Северного Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев // Вулканология и сейсмология, 2001. - № 3. - С. 63 - 75.
10. Копничев, Ю.Ф. Пары сильных землетрясений и геодинамические процессы в районе Центральной и Южной Азии / Ю.Ф. Копничев, И. Баскутас, И.Н.Соколова // Вулканология и сейсмология, 2002. - № 5. - С. 49 - 58.
11. Martynov, V. High-frequency attenuation in the crust and upper mantle of the Northern Tien Shan / V. Martynov, F. Vernon, R. Mellors, G. Pavlis // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1999. - V. 89, N 1. - P. 215 - 238.
12. Pacheco, J. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 / J. Pacheco, L. Sykes // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1992. - V. 82, N 3. - P. 1306 - 1349.
13. Кондорская , Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Н.В. Кондорская, Н.В.Шебакин. - М.: Наука, 1977. - С. 535.
14. Михайлова , Н.Н. Поле сеймотектонической деформации и параметры разрывообразования на Северном Тянь-Шане / Н.Н. Михайлова, А.А. Власова // Изв. АН КазССР. Сер. геол., - 1991.- № 3. - С. 87 - 92.
15. Vinnik, L. Receiver function tomography of the central Tien Shan / L. Vinnik, C. Reigber, I. Aleshin [et al.] // Earth Planet. Sci. Lett, 2004. - V.225. - P. 131 - 146.
16. Винник, Л.П. Литосфера Тянь-Шаня по данным о функциях приемника для Р и S волн / Л.П. Винник, Г.Д. Косарев, С.И. Орешин [и др.] // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных районов. Москва-Бишкек, 2003. - С. 94 - 105.
17. Копничев, Ю.Ф. Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова И.Н. // Докл. РАН, 2004. - Т. 395, №6. - С. 818 - 821.
18. Копничев, Ю.Ф. Мантийные флюиды и сильные коровые землетрясения / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова И.Н. // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. - Новосибирск.: Изд-во СО РАН, 2003. - С. 63 - 67.
19. Нерсесов, И.Л. Вариации активности коровых землетрясений в различных слоях глубины и сейсмический прогноз / И.Л. Нерсесов, В.С. Пономарев, Ю.М.Тейтельбаум// Доклады АН СССР, 1979. - Т. 247, № 5. - С. 1100 - 1102.
20. Соболев, Г.А. Основы прогноза землетрясений / Г.А.Соболев. - М.: Наука, 1993. - С. 313.
21. Зубович, А.В. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня / А.В.Зубович, Ю.А. Трапезников, В.Д. Брагин [и др.] // Геология и геофизика, 2001. - № 42. - С. 1634 - 1640.
22. Копничев, Ю.Ф. О новых возможностях среднесрочного прогноза землетрясений на Северном Тянь-Шане / Ю.Ф.Копничев, И.Н. Соколова // Геодезия. Картография. Геоинформационные системы. Высшая школа Казахстана, 2004. - № 1. - С. 21 - 28.
23. Панасюк, В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами / В.В. Панасюк . - Киев: Наукова Думка, 1968.

## **СОЛТҮСТІК ТЯНЬ-ШАНЬ АНОМАЛЬ БЕЛДЕМІНДЕГІ ГЕОДИНАМИКАЛЫҚ ПРОЦЕССТЕРІ ТУРАЛЫ ЖАҢА ДЕРЕКТЕР: ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУ ДАЙЫНДАЛУЫ МҮМКІН**

<sup>1)</sup>Копничев Ю.Ф., <sup>2)</sup>Михайлова Н.Н., <sup>2)</sup>Соколова И.Н., <sup>2)</sup>Аристова И. Л.

<sup>1)</sup>О.Ю. Шмидт атындағы РҒА Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей

<sup>2)</sup>ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Сейсмикалық толқындарының аномаль жұтылуы бойынша бөлінген Солтүстік Тянь-Шаньның белдеміндегі геодинамикалық процесстері туралы жаңа деректер талдауға жатқан. Соңғы 5-7 жылда (1999-2005 ж.ж.) жер қыртысы мен мантиясында жоғарында S-толқындардың жұтылу өрісінің сипаттары едәуір өзгерілгені анықталған – қатынасты терең жерсілкінулер ошақтарымен жасалған эллиптикалық құрылымы қалыптасқан. 2005 ж. осы белдемнің шекарасында лықсыма және лықсыма-ығыспа түріндегі тетігімен жерсілкінулері артық болған. Алынған деректердің жиынтығы аномальды белдемнің жер қыртысы мен мантияның жоғарында ювенильді флюидтердің белсенді көтерілуі туралы білдіреді, бұл қатты жерсілкіну ( $M > \sim 6.5$ ) дайындалу туралы куәландыруы мүмкін.

**NEW DATA ON GEODYNAMIC PROCESS IN ANOMALY AREA  
OF NORTH TIEN SHAN: POSSIBLE PREPARATION OF A STRONG EARTHQUAKE**

<sup>1)</sup>Yu.F. Kopnichev, <sup>2)</sup>N.N. Mikhailova, <sup>2)</sup>I.N. Sokolova, <sup>2)</sup>I.L. Aristova

<sup>1)</sup>*Institute of Earth's Physics Hereinafter O.Yu. Shmidt RAS, Moscow, Russia*

<sup>2)</sup>*Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

New data on geodynamic process in the area of North Tien Shan, revealed earlier based in anomaly absorption of seismic waves, is being analyzed. It was established that here for last 5-7 years (since 1999 till 2005) features of S-wave absorption field in earth crust and upper mantle within anomaly area had been significantly changed – new elliptic structure had been formed, generated by focuses of relatively deep earthquakes. Within the boundaries of this area in 2005, earthquakes with mechanism of normal faulting and oblique normal prevailed. Amount of the obtained data indicate active increase of juvenile fluids in earth crust and in upper mantle within anomaly area that may testify preparation of a strong earthquake ( $M > \sim 6.5$ ).

УДК 551.596

## ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ КАЛИБРОВКИ МИКРОБАРОМЕТРОВ, ПРИМЕНЯЕМОЙ В МЕЖДУНАРОДНОЙ СИСТЕМЕ МОНИТОРИНГА

<sup>1</sup>Старовойт Ю.О., <sup>2</sup>Кунаков В.Г., <sup>1</sup>Мартысевич П.Н.

<sup>1</sup>Отдел Международной системы мониторинга Организации по Договору  
о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний, Вена, Австрия

<sup>2</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Описывается метод динамической калибровки микробарометра с использованием камеры переменного объема. Физическую основу метода определяют термодинамический процесс, протекающий внутри замкнутого объема, и соответствующие соотношения между изменением давления, объема и температуры, обусловленные перемещением поршня, установленного на входе камеры. Метод неоднократно успешно применялся [1, 2], однако представляется важным провести более полный анализ его физических особенностей. В статье дано описание термодинамического процесса внутри калибровочного объема, обсуждается необходимость учёта термодинамики и её влияние на точность калибровки.

Одним из обязательных технических требований Международной системы мониторинга (МСМ) к инфразвуковым станциям является определение амплитудно-частотной характеристики (АЧХ) микробарометров с погрешностью не более 5%. Для соблюдения этого требования необходимы достаточно точные методики динамической калибровки в частотной полосе пропускания датчика. Общеизвестным является способ динамической калибровки микробарометра, использующий изменение давления, инициированное изменением объема в специальной камере, акустически соединенной с микробарометром. Однако для проведения подобной калибровки и достижения необходимой точности требуются точные расчеты.

### МЕТОДОЛОГИЯ

Цель калибровки – измерение с фиксированной точностью частотного отклика микробарометра на изменение давления известной величины. Предполагается, что микробарометр во время калибровки соединен с системой сбора данных, имеющей известную чувствительность в частотной полосе пропускания микробарометра. Блок-схема подобного калибратора показана на рисунке 1. Калибровочное устройство состоит из калибровочного объема (камеры) соединенной с движущимся “поршнем”, который вызывает изменения объема  $\Delta V$ . Изменение давления, связанное с изменением объема, через короткий соединительный шланг передается на акустический вход микробарометра. Допустим, что синусоидальные колебания давления  $\Delta P$  вызваны переменными объема  $\Delta V$ . Так как процесс внутри камеры не является изотермическим, то внутри камеры должны иметь место и колебания температуры  $\Delta T$ .

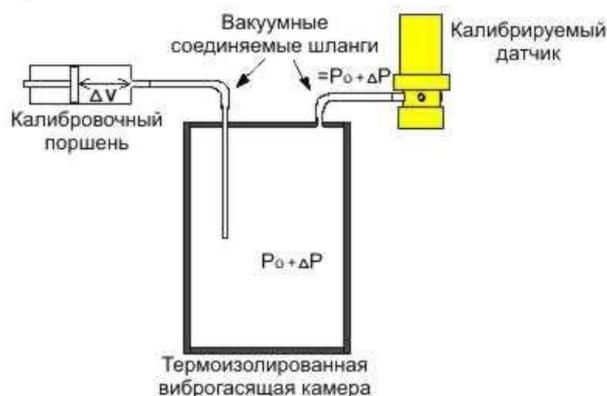


Рисунок 1. Блок-схема системы калибровки

Процесс внутри калибровочного объема описывается системой трех уравнений [3]:

$$\begin{aligned}
 PV &= RT \text{ or } R\Delta T = P\Delta V + V\Delta P \\
 C_v\Delta T &= -P\Delta T + \Delta Q \\
 -\frac{d(\Delta Q)}{dt} &= \beta\Delta T
 \end{aligned}
 \tag{1}$$

В (1) первое уравнение является уравнением состояния идеального газа, второе – уравнением первого начала термодинамики, а третье – описывает теплообмен между внутренним объемом камеры и внешней средой.

При этом:  $R$  – газовая постоянная;  $P$  – атмосферное давление внутри камеры;  $Q$  – тепловой поток через стенки камеры;  $C_v$  – теплоемкость при постоянном объеме;  $\beta$  – коэффициент теплообмена между воздухом внутри камеры и внешней средой.

Принимая  $\Delta V = \Delta V_0 e^{i\omega t}$ , где  $\omega$  – угловая частота синусоидальных колебаний внутри замкнутого объема, а  $\Delta V_0$  – амплитуда изменений объема, можно переписать систему уравнений (1) следующим образом:

$$\Delta P = \frac{P}{V} \cdot \gamma \cdot \frac{(p + \beta / C_p)}{(p + \beta / C_v)} \Delta V, \quad (2)$$

где  $\gamma = \frac{C_p}{C_v} = 1.4$  – адиабатический коэффициент, а  $p = i\omega$  – комплексная угловая частота. Таким образом, уравнение (2) описывает передаточную функцию колебаний давления в объеме  $V$ , вызванных небольшими колебаниями объема камеры  $\Delta V$ .

Соответствующие колебания температуры внутри калибровочного объема могут быть описаны как:

$$\Delta T = -\frac{P_0}{C_v} \frac{1}{(p + \beta / C_v)} \cdot \Delta V \quad (3)$$

Уравнения (2) и (3) показывают, что колебания внутреннего давления и температуры сдвинуты по фазе относительно изменения объема и из-за зависимости от угловой частоты  $\omega$  вызывают вариации различной амплитуды.

### КОНСТРУКЦИЯ КАЛИБРОВОЧНОЙ КАМЕРЫ

Калибровочная камера должна быть сконструирована таким образом, чтобы колебания давления, инициированные изменением объема определенной амплитуды, имели также одинаковую и известную амплитуду в пределах полосы пропускания частот, определяемой номинальной АЧХ калибруемого микробарометра. Передаточная функция, описанная уравнением (2), показывает различие в амплитуде колебаний давления в зависимости от частоты. При проектировании подобных устройств необходимо установить ожидаемые значения

двух угловых частот:  $\omega_1 = \frac{\beta}{C_p}$  и  $\omega_2 = \frac{\beta}{C_v}$ , которые определяют форму передаточной функции. Основное

затруднение вызывает вычисление коэффициента  $\beta$ , который характеризует степень теплообмена между воздухом внутри и вне камеры, то есть, показывает, насколько термодинамический процесс внутри камеры близок к адиабатическому или изотермическому процессам. Исходя из [3], коэффициент  $\beta$  может быть описан следующим образом

$$\beta = \frac{\lambda \cdot S}{h}, \quad (4)$$

где  $\lambda$  – теплопроводность материала стенок камеры;  $S$  – площадь поверхности камеры;  $h$  – толщина стенки.

Для граничной частоты  $\omega_1$  выражение (4) может быть переписано как

$$\omega_1 = \frac{\beta}{C_p} = \frac{\lambda \cdot S}{h \cdot \rho V C_p}, \quad (5)$$

где  $C_p = \rho V c_p$ ;  $C_v$  – удельная теплоемкость при постоянном давлении,  $\rho$  – плотность воздуха, а  $V$  – объем камеры.

При кубической форме калибровочной камеры, когда знаменатель  $S/V$  равен  $6/l_0$  ( $l_0$  – ребро куба), граничные частоты  $\omega_1$  и  $\omega_2$  согласно (5) принимают вид:

$$\omega_1 = \frac{6 \cdot \lambda}{h \cdot \rho C_p \cdot l_0}, \quad (6)$$

$$\omega_2 = \frac{6 \cdot 1.4 \cdot \lambda}{h \cdot \rho C_v \cdot l_0} = \frac{8.4 \cdot \lambda}{h \cdot \rho C_v \cdot l_0} \quad (7)$$

Формулы (6) и (7) позволяют вычислить обе граничные частоты для выражения (2), и, следовательно, рассчитать наведённые колебания давления внутри камеры, вызванные небольшим изменением объема, инициированным поршнем. Однако значения  $\omega_1$  и  $\omega_2$  зависят не только от толщины стенок камеры и их материала, но также и от размера камеры. Если, например, стенки калибровочной камеры изготовлена из стали толщиной примерно  $h = 2 \cdot 10^{-3} \text{ м}$  и  $l_0 = 2 \cdot 10^{-1} \text{ м}$ , то вычисленные граничные значения частоты будут равны

$$\omega_1 = 1.98 \cdot 10^2 \frac{\text{рад}}{\text{сек}}, \quad \omega_2 = 2.78 \cdot 10^2 \frac{\text{рад}}{\text{сек}}.$$

На рисунке 2 (черная кривая) показана форма нормированной передаточной функции.

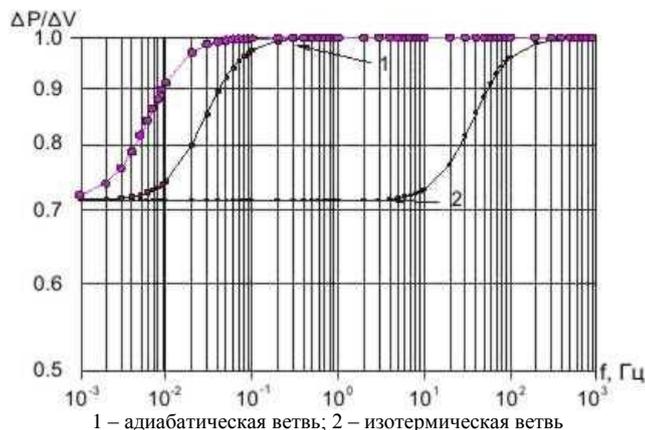


Рисунок 2. Нормированные передаточные функции отношения изменения внутреннего давления  $\Delta P$  к колебаниям  $\Delta V$  калибровочного объема

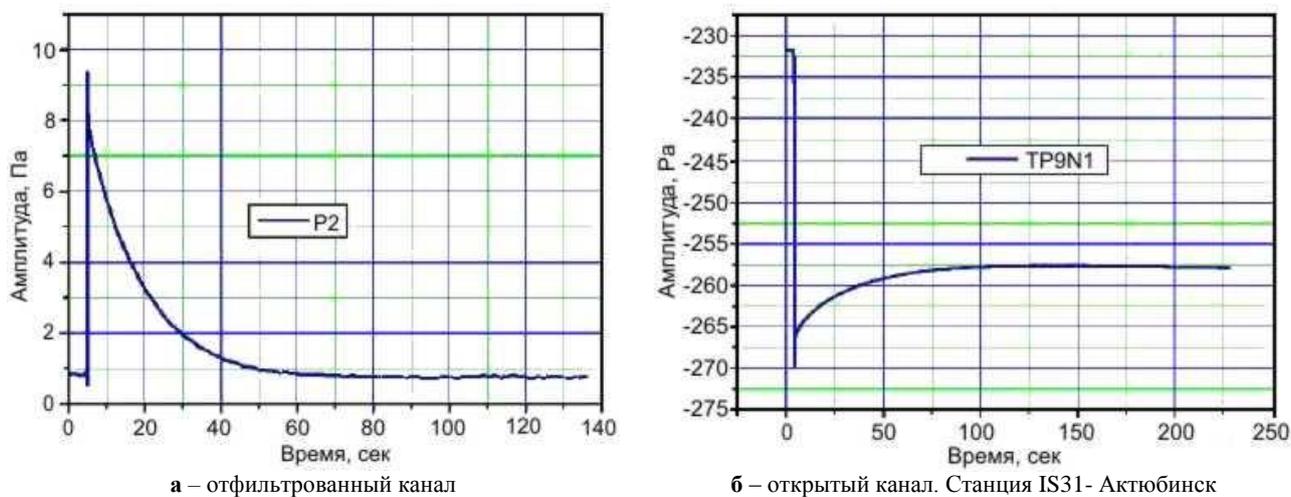
Термоизоляция стенок камеры материалами, имеющими низкую теплопроводность, сильно изменяет значения граничных частот. В этом случае процесс, протекающий внутри камеры, ближе к адиабатическому. Например, при использовании  $\sim 5$  мм пробковой или ватной изоляции калибровочной камеры, значения  $\omega_1$  и  $\omega_2$  определяются как:  $\omega_1 = 1.5 \cdot 10^{-1} \frac{рад}{сек}$ ,  $\omega_2 = 2.1 \cdot 10^{-1} \frac{рад}{сек}$ . Передаточная функция для этого случая также показана на рисунке 2 (красная кривая). Обе кривые на рисунке 2 в полосе частот от 0,01 до 20 Гц не являются плоскими. Это означает, что равные изменения объема, инициированные поршнем, вызывают различные изменения давления, зависящие от частоты колебаний. Приведенный результат далек от идеала. Однако простое увеличение толщины изоляционного материала до 20 мм и небольшое увеличение объема калибровочной камеры до  $\sim 75$  литров значительно улучшают ситуацию и приводят к форме передаточной функции, показанной на рисунке 2 розовыми точками. Как видно на рисунке 2, передаточная функция, показанная розовыми точками, еще не является полностью плоской в интересующей полосе пропускания и ослаблена примерно на 10% относительно граничной частоты 0,01 Гц. Установленный факт необходимо учитывать при калибровке.

Применение для калибровки изотермической ветви передаточной функции (нижняя часть черной кривой на рисунке 2) на первый взгляд кажется более привлекательной, так как эта ветвь вплоть до 8 Гц имеет практически плоскую форму. Однако ускоренный теплообмен между внутренним объемом и внешней средой (в данном случае  $\lambda$  имеет большие значения) может вызвать нежелательные результаты, такое как, например, резкое изменение внешней температуры во время калибровочного процесса, что отражается на значениях наведенных колебаний давления и, следовательно, вносит значительные ошибки в результаты калибровки.

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА КАЛИБРОВКИ

Вышеприведенный анализ позволил осуществить достаточно простое моделирование калибровочного процесса и сравнить его результаты с данными полевого эксперимента на примере одной из инфразвуковой станций Международной системы мониторинга. Прототип калибровочного устройства разработан в Институте геофизических исследований Национального ядерного центра Республики Казахстан. Калибровочная камера изготовлена из стали толщиной 2 мм, имеет форму куба и объем примерно  $0,05 \text{ м}^3$ . Термоизоляция калибровочной камеры выполнена из двойного слоя шерстяного материала, наклеенного на стенки. Для дополнительной термоизоляции калибровочная камера помещена в специальную деревянную коробку. Шприц, присоединенный к калибровочной камере через короткий толстостенный резиновый шланг, использован для задания изменения объема воздуха ( $\sim 10-15 \text{ см}^3$ ) и, следовательно, для моделирования изменения давления, описанного уравнением (2). Чтобы характер изменения объема в созданном прототипе имел ступенчатую форму, скорость движение поршня шприца была достаточно большой - шприц позволял вводить  $10 \text{ см}^3$  воздуха в течение 10 миллисекунд. Такое короткое линейное нарастание входного сигнала обеспечивало «плоский» спектр колебаний  $\Delta V$  в пределах частотной полосы пропускания канала регистрации. Определение АЧХ канала выполнялось путем спектрального анализа временного отклика микробарометра на ступенчатый входной сигнал. Созданное устройство применено для калибровки микробарометра MB2000 (DASE, Франция) на инфразвуковой станции IS31-Актюбинск летом 2004 г. Этот микробарометр имеет два выхода для измерения давления. Один из них характеризуется «плоской» АЧХ в полосе частот от 0,01 Гц до 8 Гц, чувствительностью 20 мВ/Па и описывается одним нулём и четырьмя полюсами согласно [4] (т.н. «отфильтрованный выход»). Второй выход имеет плоскую АЧХ вплоть до нулевой частоты с чувствительностью 1 мВ/Па (т.н. «открытый выход») и угловую частоту среза, равную 8 Гц, в высокочастотной области. Фактически угловая частота среза в высокочастотной области определяется моделью FIR (Finite Impulse Response) фильтров используемого аналого-цифрового преобразователя

(АЦП) и зависит от частоты отсчетов АЦП. На инфразвуковых станциях МСМ обычно используется частота отсчетов 20 Гц. Полученные экспериментальные импульсные отклики микробарометра MB2000 на ступенчатый входной сигнал показаны на рисунке 3 (а, б) для отфильтрованного и открытого выходов, соответственно.



а – отфильтрованный канал

б – открытый канал. Станция IS31- Актюбинск

Рисунок 3. Экспериментальный отклик микробарометра MB2000 на "ступеньку" давления

Как видно из рисунка 3, форма отклика на ступень давления значительно различна вследствие различных форм передаточных функций каналов. Проведено сравнение результатов полевой калибровки с номинальной АЧХ микробарометра, рассчитанной для термодинамического процесса, исходя из (2). Как следует из выражения (2), общий отклик канала на моделированный ступенчатый входной сигнал, описывающий изменение объема, может быть выражен следующим образом:

$$H_a(p) = H_n(p) \cdot \left[ -\frac{P}{V} \cdot \gamma \cdot \frac{(p + \beta / C_p)}{(p + \beta / C_v)} \right], \quad (8)$$

где  $H_a(p)$  – фактический или измеренный отклик канала, основанный на спектральном преобразовании функции импульсного отклика;  $H_n(p)$  - номинальная АЧХ канала, указанная в техническом паспорте микробарометра [4]. Член в квадратных скобках описывает искажение номинальной характеристики, вызванное термодинамическим процессом внутри калибровочной камеры (как это показано во втором разделе). Из уравнения (8) видно, что отклики  $H_a(p)$  и  $H_n(p)$  будут совпадать только в том случае, когда калибровочный объем создан таким образом, что вторым членом в произведении (8) для частотной полосы пропускания MB2000 можно пренебречь. Другими словами, угловые частоты  $\omega_{1,2}$  должны находиться вне частотной полосы пропускания микробарометра. В таблице приведены точки полюсов и нулей для отклика  $H_n(p)$ , полученные для микробарометра MB2000.

Таблица. Микробарометр MB2000. Полюса и нули для функции отклика

№	Полюс		Ноль	
	Re	Im	Re	Im
1	-1.777E+02	-1.777E+02	0.0	0.0
2	-1.777E+02	-1.777E+02		
3	-6.280E-02	0.000E+00		
4	-2.0734E+02	0.000E+00		

Как видно из таблицы, в пределах полосы пропускания частот микробарометра MB2000 форма АЧХ в основном определяется точкой третьего полюса и одним нулем. Группа комплексных полюсов  $-1.777E+02 \pm i1.777E+02$  и полюс  $-2.0734E+02, 0.0$  отвечают в основном за формирование отклика в области высоких частот, когда датчик используется с частотой отсчетов АЦП выше 20 Гц. Данное упрощение позволяет представить уравнение (4) в виде

$$H_a(p) = \frac{p}{p + \Omega_3} \cdot \left[ -\frac{P}{V} \cdot \gamma \cdot \frac{(p + \beta / C_p)}{(p + \beta / C_v)} \right], \quad (9)$$

где  $\Omega_3$  - третий полюс из таблицы 1, равный  $6,28E-02$ .

Так как  $H_a(p)$  в уравнении (9) имеет форму произведения двух полиномиальных функций, зависящих от  $p$ , очевидно, что моделирование может быть проведено с помощью последовательности двух рекурсивных фильтров во временной области [5]. Переход из аналоговой области комплексных частот  $p$  в  $z$  – плоскость дискретных данных, с интервалом квантования  $\Delta t$  может быть осуществлён путем стандартного  $z$ -преобразования, или

иначе, билинейного преобразования [6]. Рекурсивный фильтр может быть рассчитан с помощью известной подстановки [6]

$$P = \frac{2}{\Delta t} \cdot \frac{1 - z^{-1}}{1 + z^{-1}}, \quad (10)$$

где  $z^{-n}$  - оператор временного сдвига. Коэффициент  $n$  показывает кратность интервалов дискретизации, вовлеченных во временной сдвиг, со знаком, обозначающим направление сдвига, - вперед (плюс) или назад (минус). Например,  $z^{-n} = x(t) = x(t - n\Delta t)$ . Угловая частота  $\omega_i$  аналоговой системы (9) преобразовывается в дискретные значения  $\omega'_i$  в соответствии с выражением

$$\omega'_1 = \tan\left(\frac{\omega_1 \cdot \Delta t}{2}\right). \quad (11)$$

Подставляя (10) в (9) и заменяя  $\omega_{1,2}$  и  $\Omega_3$  в соответствии с (11), получаем z-преобразование  $H_a(z)$  из  $H_a(p)$ :

$$H_a(z) = \frac{Y(z)}{X(z)} = \frac{P}{V} \cdot \gamma \cdot \frac{1 - z^{-1}}{1 + z^{-1}} \cdot \frac{1}{\left(\frac{1 - z^{-1}}{1 + z^{-1}} + \Omega'_3\right)} \cdot \frac{\left(\frac{1 - z^{-1}}{1 + z^{-1}} + \Omega'_1\right)}{\left(\frac{1 - z^{-1}}{1 + z^{-1}} + \Omega'_2\right)}, \quad (12)$$

где  $Y(z)$  – выход сигнала микробарометра, а  $X(z)$  – изменение объема на входе, инициированное движением поршня, состыкованного с калибровочной камерой.

Из уравнения (12) можно получить следующую рекурсивную процедуру:

$$Y(n) = a_1 Y(n-1) + a_2 Y(n-2) + a_3 X(n) + a_4 X(n-1) + a_5 X(n-2), \quad (13)$$

где  $a_i$  – коэффициент рекурсивного фильтра, который преобразует входные изменения объема в моделируемый выходной сигнал микробарометра. Коэффициенты  $a_i$  могут быть преобразованы к виду

$$a_1 = \frac{2 - 157 \cdot 10^{-3} \tan\left(15 \cdot 10^{-1} \cdot \frac{\lambda \gamma}{h \rho c_p l_0}\right)}{1.00157 \cdot \left[1 + \tan\left(15 \cdot 10^{-1} \cdot \frac{\lambda \gamma}{h \rho c_p l_0}\right)\right]}. \quad (14)$$

Обозначая знаменатель в (14) как  $C_0 = 1.00157 \cdot \left[1 + \tan\left(15 \cdot 10^{-1} \cdot \frac{\lambda \gamma}{h \rho c_p l_0}\right)\right]$ , можно получить следующие коэффициенты:

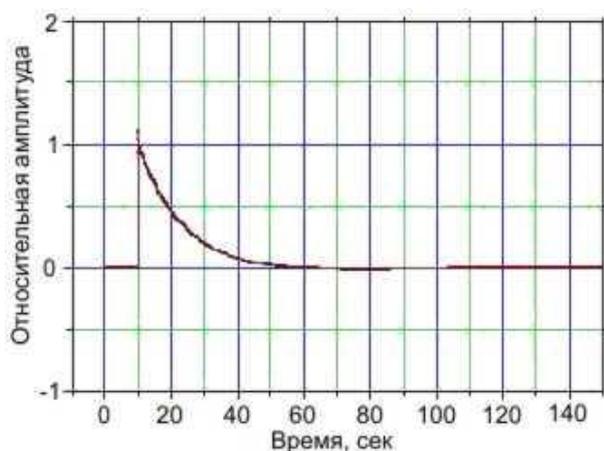
$$a_2 = \frac{\tan\left(15 \cdot 10^{-1} \cdot \frac{\lambda \gamma}{h \rho c_p l_0}\right) - 1}{C_0}$$

$$a_3 = \frac{1 + \tan\left(15 \cdot 10^{-1} \cdot \frac{\lambda \gamma}{h \rho c_p l_0}\right)}{C_0} \quad (15) - (18)$$

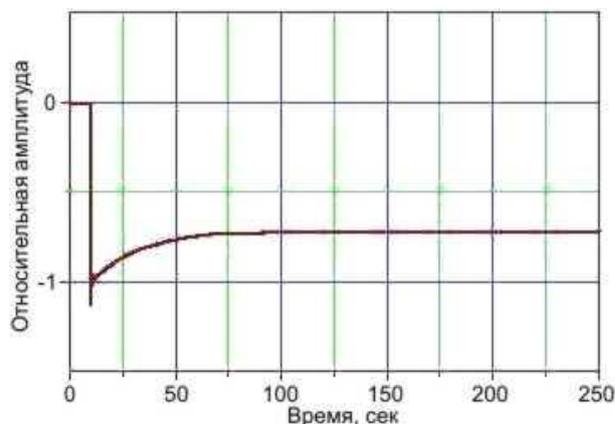
$$a_4 = -\frac{2}{C_0}$$

$$a_5 = -a_2 = \frac{1 - \tan\left(15 \cdot 10^{-1} \cdot \frac{\lambda \gamma}{h \rho c_p l_0}\right)}{C_0}$$

Уравнение (13) позволяет легко вычислить импульсный отклик микробарометра MB2000 на изменение объема в виде ступенеобразной функции. На рисунках 4а и 4б показана форма отклика для отфильтрованного и открытого выхода, соответственно. При моделировании полагалось, что  $\omega_1 = 2\pi \cdot 0.005 \text{ Hz}$  и  $\omega_2 = 2\pi \cdot 0.007 \text{ Hz}$



а – фильтрованного канала



б – открытого канала с учётом колебательных процессов, описанных уравнением (2)

Рисунок 4. Вычисленный отклик микробарометра MB2000 на "ступеньку" давления для канала

Рисунки 3а, 4а и 3б, 4б достаточно похожи. Это означает, что примененный метод моделирования АЧХ канала достаточно хорошо отражает поведение реального микробарометра MB2000 в процессе калибровки. Необходимо отметить, что, без учета передаточной функции, описываемой уравнением (2), отклик открытого выхода микробарометра должен был бы иметь форму, приведенную на рисунке 5.

Значительное различие между схожими формами отклика, приведенными на рисунках 3б (эксперимент) и 4б (расчет) относительно рисунка 5 показывает, что термодинамический эффект внутри калибровочного объема необходимо принимать во внимание. Следовательно, конструкция калибровочного объема должна быть выполнена таким образом, чтобы минимизировать искажения, вызванные термодинамическим эффектом. Наиболее простой способ оценки потенциального влияния неправильной конструкции (термоизоляции) калибровочного объема – это вычисление АЧХ отфильтрованного выхода микробарометра, основанное на Фурье-анализе временного отклика на «ступеньку» изменения объема. Традиционный подход состоит в вычислении спектрального отношения между выходным и входным сигналами, так как это обычно делают для оценки частотных характеристик. На рисунке 6 приведены две частотные характеристики, полученные расчетом с использованием двух различных наборов значений  $\omega_1$  и  $\omega_2$ .

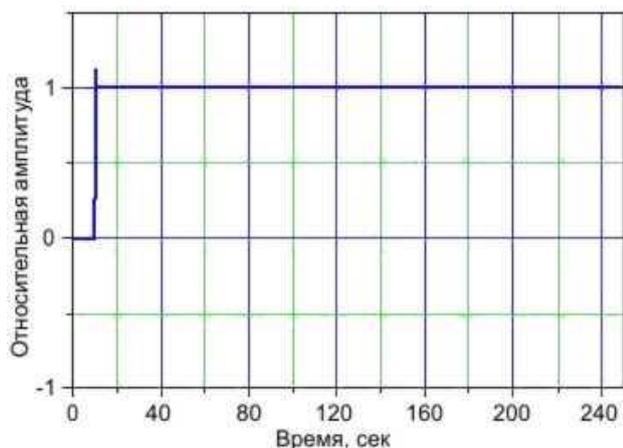
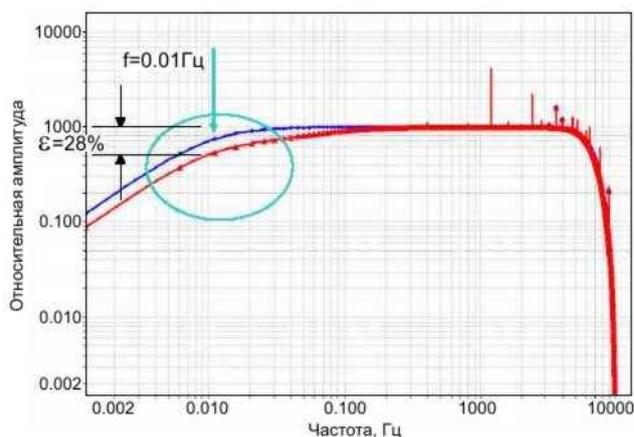


Рисунок 5. Вычисленный отклик открытого канала MB2000 на "ступеньку" давления без учета колебательных процессов, описанных уравнением (2)



Кривые: голубой цвет -  $\omega_1=0.0314$  рад/сек и  $\omega_2=0.044$  рад/сек; красный цвет -  $\omega_1=0.314$  рад/сек и  $\omega_2=0.44$  рад/сек.

Рисунок 8. Нормированная частотная характеристика фильтрованного канала MB2000 при двух вариантах значений  $\omega_1$  и  $\omega_2$ .

Синяя кривая получена с использованием частот, взятых для вычисления отклика, представленного на рисунке 4а. Эта кривая вполне соответствует номинальной АЧХ микробарометра MB2000. Кривая красного цвета является результатом оценок, сделанных для неправильной конструкции калибровочного объема - с  $\omega_1$  и  $\omega_2$ , уменьшенными до 1/10 значений, использованных для вычисления синей кривой  $\omega_1 = 2\pi \cdot 0.05 \text{ Hz}$  и  $\omega_2 = 2\pi \cdot 0.07 \text{ Hz}$ .

Область наибольшего расхождения двух АЧХ выделена голубым эллипсом. Можно видеть, что вблизи нижней угловой частоты полосы пропускания канала, погрешность составляет приблизительно 28%, что значительно превышает требуемую точность калибровки. Резкие выбросы на частотах более 1 Гц свидетельствуют о том, что входной ступенчатый сигнал содержал компоненты на частотах выше Найквистовой частоты, которые из-за явления наложения частот попадали в рабочую полосу оценки АЧХ. Из рисунка 6 следует, что видимое искажение формы АЧХ микробарометра может потенциально являться не только результатом реальных изменений АЧХ датчика или АЦП, но и следствием неудовлетворительной термоизоляции калибровочной емкости.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При создании камеры для динамической калибровки микробарометров следует принимать во внимание термодинамический эффект, проходящий внутри замкнутого калибровочного объема. Этот эффект в данной работе описан посредством передаточной функции наведенных колебаний давления, вызванных малыми изменениями объема. Показано, что при использовании адиабатической ветви процесса требуется учитывать спад передаточной функции вблизи нижней границы полосы пропускания микробарометра MB2000.

Игнорирование термодинамического эффекта процесса может вызвать искажение передаточной функции превышающее требуемую 5% точность калибровки (рисунок 6). Термоизоляция стенок калибровочной камеры или размещение камеры внутри дополнительного изолирующего объема является необходимым условием для удержания двух граничных угловых частот  $\omega_1$  и  $\omega_2$  вне рабочей полосы частот микробарометра. Объем калибровочной камеры равный ~75 литрам по экспериментальным оценкам является достаточным для исключения искажений АЧХ, хотя это справедливо только для условий термоизоляции калибровочного объема, описанных в данной работе.

*Благодарности.* Авторы выражают свою признательность операторам станции IS31-Актюбинск за техническую поддержку эксперимента по полевой калибровке в августе 2004 г., а также благодарят доктора Паолу Кампус (ОДВЗЯИ/МСМ) за тщательный просмотр статьи, ценные замечания и предложения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Kunakov, V Dynamic calibration of an Infrasound Data Acquisition System (MB2000 microbarometer and Aubrac digitizer) / V. Kunakov, P.Martysevich // Infrasound Technology.:Workshop, October 27 to 30, 2003, La Jolla, California, US. - [http://l2a.ucsd.edu/meeting/pdf/ITW\\_booklet.pdf](http://l2a.ucsd.edu/meeting/pdf/ITW_booklet.pdf)
2. Alcoverro, B. Infrasound sensor dynamic calibration device / B. Alcoverro // Infrasound Technology Workshop aila-Kona, Hawaii, 12-15 November, 2001. - [http://www.isla.hawaii.edu/assets/downloads/meeting\\_abstracts.pdf](http://www.isla.hawaii.edu/assets/downloads/meeting_abstracts.pdf)
3. Thermodynamics / Wark, Kenneth and Richards, Donald, 6th Ed. - McGraw-Hill, 1999.
4. Technical Manual of microbarometer MB2000. - Laboratoire de Gephysique, LDG France, December 1996.
5. Beauchamp, K. G. Signal processing / K. G. Beauchamp. - London: George Allen&Unwin LTD, 1973.
6. Kaiser, J. F. Design methods for sampled data filters / J. F. Kaiser // Proc.1st Annu. Allerton Conf. Circuit System heory, 1963. - P. 221 - 236.

### ХАЛЫҚАРАЛЫҚ МОНИТОРИНГ ЖҮЙЕСІНДЕ ҚОЛДАНЫЛАТЫН МИКРОБАРОМЕТРЛЕРДІҢ ДИНАМИКАЛЫҚ КАЛИБРЛЕУІНІҢ ТЕРМОДИНАМИКАЛЫҚ АСПЕКТТЕРІ

<sup>1)</sup>Старовойт Ю.О., <sup>2)</sup>Кунаков В.Г., <sup>1)</sup>Мартысевич П.Н.

<sup>1)</sup>Ядролық сынауларын бәрін сыйдыратын тыйым салу туралы шарты  
Ұйымының Мониторингтің халықаралық жүйесінің Бөлімі, Вена, Австрия

<sup>2)</sup>ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты, Қурчатов, Қазақстан

Айнымалы көлемі бар камерасын пайдалануындағы микробарометрдің динамикалық калибрлеу әдісі сипатталады. Әдістің физикалық негізін, жабық кеңістіктің ішінде өтетін термодинамикалық процесі, және камера кірісінде орнатылған поршеньнің қозғалысымен байланысқан көлем, қысым мен температура арасындағы тиісті қатынастары анықтайды. Бұл әдіс бұрында табысты қолданылатын [1, 2], бірақ, оның физикалық ерекшеліктерінің одан да толық талдауын өткізуі маңызды болып көрінеді. Мақалада, калибрлеу көлемінің ішіндегі термодинамикалық процесінің сипаттамасы берілген, термодинамиканы есепке алу қажеттілігі және оның калибрлеу нақтылығына ықпалы талқыланды.

**THERMODYNAMIC ASPECTS OF DYNAMICAL CALIBRATION  
OF MICROBAROMETERS USED FOR IMS APPLICATIONS**

<sup>1</sup>Yu. O. Starovoi, <sup>2</sup>V.G. Kunakov, <sup>1</sup>P. N. Martysevich

<sup>1</sup>*International Monitoring System Division (IMS), Comprehensive Nuclear Test-ban-Treaty Organizatio, Vienna, Austria*

<sup>2</sup>*Institute of Geophysical Research of NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

This paper describes the method of dynamical calibration of a microbarometer using the chamber with variable volume. The physics of this method is based on the thermodynamic process occurring inside the closed volume and on the corresponding relationships between pressure, volume and temperature changes caused by the movement of the piston attached to the inlet of the chamber. The method has been already used in several applications [1, 2], however we consider essential to analyze its physical details. The paper gives the description of thermodynamic processes inside the calibration volume, the discussion of thermodynamics need and its effect on the calibration accuracy.

УДК 551.596

## АКУСТИЧЕСКОЕ ПОЛЕ НА ЗЕМЛЕ ПРИ ВЗРЫВЕ РАКЕТЫ-НОСИТЕЛЯ

Дробжева Я.В., Краснов В.М., Маслов А.Н.

Институт ионосферы, Алматы, Казахстан

Представлена модель, описывающая распространение акустических импульсов, генерируемых взрывом ракеты-носителя (РН) на активном участке траектории, через атмосферу вниз до поверхности Земли. Расчеты параметров акустического поля на земной поверхности вдоль траектории полета РН проведены для высот полета РН 2,8 - 92,3 км и мощности взрыва 0,001 - 0,5 тонн ТНТ. Показано, что инфразвуковое сопровождение полета РН с целью регистрации взрыва возможно только до высот около 70 км, при этом измерительный пункт должен находиться на расстоянии, не превышающем 120 км от места старта.

При запусках космических аппаратов с космодрома Байконур случаются нештатные ситуации. Так, например, 5 июля и 27 октября 1999 г. аварии ракет-носителей (РН) «Протон» на активном участке траекторий полета привели к распылению в атмосфере токсичных компонент ракетного топлива, и, соответственно, к экологическому загрязнению среды [1]. Одной из причин аварий может быть взрыв РН. Установление факта взрыва РН на активном участке траектории и оценка мощности взрыва важны для оценки объема выброса токсичного топлива в атмосферу. Общепринятым методом регистрации наземных и высотных взрывов является инфразвуковой, используемый, в частности, Международной системой мониторинга ядерных испытаний в рамках Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. Представляет интерес использование инфразвуковых измерений для сопровождения запуска РН с космодрома Байконур. Для оптимального выбора пунктов измерений на земле необходимо заранее знать величины акустического поля в различных аварийных ситуациях. В [2] приведены разработанные теория и физическая модель, позволяющая проводить такие расчеты адекватно эксперименту. Целью настоящей работы является оценка величины акустического поля на Земле для различных положений РН на траектории полета и различных значений мощности взрыва с использованием разработанной физической модели.

## ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ

Для решения поставленной задачи использовано уравнение (1), полученное на основе решения системы гидродинамических уравнений. Данное уравнение полностью описывает распространение акустических волн в неоднородной атмосфере с учетом поглощения, нелинейных эффектов и геометрической расходимости волнового фронта [2]:

$$U(z, t_p) = \frac{1}{2q\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} U_{in}(0, t') \exp\left\{-\frac{t-t'^2}{4q^2}\right\} dt', \quad (1)$$

где

$$t_p = t + \int \frac{f(z)}{c} dz, \quad (2)$$

и

$$q^2 = \int \frac{b}{2\rho_0 c^3} dz.$$

Начальная функция  $U_{in}$  подынтегрального выражения на начальной высоте  $z_{in}$  может быть получена из начального профиля скорости и уравнения для скорости движения гидродинамических частиц

$$v = \frac{b}{\varepsilon c \rho_0} \frac{\partial}{\partial t} (\ln U) \quad (3)$$

в виде

$$\ln U_{in} = \frac{\varepsilon c \rho_0}{b} \int v_{in} dt.$$

На основе приведенного решения разработана численная модель распространения акустических волн вниз от высот атмосферы до поверхности Земли от взрыва ракеты-носителя (РН). Найденные решения не ограничены приближением геометрической акустики и позволяют рассчитывать параметры акустического импульса, когда его пространственные размеры соизмеримы или больше вертикальных масштабов изменения фоновых параметров атмосферы. Кроме того, созданная модель разработана на основе модели распространения акусти-

ческого импульса в атмосфере от наземного химического взрыва, которая, в свою очередь, была протестирована на калибровочном наземном химическом взрыве и показала, что ошибки расчетов не превышают 10% [2].

Модель и созданный соответствующий комплекс программ описывают следующие явления:

- процесс генерации акустического импульса взрывом РН в атмосфере;
  - наклонное распространение акустического импульса вниз через реальную атмосферу;
- Разработанная программа включает в себя комплекс подпрограмм, обеспечивающих расчет:
- высотных профилей параметров атмосферы (с использованием модели атмосферы MSIS-90 [3]);
  - профиля ветра вдоль траектории акустического луча (с использованием модели ветра HWM-96 [4]);
  - генерации акустического импульса взрывом РН;
  - распространения акустического импульса от места взрыва до поверхности Земли через атмосферу.

Для определения возмущения давления на фронте ударной волны сосредоточенного заряда (сферическая симметрия), возникающего при взрыве, использована эмпирическая формула для сферического взрыва заряда тротила в свободном пространстве [5]:

$$\frac{\Delta p_u}{P_0} = \frac{0.21}{R_2} + \frac{0.21}{R_2^2} + \frac{0.15}{R_2^3}, \quad (4)$$

где  $\Delta p_u$  - пик давления (возмущение давления);  $P_0$  - атмосферное давление в месте взрыва;  $R_2 = r/\Lambda$  - безразмерная величина;  $\Lambda = (E/P_0)^{1/3}$  - масштаб сферического взрыва;  $E$  - энергия, выделенная при взрыве ( $E = 4.15 \cdot 10^{12}$  Дж при взрыве 1кт заряда ТНТ).

По мере распространения сферической ударной волны от центра взрыва ее скорость достигает скорости звука в атмосфере при  $R_2 = 12.04$ , а время распространения ударной волны от центра взрыва до  $R_2$  может быть получено из выражения [5]:

$$t_0 = 9.526\Lambda\sqrt{\rho_0/P_0}.$$

Акустический волновой фронт от наземного химического взрыва может быть представлен в форме расширяющейся сферы. При расчете начального количества движения фазы сжатия для  $\gamma=1.4$  использована формула Майлса [6]:

$$S_u = 3.691 \cdot 10^{-3} P_0 \Lambda / c. \quad (5)$$

С использованием (4) и (5) рассчитана длительность фазы сжатия акустического импульса.

Для описания начальной формы акустического импульса (на границе перехода ударной волны в акустическую), генерированного взрывом, состоящей из фазы сжатия и фазы разрежения, использовано выражение [7]:

$$\begin{cases} P'(t) = \Delta p_u \left(1 - t/t_u\right) \left(1 - t/\tau_g\right) \left(1 - t/\tau_g\right)^2 \rightarrow 0 \leq t \leq 0.4\tau_g, \\ P'(t) = kt + d \rightarrow 0.4\tau_g \leq t \leq \tau_s, \\ P'(t) = 0 \rightarrow t > \tau_s, \end{cases} \quad (6)$$

где  $t_u$  - длительность фазы сжатия;  $\tau_g$  - общая длительность импульса;  $\tau_s$  - время, для которого площадь волны разрежения становится равной площади волны сжатия,  $d = P'(0.4\tau_g) - 0.4k\tau_g$ , и  $k = \partial P' / \partial t$ , когда  $t = 0.4\tau_g$ .

Сопоставление расчетов с экспериментом показало, что выражение (6) позволяет адекватно воспроизвести временную форму начального акустического импульса.

Необходимо отметить, что формулы (4) и (5) справедливы для случая однородной атмосферы, поэтому чтобы скорректировать давление  $\Delta p_u$  и длительность  $t_u$  на начальном фронте волны при переходе от однородной к неоднородной атмосфере для различных углов выхода акустического луча, получены выражения на основе закона сохранения количества движения для неоднородной атмосферы [2]:

$$\Delta p_f = \Delta p_u \left( \frac{\rho_{0f}}{\rho_{0u}} \right)^{1/2} \frac{c_f}{c_u}, \quad t_f = t_u (c_u / c_f), \quad (7)$$

где индекс f обозначает параметры акустического импульса на начальном фронте волны для различных углов выхода акустического луча.

Выражение, описывающее закон сохранения площади акустического импульса, распространяющегося в неоднородной атмосфере для сферического источника:

$$I_v = I_{v*} \left( \frac{\rho_{0*}}{\rho_0} \right)^{1/2} \frac{c_* L_*}{cL}, \quad (8)$$

где  $I_v = \int_{-\infty}^{\infty} v dt$ ;  $L_* / L$  - корректирующий множитель, учитывающий расходимость сферической волны;  $L$  - расстояние от взрыва.

Высотные профили атмосферы рассчитаны на основе модели нейтральной атмосферы MSIS-90, которая является эмпирической и использует в качестве входных параметров дату, время, координаты, средний за три месяца индекс солнечной активности  $F_{10.7A}$ , индекс солнечной активности за предыдущий день  $F_{10.7}$  и индекс геомагнитной активности  $A_p$ . Модель позволяет получить временные и пространственные зависимости параметров атмосферы для любой области земного шара. Для учета ветра использованы высотные профили ветра, полученные по модели NWM-96.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АКУСТИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ЗЕМЛЕ

На основе модельных расчетов исследовано акустическое поле на поверхности Земли, генерируемое взрывом РН, находящегося на различных высотах траектории полета, при вертикальном распространении акустического импульса от РН до земной поверхности. Расчеты проведены для различных мощностей взрыва и четырех сезонов запуска РН «Протон» с координатами запуска: 46.1 N; 63.0 E, координатами отделения 1-й ступени: 46.3 N; 63.5 E и координатами отделения 2-й ступени: 48.4 N; 70.2 E. Расчеты параметров акустического поля на Земле проведены для условий запуска РН: 20 февраля 1998, 09:40:00 UT,  $F_{10.7A} = 96$ ,  $A_p = 9$ ; 20 апреля 1998, 09:40:00 UT,  $F_{10.7A} = 95$ ,  $A_p = 9$ ; 20 июля 1998, 09:40:00 UT,  $F_{10.7A} = 107$ ,  $A_p = 3$  и 20 ноября 1998, 09:40:00 UT,  $F_{10.7A} = 131$ ,  $A_p = 10$ . На рисунке 1 приведена траектория полета РН «Протон» с азимутом запуска  $31.0^\circ$ , использованная при расчетах.

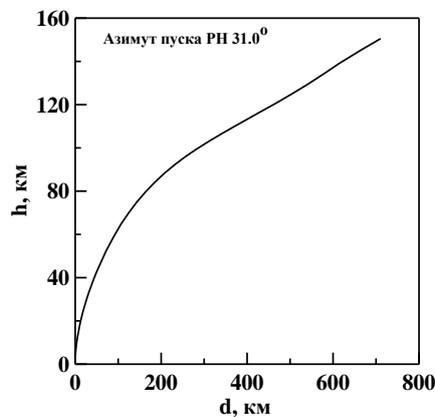


Рисунок 1. Траектория полета РН «Протон» с азимутом запуска  $31.0^\circ$  и наклоном траектории  $64.8^\circ$

На рисунке 2 представлены высотные профили плотности и скорости звука для четырех сезонов, использованные при расчетах акустического поля.

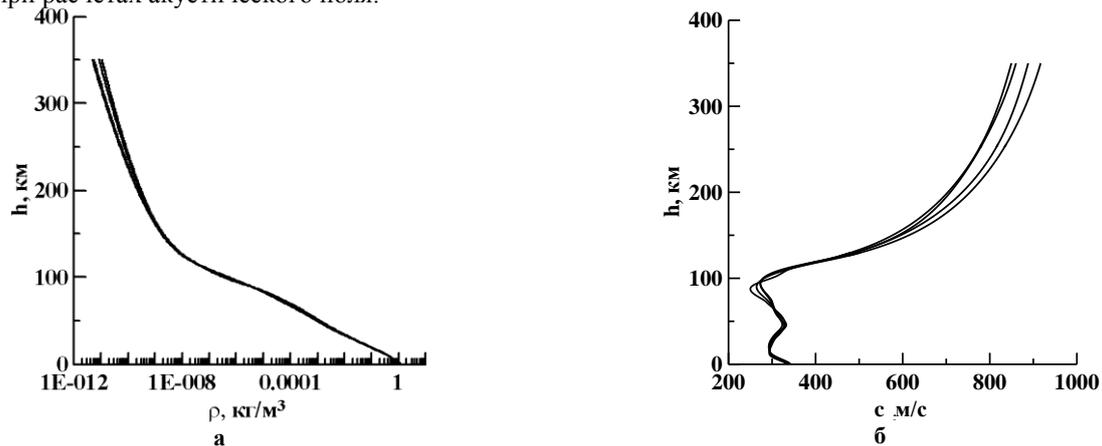


Рисунок 2. Высотные профили плотности (а) и скорости звука (б) атмосферы, рассчитанные по модели MSIS-90, для 20 февраля, 20 апреля, 20 июля и 20 ноября 1998 г.

Для акустического луча, распространяющегося вертикально вниз от места взрыва до поверхности Земли в описанных выше геофизических условиях, для координат и времени запуска РН «Протон» рассчитаны акустические импульсы на земной поверхности от взрывов РН, находящихся на различных высотах атмосферы вдоль траектории полета. На рисунке 3 в качестве примера приведена форма начального акустического импульса, рассчитанная вблизи РН и генерированная взрывом мощностью 1 кг, для высоты нахождения ракеты 2.8 км.

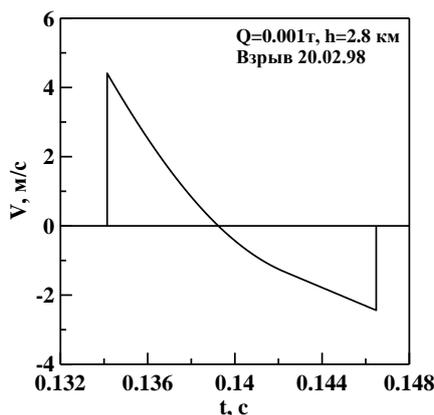


Рисунок 3. Форма начального акустического импульса, генерированного взрывом РН

На рисунке 4 даны расчетные зависимости величины максимума (амплитуды) акустического импульса, генерированного взрывами РН мощностью 0.001, 0.1 и 0.5 тонн (в тротиловом эквиваленте), на земной поверхности от расстояния от места пуска.

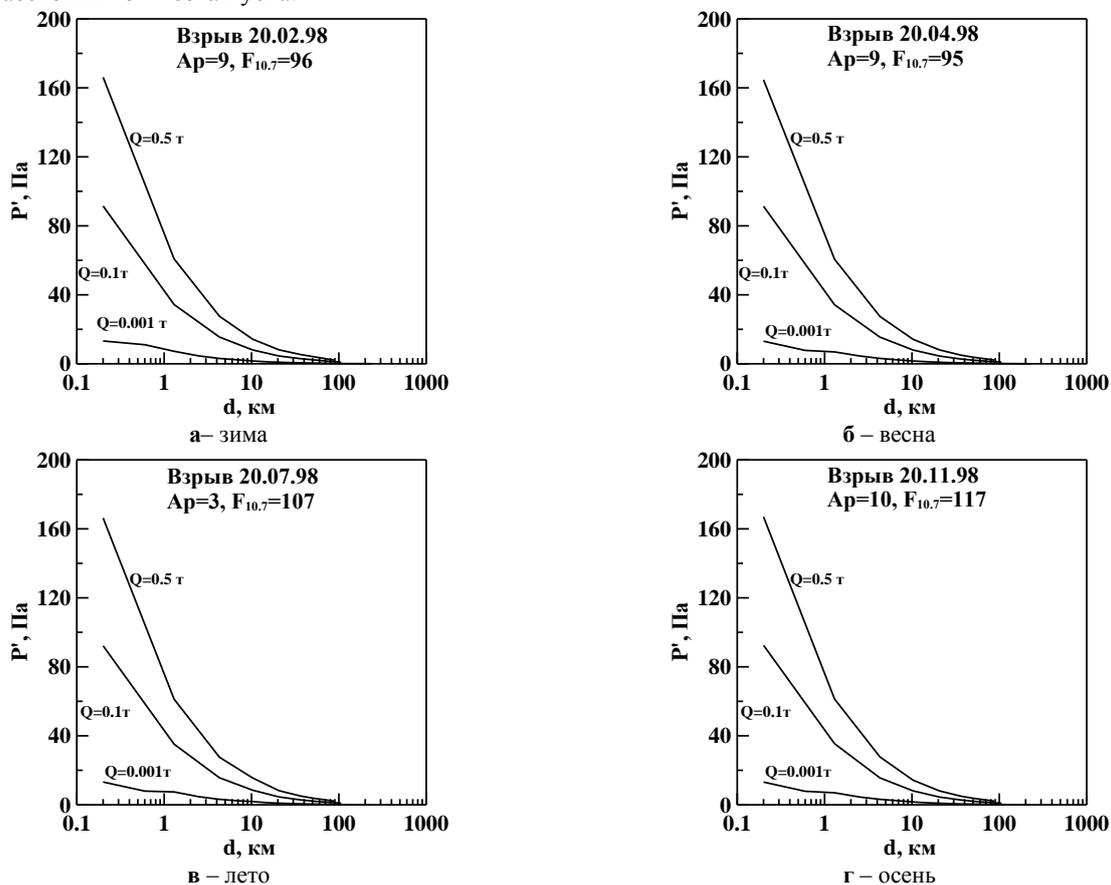


Рисунок 4. Изменение величины максимума акустического импульса на Земле с расстоянием  $d$  от места пуска РН для различных мощностей взрыва  $Q$  и сезонов запуска РН

Как следует из рисунка 4, наиболее быстрое уменьшение амплитуды акустического импульса происходит на первых 10 км от места пуска РН: в 8 раз для  $Q = 0,001$  т, в 11 раз для  $Q = 0,1$  т и в 12 раз для  $Q = 0,5$  тонн, что связано с тем, что РН на начальной траектории резко набирает высоту  $\sim 15$  км при незначительном отклонении от вертикали. На расстоянии от 10 км до 20 км ракета набирает меньшую высоту  $\sim 8$  км, и величина амплитуды уменьшается в 2 раза для всех мощностей взрыва. Затем амплитуда акустического импульса плавно уменьшается с увеличением горизонтального расстояния - примерно до 0.1 Па на расстоянии около 120 км при высоте полета ракеты около  $h=70$  км. Следует отметить, что амплитуда акустического импульса не имеет явной сезон-

ной зависимости в силу того, что высотные профили плотности атмосферы, скорости звука (рисунок 2), а также коэффициент поглощения атмосферы практически не зависят от сезона.

На рисунке 5 показано изменение длительности акустического импульса (расстояние между положительным и отрицательным максимумами), генерированного взрывами РН мощностью 0.001, 0.1 и 0.5 т TNT, в зависимости от расстояния до места пуска ( $d$ ) и сезона запуска РН. Из рисунка видно, что для заданного горизонтального расстояния от места взрыва длительность импульса на Земле увеличивается с увеличением мощности взрыва, но не превышает 1.6 с для рассчитанных мощностей.

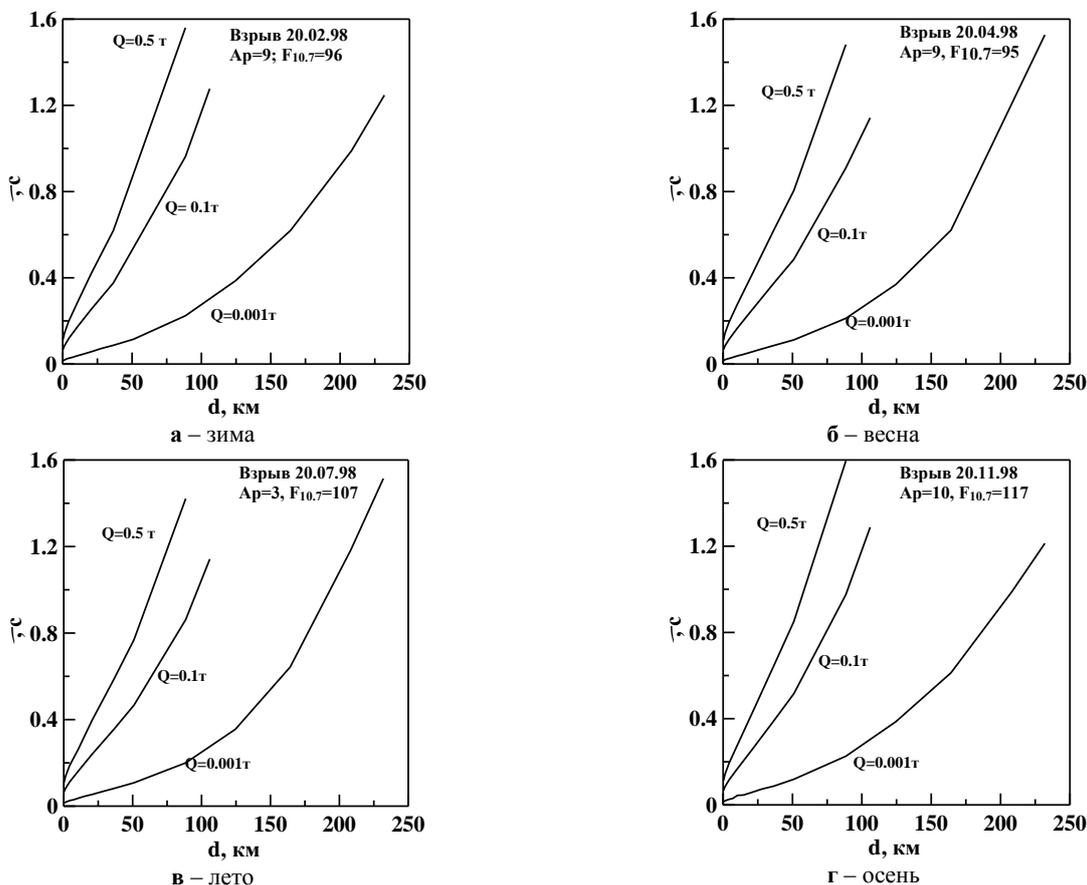


Рисунок 5. Изменение длительности акустического импульса с расстоянием от места пуска РН для различных мощностей взрыва  $Q$  и сезонов запуска РН

Наблюдается слабая зависимость длительности импульса от сезона запуска РН (рисунок 6).

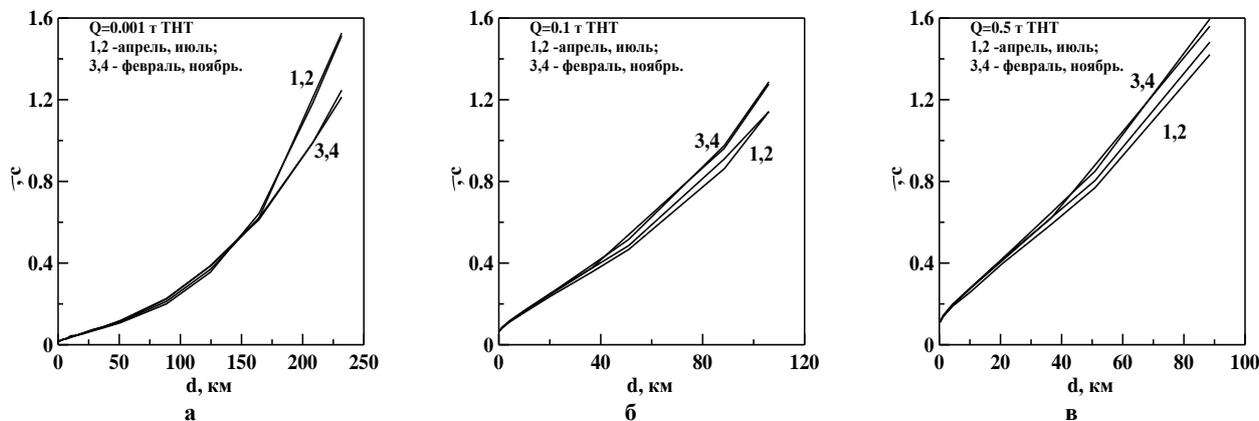


Рисунок 6. Зависимость длительности акустического импульса на земной поверхности от горизонтального расстояния до места взрыва ракеты для различных мощностей взрыва  $Q$  (кг TNT): а - 1; б - 100; в - 500

На рисунке 7 а, б, в представлены зависимости возмущения давления  $P'$  и длительности акустического импульса  $\tau$  на Земле и масштаба взрыва от мощности взрыва.

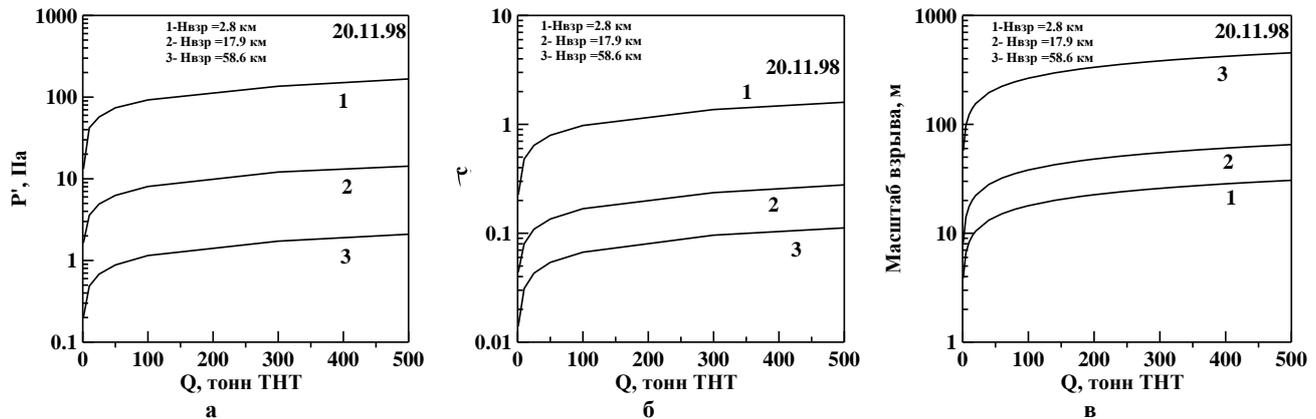


Рисунок 7. Изменение величины положительного максимума (а), длительности акустического импульса (б) и масштаба взрыва (в) с изменением мощности взрыва для трех его высот

Из рисунка 7 видно, что с увеличением мощности для каждой из высот взрыва наблюдается резкое увеличение возмущения давления и длительности акустического импульса приблизительно до  $Q=25$  кг, затем увеличение значений этих параметров с увеличением мощности взрыва происходит постепенно. Подобным образом ведут себя кривые зависимости масштаба взрыва от его мощности (рисунок 7 в), из чего можно сделать вывод, что причиной резкого скачка значений  $P'$  и  $\tau$  является масштаб взрыва. Кроме того, чем больше высота взрыва, тем меньше значения возмущения давления и длительности акустического импульса на земной поверхности. Это происходит потому, что акустический импульс, генерированный на большей высоте, проходит большее расстояние до поверхности Земли в атмосфере с увеличивающейся плотностью, и он сильнее поглощается по мере своего распространения. Из рисунка 7 в видно также, что чем больше высота взрыва, тем больше его масштаб, это обусловлено тем, что масштаб взрыва обратно пропорционален фоновой плотности атмосферы, которая с высотой уменьшается.

Следует отметить, что для мощности взрыва 1 кг TNT последняя высота взрыва, для которой проведены расчеты, составила 92.3 км, для 100 кг TNT – 64.6 км и для 500 кг TNT – 58.6 км. Эти ограничения обусловлены тем, что использованная модель позволяет делать расчеты, когда величина радиуса фронта ударной волны от взрыва не превышает величину высоты однородной атмосферы и приведенные выше граничные высоты, это последние высоты, когда данное условие соблюдается. Однако можно заметить, что амплитуда акустических импульсов, генерированных взрывами на этих высотах, на земной поверхности настолько мала, что не превышает величину шума.

Таким образом, разработана теория и физическая модель, позволяющие адекватно эксперименту проводить расчеты акустических полей на поверхности Земли, при взрыве РН на активном участке его траектории. Модельные расчеты позволили выявить следующие закономерности.

- Амплитуда поля резко убывает с расстоянием от места пуска и составляет величину порядка 0.1 Па на расстоянии около 120 км, при этом РН находится на высоте около 70 км. Амплитуда поля не имеет явной сезонной зависимости. Учитывая чувствительность измерений современных микробарографов (0.01 Па) инфразвуковое сопровождение полета РН оказывается возможным только до высоты около 70 км, при этом измерительный пункт должен находиться на расстоянии, не превышающем 120 км от места старта.
- Длительность акустического импульса, регистрируемого на Земле, увеличивается с увеличением мощности взрыва и превышает 1,6 с для взрывов мощностью от 0.001 до 0.5 т TNT. Длительность акустических импульсов соответствует возможностям их измерения (по частотным характеристикам) современными микробарографами.

Работа выполнена по Государственной программе «Развитие космической деятельности в Республике Казахстан на 2005-2007 годы» (контракт № 311 от 13.03.2006).

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Краснов, В.М. Некоторые аспекты последствий аварий ракеты-носителя «Протон» над территорией Казахстана / В.М.Краснов, Б.Т.Суйменбаев // Экологические системы и приборы, 2001. - № 2. – С. 8 - 11.
2. Drobzheva, Ya. V. The acoustic field in the atmosphere and ionosphere caused by a point explosion on the ground/ Ya.V.Drobzheva, V.M. Krasnov //J. Atmos. and Solar-Terr. Phys., 2003. - Vol. 65, Issue 3. - P. 369 - 377.
3. Hedin, A.E. Extension of the MSIS thermospheric model into the middle and lower atmosphere/ A.E. Hedin //J. Geophys. Res., 1991. - A96. - P. 1159 - 1172.
4. Hedin, A.E. Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere/ A.E. Hedin [at all] //J. Geophys. Res., 1996. - Vol. 58. - P. 1421 - 1447.
5. Коробейников, В.П. Задачи теории точечного взрыва/ В.П. Коробейников, М., 1986 - 400 с.
6. Miles, J.W. Decay of spherical blast waves/ J.W. Miles //Phys. Fluids, 1967. - Vol. 10, № 12. - P. 2706 - 2708.
7. Drobzheva, Ya.V. Initial signature of an acoustic impulse and the model of its vertical-oblique propagation in the atmosphere (on the basis of results of Mill Race explosion)/ Ya.V. Drobzheva, V.M. Krasnov //Acoustical Physics, 1999. - Vol. 45, № 2. - P. 190 - 195.

**ЖЕТКІЗГІШ РАКЕТА ЖАРЫЛУЫНДА ЖЕРДЕГІ АКУСТИКАЛЫҚ ӨРІСІ**

**Дробжева Я.В., Краснов В.М., Маслов А.Н.**

*Ионосфера институты, Алматы, Қазақстан*

Жеткізгіш ракета (ЖР) жарылуымен, траекториясының белсенді бөлкікшесінде, өндірілетін акустикалық импульстердің атмосфера арқылы төмен, Жер бетіне дейін таралуын сипаттайтын моделі ұсынылған. ЖР ұшу траекториясы бойынша жер бетіндегі акустикалық өрісінің параметрлері ЖР ұшуының 2,8 - 92,3 км. биіктіктеріне және жарылыс қуатының 0,001- 0,5 тонн TNT үшін есептелген. Жарылысты тіркеу мақсатында ЖР ұшуының инфрадыбысты ілесуі тек қана 70 км. шамасындағы биіктікке дейін мүмкіндігі көрсетілген, сонымен бірге, өлшеуіш орны сәреден 120 км. аспайтын қашықтығында болуы тиісті

**ACOUSTIC FIELD GENERATED BY FLIGHT OF ROCKET AT THE EARTH SURFACE**

**Ya.V. Drobzheva, V.M. Krasnov, A.N. Maslov**

*Institute of Ionosphere, Almaty, Kazakhstan*

In this paper we present a model, which describes the propagation of acoustic impulses produced by explosion of carrier rocket (CR) at the active part of trajectory, down through the atmosphere. Calculations of acoustic field parameters on the earth surface were made for altitudes of rocket flight from 2.8 to 92.3 km and yield of explosions from 0.001 to 0.5 t TNT. It was shown the infrasound accompaniment of rocket flight with the goal to register the explosion it is possible only for an altitude about 70 km. For this case, test set should be situated at the distance not exceeding 120 km from the starting place.

УДК 551.596

## ПОЛЕ ИНФРАЗВУКОВОЙ ВОЛНЫ НА ЗЕМЛЕ ОТ УДАРНОЙ ВОЛНЫ, ГЕНЕРИРУЕМОЙ СВЕРХЗВУКОВЫМ ДВИЖЕНИЕМ РАКЕТЫ-НОСИТЕЛЯ

Дробжева Я.В., Краснов В.М.

*Институт ионосферы, Алматы, Казахстан*

Развита физическая модель, позволяющая рассчитывать поле инфразвуковой волны на Земле от ударной волны, генерируемой сверхзвуковым движением ракеты-носителя (РН). Для космодрома Байконур показано, что ближайшее горизонтальное расстояние до места от старта РН, до которого дойдет инфразвук, генерированный полетом РН со сверхзвуковой скоростью, составляет 56 км. Амплитуда акустического импульса падает в 5 раз на расстоянии 600 км. Длительность акустического импульса на этом расстоянии увеличивается от полутора до трех секунд. Величина параметров акустического поля на земной поверхности практически не зависит от сезона запуска РН.

Определение отличительных признаков инфразвуковых сигналов от ракет и особенностей их распространения через атмосферу вниз до поверхности Земли, помимо фундаментального имеет практическое значение. В частности, это важно для достоверного обнаружения и идентификации несанкционированных ядерных испытаний казахстанскими станциями инфразвукового мониторинга. Кроме того, результаты такого исследования необходимы для изучения влияния инфразвукового излучения на жителей областей, над которыми проходят траектории полета ракет-носителей (РН).

Активный участок траектории полета ракеты-носителя имеет размеры порядка тысячи километров, при этом пуск ракет-носителей с космодрома Байконур осуществляется по различным азимутам (рисунок 1). В результате, участок территории Казахстана размерами в тысячи квадратных километров может быть подвержен воздействию инфразвукового излучения от ракет-носителей.

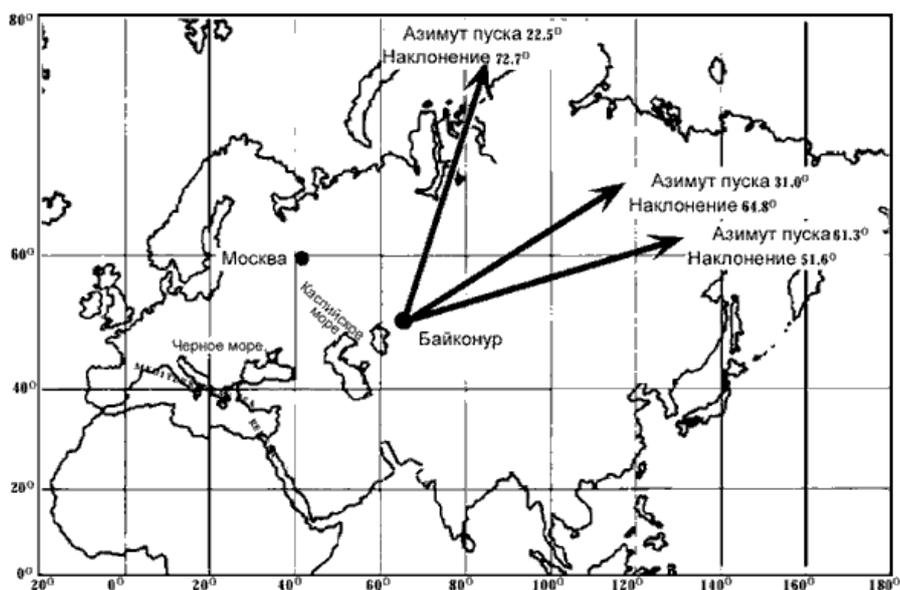


Рисунок 1. Трассы полета ракет-носителей с космодрома Байконур

Заранее очевидно, что провести дорогостоящие инфразвуковые измерения на столь огромной территории, практически, невозможно, учитывая также труднодоступность отдельных участков местности. В этой ситуации имеется только один выход – создание адекватной эксперименту физической модели расчета акустических полей, ее тестирование по измерениям в отдельных пунктах Казахстана и получение окончательных выводов на основе модельных расчетов.

Целью настоящей работы явилось развитие физической модели, позволяющей рассчитывать поле инфразвуковой волны на земле от ударной волны, генерируемой сверхзвуковым движением ракеты-носителя, а также проведение расчетов параметров инфразвукового поля для условий полета ракет-носителей, стартовавших с космодрома Байконур.

Модель, описывающая распространение акустического импульса в неоднородной атмосфере от точечного источника с учетом нелинейных процессов, поглощения и расширения волнового фронта подробно описана в [1]. На ее основе разработана модель распространения акустического импульса через атмосферу вниз до земной поверхности от ракеты-носителя, движущегося со сверхзвуковой скоростью.

Для определения начального возмущения давления на границе перехода ударной волны в акустическую, использовано выражение [2]

$$\frac{\Delta p_u}{P_0} = \frac{k_2 \sqrt{\cos \theta}}{\sqrt{R_2} \sqrt{\sqrt{R_2} - 0.7}}, \quad (1)$$

где  $\Delta p_u$  - избыточное давление;  $R_2 = r/\Lambda$  - безразмерный радиус ударной волны;  $\Lambda = M_a d_r$  - масштаб цилиндрического взрыва для тел с полусферической головкой в воздухе;  $d_r$  - диаметр ракеты;  $M_a = V_r/c_0$  - число Маха;  $V_r$  - скорость ракеты;  $r$  - радиус фронта волны;  $c_0$  - скорость звука на высоте нахождения РН;  $P_0$  - окружающее атмосферное давление;  $k_2=0.4$  - асимптотический коэффициент для слабых ударных волн цилиндрической симметрии; индекс «и» относится к величинам для однородной атмосферы.

Длительность положительной фазы сжатия рассчитана по формуле [2]

$$t_u = \Lambda \left( \frac{\gamma+1}{\gamma} \right) k_2 \sqrt{\sqrt{R_2} - 0.7} / 2c_0 \sqrt{\cos \theta}, \quad (2)$$

где  $\theta = \arcsin \frac{c_0}{V_r}$  - угол между фронтом ударной волны и осью симметрии;  $\gamma=1.4$  - отношение теплоемкостей воздуха при постоянном давлении и объеме в атмосфере.

Таким образом, были определены амплитуда и длительность фазы сжатия начального акустического импульса для расстояния ( $R_2$ ) от места нахождения ракеты, где ударная волна становится слабой. Согласно [3] ударная волна становится слабой, когда  $c_0/D \approx 0.9$ , где  $D$  - скорость фронта ударной волны и этому значению

$c_0/D$  соответствует избыточное давление  $\frac{\Delta p_u}{P_0} = 0.27$ . Время распространения ударной волны от оси РН до  $R_2$ ,

рассчитано по формуле [3]

$$t_0 = \tau * t^0, \quad (3)$$

где  $t^0 = \Lambda * \sqrt{\frac{\rho_0}{P_0}}$  - динамическое время;  $\tau$  - безразмерная величина;  $\rho_0$  - плотность окружающей атмосферы.

Для  $R_2 = 2.5$  значение  $\tau = 2.2$  [13].

Для описания временной формы начального импульса использовалось выражение [4]:

$$\begin{cases} P'(t) = \Delta p_u \left( 1 - t/t_u \right) \left( 1 - t/\tau_g \right) \left( 1 - t/\tau_g \right)^2 \rightarrow 0 \leq t \leq 0.4\tau_g, \\ P'(t) = kt + d \rightarrow 0.4\tau_g \leq t \leq \tau_s, \\ P'(t) = 0 \rightarrow t > \tau_s, \end{cases} \quad (4)$$

где  $t_u$  - длительность фазы сжатия;  $\tau_g$  - общая длительность импульса;  $\tau_s$  - время, для которого площадь волны разрежения становится равной площади волны сжатия,  $d = P'(0.4\tau_g) - 0.4k\tau_g$ , и  $k = \partial P' / \partial t$ , когда  $t = 0.4\tau_g$ .

Как показало сопоставление расчетов с экспериментом, выражение (4) позволяет адекватно воспроизвести временную форму начального акустического импульса.

При пересчете давления  $\Delta p_u$  и длительности  $t_u$  для неоднородной атмосферы использовано выражение [1]

$$\Delta p_f = \Delta p_u \left( \frac{\rho_{0f}}{\rho_{0u}} \right)^{1/2} \frac{c_f}{c_u}, \quad t_f = t_u (c_u / c_f), \quad (7)$$

где индекс “f” обозначает параметры акустического импульса на начальном фронте волны при различных углах выхода акустического луча.

Для расчета характеристик акустических волн при их распространении от начального фронта вниз до земной поверхности использована формула [1]

$$U(z, t_p) = \frac{1}{2q\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} U_{in}(0, t') \exp \left\{ -\frac{t-t'^2}{4q^2} \right\} dt', \quad (8)$$

где

$$t_p = t + \int \frac{f(z)}{c} dz, \quad (9)$$

и

$$q^2 = \int \frac{b}{2\rho_0 c^3} dz.$$

Начальная функция  $U_{in}$  подынтегрального выражения на начальной высоте  $z_{in}$  может быть получена из начального профиля скорости и уравнения для скорости движения гидродинамических частиц

$$v = \frac{b}{\varepsilon c \rho_0} \frac{\partial}{\partial t} \ln U \quad (10)$$

в виде

$$\ln U_{in} = \frac{\varepsilon c \rho_0}{b} \int v_{in} dt.$$

При этом использовано также выражение, описывающее закон сохранения площади акустического импульса, распространяющегося в неоднородной атмосфере для цилиндрического источника [1]

$$I_v = I_{v*} \left( \frac{\rho_{0*}}{\rho_0} \right)^{1/2} \frac{c_* L_*}{c \sqrt{L}}, \quad (11)$$

где  $I_v = \int_{-\infty}^{\infty} v dt$ ;  $L_*/\sqrt{L}$  - корректирующий множитель, учитывающий расходимость цилиндрической волны;  $L$  - расстояние от оси «цилиндрического источника».

На основе описанной модели были проведены расчеты распространения акустических волн от РН «Протон» для условий запуска с космодрома «Байконур» 7 июля 2001 г. в 3 ч 47 мин. Траектория полета РН представлена на рисунке 2. Координаты запуска: 46.1 N; 63.0 E, координаты отделения 1-й ступени: 46.3 N; 63.5 E и координаты отделения 2-й ступени: 48.4 N; 70.2 E. Запуск был осуществлен при следующих геофизических условиях: индексы солнечной активности  $F_{10.7} = 116$ ,  $F_{10.7A} = 160$  и индекс геомагнитной активности  $A_p = 5$ . Для расчетов использовались высотные профили давления, плотности, температуры, вычисленные по модели MSIS-90 [5], и профиль ветра, рассчитанный по модели NWM-96 [6]. Кроме того, были проведены аналогичные расчеты для 7 апреля 2001 г. ( $F_{10.7} = 180$ ,  $F_{10.7A} = 167$  и  $A_p = 16$ ); 7 октября 2001 г. ( $F_{10.7} = 180$ ,  $F_{10.7A} = 180$  и  $A_p = 3$ ) и 7 февраля 2001 г. ( $F_{10.7} = 179$ ,  $F_{10.7A} = 173$  и  $A_p = 4.5$ ).

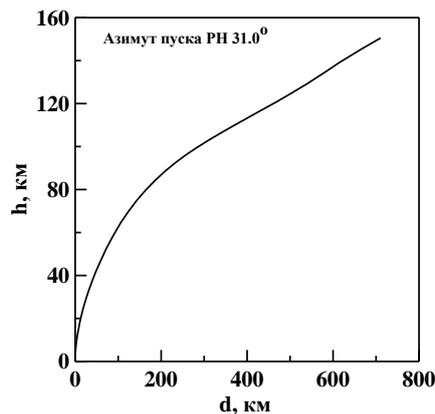


Рисунок 2. Траектория полета РН «Протон» с азимутом запуска  $31.0^\circ$  и наклоном траектории  $64.8^\circ$

Высотные профили плотности и скорости звука, использованные при расчетах акустического поля, для четырех месяцев показаны на рисунке 3.

ПОЛЕ ИНФРАЗВУКОВОЙ ВОЛНЫ НА ЗЕМЛЕ ОТ УДАРНОЙ ВОЛНЫ,  
ГЕНЕРИРУЕМОЙ СВЕРХЗВУКОВЫМ ДВИЖЕНИЕМ РАКЕТЫ-НОСИТЕЛЯ

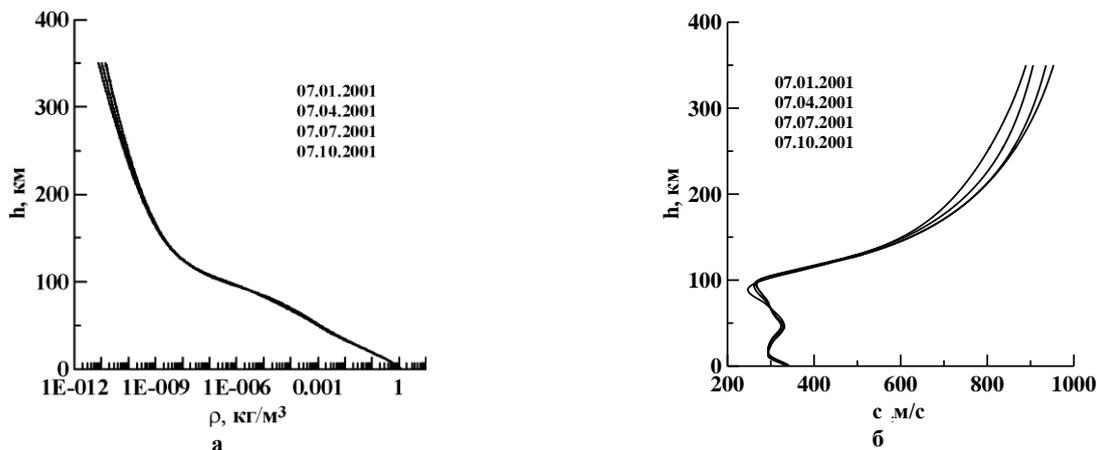


Рисунок 3. Высотные профили плотности (а) и скорости звука (б) атмосферы для четырех сезонов 2001 г., рассчитанные по модели MSIS-90

Расчеты акустических возмущений на земной поверхности, генерированных полетом РН со сверхзвуковой скоростью, проведены для различных высот нахождения РН вдоль траектории. Скорость РН рассчитывалась по данным о ее траектории полета. В таблице 1 для некоторых высот нахождения РН ( $h_r$ ) представлены: скорость ракеты ( $V_r$ ), число Маха ( $M_a$ ), масштаб цилиндрического взрыва ( $\Lambda$ ) и угол между фронтом ударной волны и осью, направленной вертикально вниз ( $\beta$ ).

Таблица 1. Характеристики запуска ракеты-носителя 7 июля 2001 г.

$h_r$ , км	$V_r$ , км/с	$M_a$	$\Lambda$ , м	$\beta$ , град.
21.8	0.818	2.8	20.6	60.0
58.6	1.817	5.8	43.1	30.0
88.4	2.340	8.8	65.4	16.5
102.9	2.811	9.7	72.0	12.8
139.0	4.289	7.5	55.0	15.0

В качестве примера на рисунке 4 приведена рассчитанная форма начального акустического импульса, генерированного ударной волной РН, для высоты нахождения РН 21.8 км. Акустическая волна начинает распространяться с высоты 21.77 км.

На рисунке 5 представлена траектория полета РН и указаны горизонтальные расстояния, на которые распространяется акустический луч, при различных высотах нахождения РН.

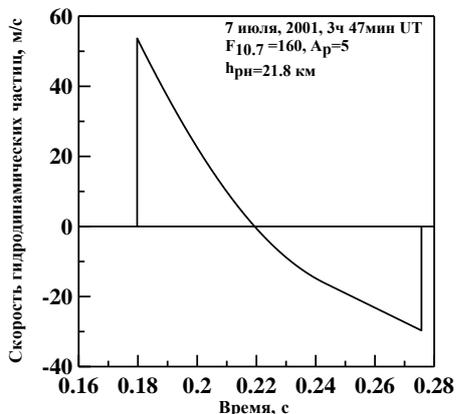
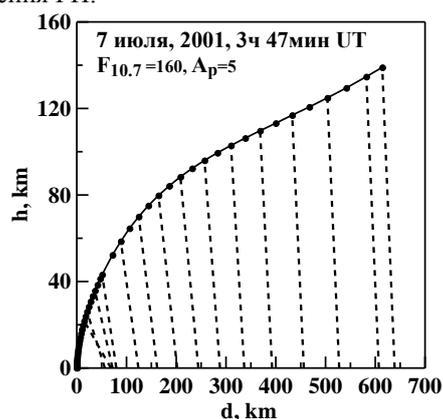


Рисунок 4. Форма начального акустического импульса, генерированного ударной волной от РН, находящегося на высоте 21.8 км



Линии: сплошная - часть траектории полета РН; штриховая - между точкой траектории РН и точкой на земной поверхности, до которой распространяется акустический луч

Рисунок 5. К результатам определения расстояния, на которое распространяется акустический луч при разных высотах нахождения ракеты-носителя

Из рисунка видно, что ближайшее горизонтальное расстояние от места старта РН, до которого дойдет инфразвук, генерированный полетом РН со сверхзвуковой скоростью, составляет 56 км. Эта величина обусловлена наклоном РН к вертикали при полете, а также углом между осью ракеты и фронтом ударной волны.

Расчетные зависимости величины максимума (амплитуды) и длительности акустического импульса (расстояние между положительным и отрицательным пиками), генерированного полетом РН со сверхзвуковой скоростью, на земной поверхности в зависимости от расстояния до места пуска, представлены на рисунке 6.

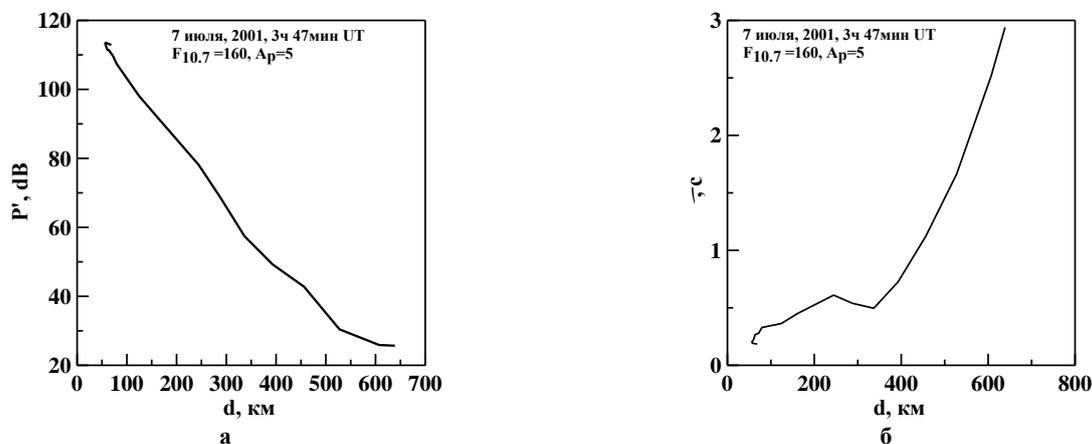


Рисунок 6. Расчетные зависимости амплитуды (а) и длительности (б) акустического импульса, генерированного полетом ракеты-носителя со сверхзвуковой скоростью, на земной поверхности в зависимости от расстояния до места пуска

Из рисунка 6 видно, что амплитуда акустического импульса уменьшается с расстоянием от места старта достаточно медленно. При этом величина ее падает в 5 раз на расстоянии 600 км, длительность импульса при том же самом расстоянии увеличивается от полутора секунд до трех. Следует отметить также, что величина параметров акустического поля на земной поверхности практически не зависит от сезона запуска РН. Последнее обстоятельство обусловлено тем, что профили атмосферы (рисунок 3) практически не зависят от сезона, во всяком случае, для тех высот, на которых проведено исследование генерации ударных волн полетом РН. По результатам расчетов, представленных на рисунке 6 а, возможно определять радиус зоны предельно допустимых уровней инфразвука. Так, например, для интенсивности инфразвука 60 дБ радиус зоны равен 300 км.

Таким образом, развита физическая модель и создан комплекс программ, позволяющий рассчитывать поле инфразвуковой волны, генерируемой ударной волной, для произвольного расстояния от места старта различных типов ракет и при конкретных геофизических условиях. К сожалению, из-за отсутствия экспериментальных данных, модельные расчеты пока не протестированы. Вместе с тем, модель распространения цилиндрических волн развита на основе модели для точечного источника, которая адекватна эксперименту, и это позволяет полагать, что полученные оценки верны.

*Работа выполнена по Государственной программе «Развитие космической деятельности в Республике Казахстан на 2005-2007 годы» (контракт № 311 от 13.03.2006).*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Drobzheva, Ya.V. The acoustic field in the atmosphere and ionosphere caused by a point explosion on the ground / Ya.V. Drobzheva, V. M. Krasnov // J. Atmos. and Solar. - Terr. Phys., 2003. - Vol. 65, Issue 3. - P. 369 -377.
2. Цикулин, М.А. Ударные волны при движении в атмосфере крупных метеоритных тел / М.А. Цикулин // М., 1969. - 47с.
3. Коробейников, В.П. Задачи теории точечного взрыва / В.П. Коробейников. - М., 1986. - 400 с.
4. Drobzheva, Ya.V. Initial signature of an acoustic impulse and the model of its vertical-oblique propagation in the atmosphere (on the basis of results of Mill Race explosion) / Ya.V. Drobzheva, V.M. Krasnov // Acoustical Physics, 1999. - Vol. 45, № 2. - P. 190 - 195.
5. Hedin, A.E. Extension of the MSIS thermospheric model into the middle and lower atmosphere / A.E. Hedin // J. Geophys. Res., 1991. - A96. - P. 1159 - 1172.
6. Hedin, A.E. Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere / A.E. Hedin [at all.] // J. Geophys. Res., 1996. - Vol. 58. - P. 1421 - 1447.

**ЖЕТКІЗГІШ РАКЕТАНЫҢ ДЫБЫСТАН АСҚАН ҚОЗҒАЛЫСЫМЕН ӨНДІРЕЛЕТІН СОҒҚЫ  
ТОЛҚЫННАН ПАЙДА БОЛАТЫН ЖЕРДЕГІ ИНФРАДЫБЫС ТОЛҚЫННЫҢ ӨРІСІ**

**Дробжева Я.В., Краснов В.М.**

*Ионосфера Институты, Алматы, Қазақстан*

Жеткізгіш ракетаның (ЖР) дыбыстан асқан қозғалысымен өндірілетін Жердегі инфрадыбыс толқынның өрісін есептеуіне мүмкіншілік беретін физикалық моделі жетілдірілген. Байқоңыр ғарышжайы үшін, дыбыстан асқан жылдамдылығымен ұшқан ЖР өндірілген инфрадыбыс, ұшу орнынан жететін жеріне ең жақын қашықтығы 56 км. құрайтыны көрсетілген. 600 км. қашықтығында акустикалық импульстің амплитудасы 5 есе төмендейді. Сол қашықтықта акустикалық импульстің ұзақтығы бір жарым секундтен үш секундке дейін көбееді. Жер бетіндегі акустикалық өрісінің параметрлері ЖР жебіруіндегі маусымына байланысты емес.

**FIELD OF INFRASOUND WAVE ON THE EARTH FROM BLAST WAVE,  
PRODUCED BY SUPERSONIC FLIGHT OF A ROCKET**

**Ya.V. Drobzheva, V.M. Krasnov**

*Institute of Ionosphere, Almaty, Kazakhstan*

It was developed a physical model, which allowed calculating a field of infrasound wave on the earth from blast wave, produced by supersonic flight of a rocket. For space launching site Baikonur it is shown that the nearest horizontal distance from launching site of rocket up to which arrive infrasound waves, produced by supersonic flight of a rocket, is 56 km. Amplitude of acoustic impulse decreases in 5 times on distance of 600 km. Duration of acoustic impulse increases from 1.5 to 3 s on the same distance. Values of acoustic field parameters on the earth surface, practically, do not depend from season of launching of rocket.

УДК 534.2:550.34

## ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГРУППЫ ФАКЕЛОВ СЖИГАНИЯ ПОПУТНОГО ГАЗА КАК УНИКАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА ИНФРАЗВУКА ПО ДАННЫМ СТАНЦИИ IS31-АКТЮБИНСК

<sup>1)</sup>Смирнов А.А., <sup>2)</sup>Дубровин В.И.

<sup>1)</sup>Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

<sup>2)</sup>Национальный технический университет, Алматы, Казахстан

С использованием десятимесячных наблюдений, зарегистрированных инфразвуковой станцией IS31-Актюбинск, установлена корреляция между регистрируемыми инфразвуковыми сигналами и режимом работы факелов сжигания попутного газа на месторождении Жанажол, расположенном на расстоянии 235 км к югу от станции. Полученный результат важен для распознавания инфразвуковых событий при составлении бюллетеня.

В мировой практике обработки данных, регистрируемых инфразвуковыми группами, стали широко применять метод РМСС (Progressive Multi-Chennel Correlation, Прогрессивной многоканальной корреляции). С марта 2005 г. данные инфразвуковой станции IS31-Актюбинск, входящей в международную систему мониторинга и расположенной в Западном Казахстане, поступают в Центр данных (г. Алматы) и также автоматически обрабатываются с использованием метода РМСС. Результаты представляются в форме бюллетеня инфразвуковых событий. Анализ распределения обнаруженных инфразвуковых событий по направлениям прихода сигналов позволил установить, что в районе расположения станции IS31-Актюбинск существует ряд постоянно действующих источников инфразвука (рисунок 1). Большинство из них являются карьерными взрывами, что подтверждено корреляцией инфразвуковых данных с сейсмическими, зарегистрированными сейсмическими станциям, расположенным в данном районе.

Использование космоснимков позволило установить следующие районы проведения взрывов, что соответствовало большей части азимутов прихода сигналов (рисунок 1):

- I – карьеры рудника Кемпирсай;
- II – два карьера;
- III – карьеры рудника Никельтау;
- IV – рудники Хромтау;
- V – поселок Алга.

Только для азимутов в секторах 185 – 190 и 285 - 335 град не обнаружено соответствующих карьеров, хотя по этим направлениям приходит подавляющее большинство инфразвуковых сигналов. Сигналы этих секторов имеют необычно большую длительность, регистрируется при благоприятных погодных условиях непрерывно в любое время суток, в любой день недели и года. Детальный анализ космоснимков показал, что в направлении 190 град на расстоянии 235 км от станции расположено нефтегазовое месторождение Жанажол (рисунок 2).

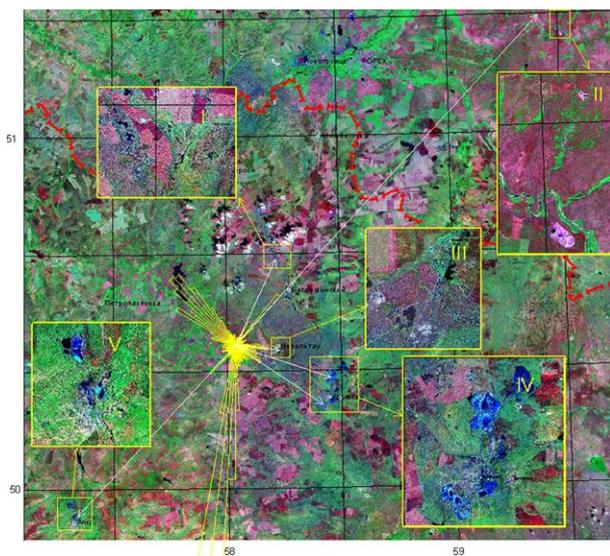


Рисунок 1. Сопоставление гистограммы азимутального распределения событий, регистрируемых IS31-Актюбинск с космическим снимком района расположения станции



Рисунок 2. Факелы сжигания попутного газа на месторождении Жанажол. Снимок из космоса

## ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГРУППЫ ФАКЕЛОВ СЖИГАНИЯ ПОПУТНОГО ГАЗА КАК УНИКАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА ИНФРАЗВУКА ПО ДАННЫМ СТАНЦИИ IS31-АКТЮБИНСК

В процессе добычи нефти на месторождении сжигается огромное количество попутного газа, что неизбежно должно приводить к генерации инфразвука. Сопоставление гистограммы азимутального распределения зарегистрированных за год событий с картой газовых месторождений западного Казахстана (рисунок 3) показало, что и второй веер максимумов в секторе 285 – 335 град соответствует направлению на оренбургскую группу газовых месторождений и месторождение Карачаганак.

Таким образом, предположение, что источником инфразвука могут являться факелы сжигания газа на нефтяных и газовых месторождениях, получило еще одно косвенное подтверждение. Была предпринята попытка локализовать источники с использованием данных сейсмической группы Акбулак по сейсмическим или обменным волнам в направлении от станции на месторождение Жанажол. Однако эта попытка не увенчалась успехом из-за незначительного сейсмического эффекта источника. Была изучена связь между какими-либо изменениями в режиме работы факелов и параметрами регистрируемых сигналов. Из [4], стало известно, что 5 октября 2005 г. был запущен в эксплуатацию новый газопровод Жанажол – КС-13. По сообщениям прессы ввод газопровода в эксплуатацию должен был привести к уменьшению объема сжигаемого попутного газа, что, в свою очередь, должно было привести к снижению общей мощности сжигаемого газа. Анализ амплитуд сигналов с 30 сентября по 10 октября 2005 г. показал, что с 5 октября дневные максимумы амплитуды регистрируемых сигналов упали почти вдвое (рисунок 4).

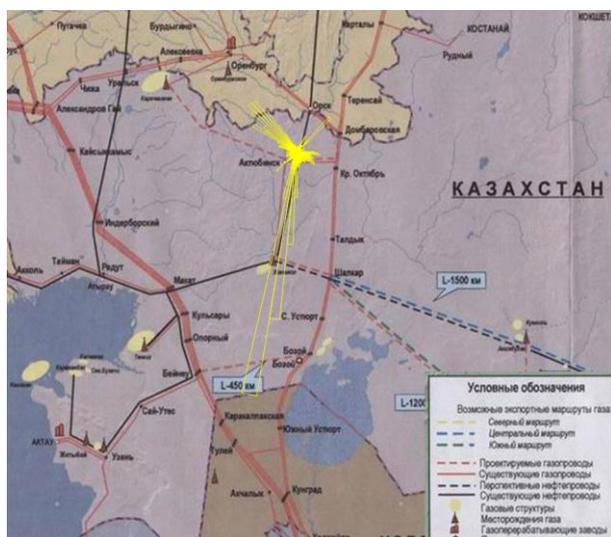


Рисунок 3. Сопоставление гистограммы азимутального распределения событий с картой газовых месторождений региона

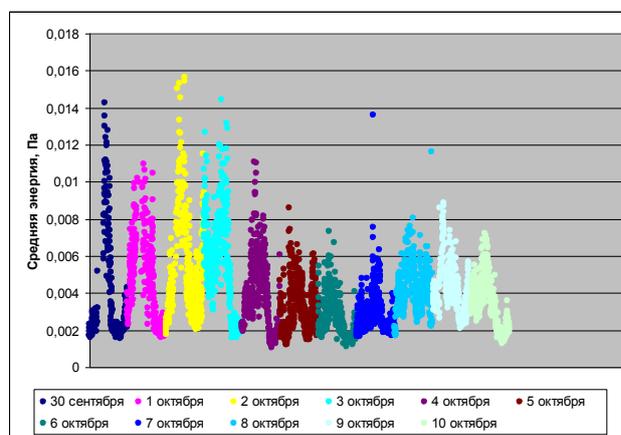


Рисунок 4. Амплитуда сигналов, зарегистрированных по направлению 185- 190 град за период с 30 сентября по 10 октября 2005 г.

Приведенный факт также является косвенным аргументом в пользу выдвинутой гипотезы о факелах попутного газа как источниках регистрируемых инфразвуковых сигналов. Далее был выполнен более детальный анализ событий за вторую половину 2005 г. и почти 5 месяцев 2006 г. На рисунке 5 приведены графики средних (за день) значений баказимута (сверху), кажущейся скорости (второй сверху) и средней амплитуды сигналов (третьей сверху). Внизу на рисунке дано дневное количество событий.

График изменения энергии показывает ряд скачков, в том числе 5 октября 2005 г. (287 день) - запуск в эксплуатацию нового газопровода Жанажол – КС-13. Однако уменьшение амплитуды регистрируемого сигнала может быть объяснено не только снижением мощности источника а, но, например, влиянием изменения состояния атмосферы на прохождение инфразвука. Поэтому работы по доказательству гипотезы необходимо продолжить. Наиболее надежным способом доказательства представляется установка дополнительно временной инфразвуковой группы и локализация источника по двум баказимутам - на станцию IS31-Актюбинск и на временную группу.

**ИДЕНТИФИКАЦИЯ ГРУППЫ ФАКЕЛОВ СЖИГАНИЯ ПОПУТНОГО ГАЗА  
КАК УНИКАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА ИНФРАЗВУКА ПО ДАННЫМ СТАНЦИИ IS31-АКТЮБИНСК**

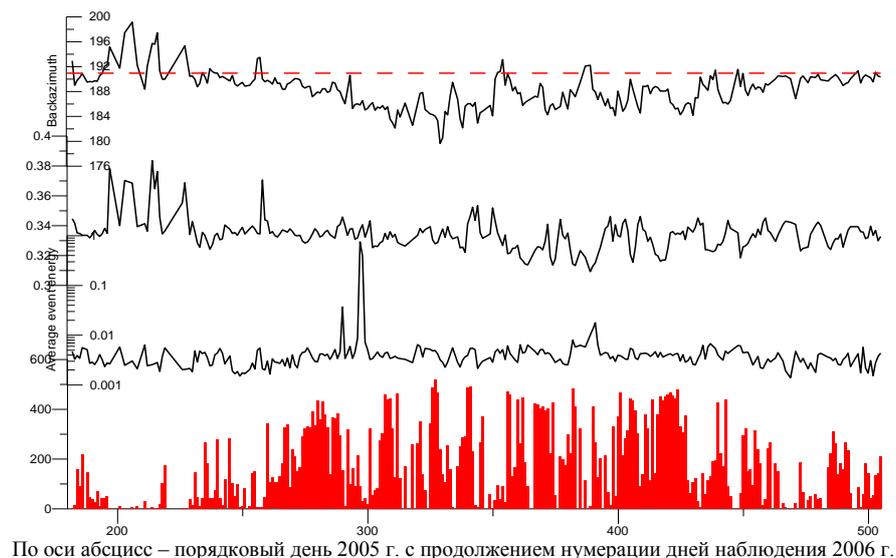


Рисунок 4. Характеристика сигналов с направления 185- 190 град за период с 30 сентября по 10 октября 2005 г.

Приведенное на рисунке 5 изменение параметров входящих сигналов показывает, что независимо от природы, источник является уникальным и требует выяснения влияния состояния атмосферы на прохождение инфразвука и определения достоверности данных инфразвуковой станции при решении задач мониторинга ядерных испытаний. Анализ графика баказимута показывает, что существует сезонный цикл ухода измеренного азимута от известного направления на источник (красный пунктир на рисунке 5), имеющий максимум в зимние месяцы. По графикам всех параметров можно выделить период, когда не происходило их резких изменений (примерно с 220 по 300 день). В районе 300 –го дня на графике амплитуд наблюдаются два значительных максимума. Сравнение полученных результатов с моделью изменения атмосферных параметров может дать объяснение этим фактам и получить важную информацию о точности локализации событий инфразвуковыми группами.

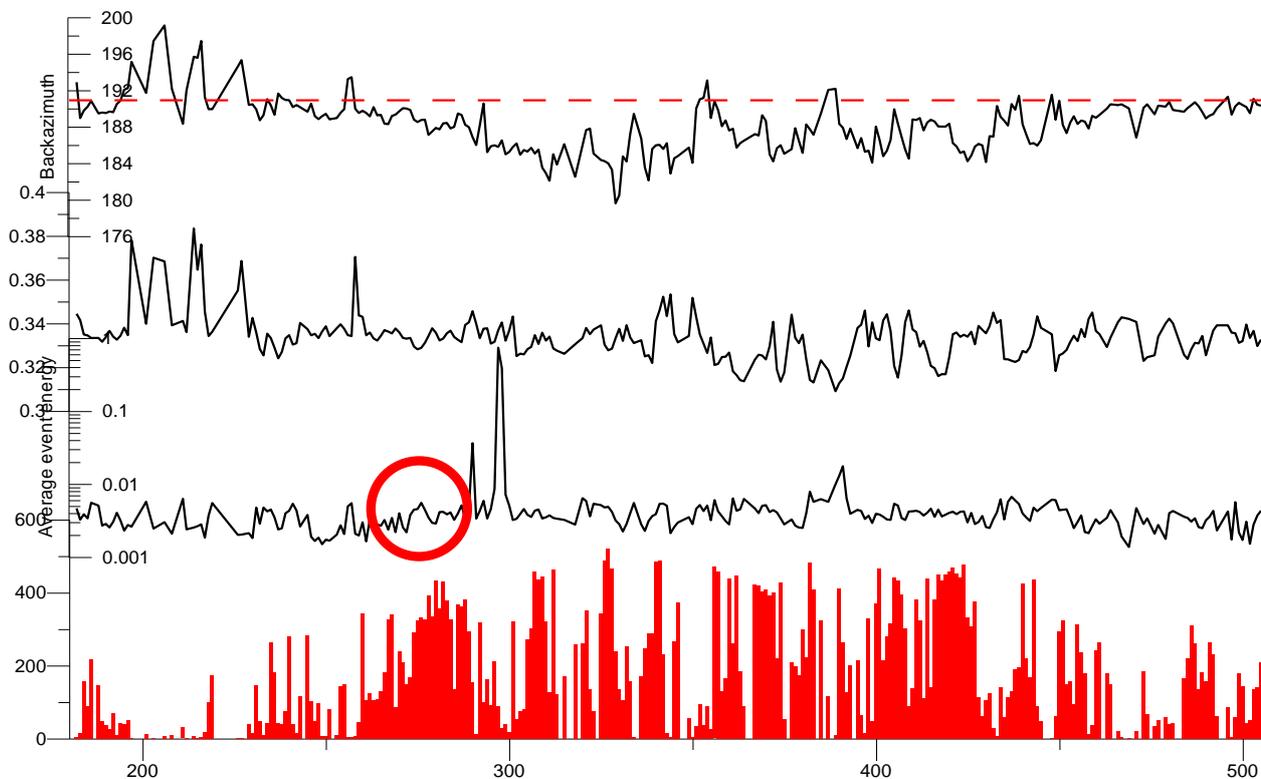
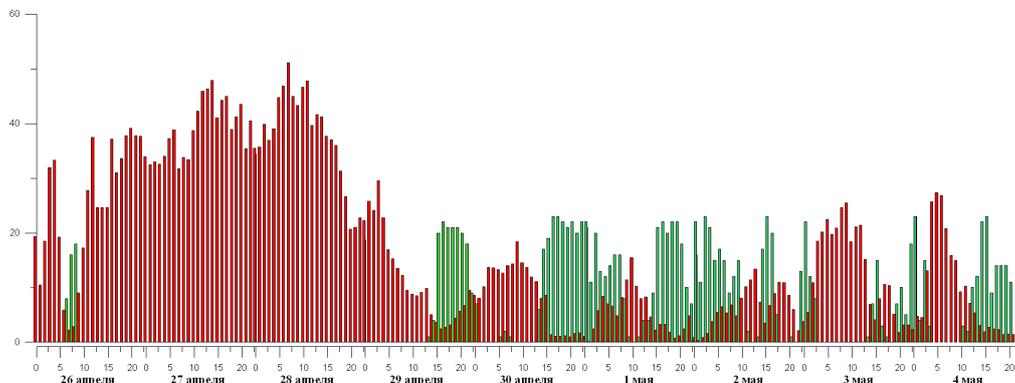


Рисунок 5. Изменение средних дневных значений: баказимута (сверху), кажущейся скорости (второй сверху), средней амплитуды сигналов (третий сверху, дневного количества событий (нижняя гистограмма)

Из рисунка 5 видно также, что имеются перерывы в регистрации сигналов, например, в районе 200-го, 470-го дней. Для выяснения причин проведено сравнение значения средних квадратов скорости ветра за каждый час наблюдения с 26 апреля по 4 мая 2006 г, измеренной метеостанцией, установленной в центре группы IS31 с количеством сигналов, детектированных станцией за этот час (рисунок 6). На рисунке красные столбцы – средние квадраты скорости за каждый час наблюдений, зеленые столбцы – количество детектированных сигналов от источника с азимутом 185 – 190 град.



*Рисунок 6. Средние квадраты скорости и количество регистрируемых событий*

Из рисунка 6 однозначно видно, что существует прямая связь между скоростью ветра и количеством регистрируемых событий. Если ветер слаб, регистрируется максимальное количество событий, около 20 за каждый час наблюдений (например, 30 апреля, 15- 23 часа). По мере роста скорости ветра количество событий уменьшается. Когда средний за час квадрат скорости ветра достигает  $10 - 12 \frac{m^2}{c^2}$  регистрация событий от нашего источника прекращается (например, 27 и 28 апреля).

Таким образом, описан источник, который является уникальным при определении способности инфразвуковой станции решать задачи мониторинга. Кроме того, если будет отработана технология учета влияния состояния атмосферы на прохождение сигналов от источника до станции, получаемая информация о наличии таких сигналов и их амплитудах может быть использована в задачах экологического мониторинга. Можно будет производить поиск всех мест, где производится сжигание существенного количества попутного газа и промышленных отходов. Вероятно, также можно будет давать оценку объема сожженных веществ.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Cansi, Y. An automatic seismic event processing for detection and location: The P.M.C.C. method / Y. Cansi // Geophysical research letters, 1995. - Vol. 22, No. 9. – P. 1021 - 1024.
2. Cansi, Y. An automated data processing method for mini-arrays / Y. Cansi and Y. Klinger // European-Mediterranean Seismological Centre, Newsletter, 1997. - No. 11, July.
3. Смирнов, А.А. Детектирование и оценка инфразвуковых сигналов в автоматическом режиме / А.А. Смирнов, Э. Жумагазыулы // Вестник НЯЦ РК. – Курчатова: НЯЦ РК, 2005. – Вып. 4 (24). – С. 90 – 95.
4. Базыгина, Т. 5 октября завершилось строительство газопровода “Жаназол - КС-13”. Это дает шанс снизить тарифы на газ и провести его еще в несколько населённых пунктов / Т. Базыгина // Диапазон, 2005. - № 40 (610).

### **IS31-АҚТӨБЕ СТАНЦИЯСЫНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША БАҒЫТТАС ГАЗЫН ЖАҒУ ШАМШЫРАҚТАРЫНЫҢ ТОБЫН ИНФРАДЫБЫСТЫҢ БІРЕГЕЙ КӨЗІ РЕТІНДЕ СӘЙКЕСТЕНДІРУ**

<sup>1)</sup>Смирнов А.А., <sup>2)</sup>Дубровин В.И.

<sup>1)</sup>ҚР ҰАО Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатова, Қазақстан

<sup>2)</sup>Ұлттық техникалық университеті, Алматы, Қазақстан

IS31- Ақтөбе инфрадыбысты станциясымен тіркелген он айлық деректерін қолдануымен тіркелетін инфрадыбысты белгілері мен станциядан он түстігінде 235 км. қашықтығында орналасқан Жаназол кенорнында бағыттас газын жағу шамшырақтары жұмысының тәртібі арасында корреляциясы анықталған. Алынған нәтижесі бюллетень құрастыруында инфрадыбысты оқиғаларын айырып тану үшін қолданылады.

**IDENTIFICATION OF FLAMBEAU LIGHTS GROUP  
AS UNIQUE INFRASOUND SOURCE USING I31KZ DATA**

<sup>1)</sup>A.A. Smirnov, <sup>2)</sup>V.I. Dubrovin

<sup>1)</sup>*Institute of Geophysical Research NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan*

<sup>2)</sup>*National Technical University, Almaty, Kazakhstan*

By means of ten-month observation data, recorded by IS31-Aktyubinsk infrasound station, correlation between the recorded infrasound signals and flambeau lights of oil-well gas at Zhanazhol pit, located at 235 km to the south from the station, was found. The obtained result is used to determine infrasound events for bulletin.

УДК 528.8(15):574.4

## КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА РАЙОНА СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА: 10 ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ

Спивак Л.Ф., Архипкин О.П., Витковская И.С., Батырбаева М.Ж., Сагатдинова Г.Н.

*Институт космических исследований Министерства образования и науки Республики Казахстан, Алматы*

Приводятся основные результаты исследований специалистов ИКИ МОН РК температурной аномалии, выявленной в 1997 г. в районе Семипалатинского испытательного полигона в процессе дистанционного зондирования территории Казахстана. Результаты анализа полученных по данным дистанционного зондирования карт снежного покрова, дневной и ночной температуры, а в вегетационный сезон - карт растительного покрова, за период 1997 – 2006 гг., свидетельствуют в пользу гипотезы о естественной природе температурной аномалии, хотя имеется ряд вопросов для дальнейших комплексных исследований.

### ВВЕДЕНИЕ

Весной 1997 г. в процессе мониторинга снежного покрова территории Казахстана были обнаружены температурные аномалии в районе Семипалатинского испытательного полигона (СИП) -- на космических снимках серии NOAA AVHRR четко выделялись бесснежные зоны, характеризующиеся повышенной температурой подстилающей поверхности. Разность температур этих зон с температурой окружающего фона достигала 10 и более градусов. Сообщения об аномалии [4, 6-8] вызвали большой интерес как среди ученых во всем мире, так и в прессе. Информация была помещена на сайте ЮНЕСКО. Основной интерес вызывал вопрос о возможных причинах возникновения аномалии [3]. Обсуждались, главным образом, две гипотезы происхождения температурной аномалии – природные тектонические процессы и последствия ядерных взрывов.

Территория, на которой расположен СИП, относится к Казахскому мелкосопочнику, представляющему собой широкую, холмистую полосу, протянувшуюся от границы Казахстана с Китаем на востоке до западного края гор Улугатау на западе. Поверхность полого понижается как к северу, к степям Западно-Сибирской низменности, так и к югу, к пустынному плато Бетпак-Дала и Балхаш-Алакольской впадине. Современный рельеф Казахского мелкосопочника представлен небольшими обособленными горными массивами или короткими грядами (с максимальными абсолютными высотами 1000-1200 м), разделенными широкими долинами [5]. В пределах территории СИП высота рельефа над уровнем моря изменяется от 140-160 м на севере и северо-востоке до 1000 м на юго-западе.

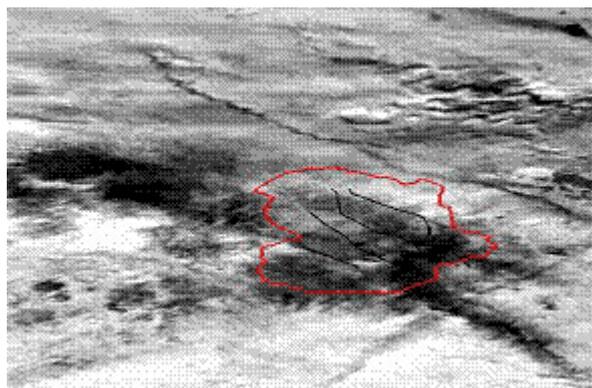
С геологической точки зрения район представляет собой складчато-блоковую структуру с развитой разрывной тектоникой. Через всю территорию полигона с северо-запада на юго-восток проходит Калба-Чингизский глубинный разлом, разделяющий две крупные региональные структуры. Разлом является областью интенсивных тектонических движений в течение длительного геологического времени. Кроме него территорию полигона пересекают еще два крупных разлома: Главный Чингизский и Чинраусский.

Многолетние наблюдения показали, что бесснежная зона с температурной аномалией, ежегодно наблюдается с середины января до середины марта с вариациями в различные годы по площади и температуре. При этом площадь бесснежной аномалии примерно в несколько раз превышает территорию СИП. Аномальная область вытянута в направлении северо-запад – юго-восток, а ее ось совпадает с Главным Чингизским разломом (рисунок 1).

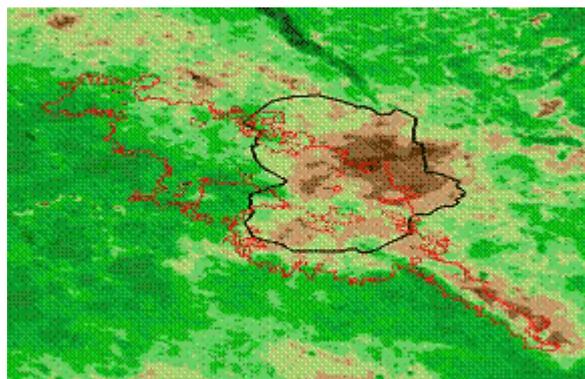
Установлено, что температурная аномалия наблюдалась в рассматриваемом регионе еще до открытия испытательного полигона, что свидетельствует в пользу гипотезу об ее естественной природе. На рисунке 2 приведены карты значений средней температуры воздуха на уровне земли, построенные по результатам многолетних измерений - за период декабрь – март 1881-1935 гг. [2].

Из сравнения карт на рисунке 2 можно видеть четко выраженный тепловый "язык", который появляется в районе СИП в январе – феврале и исчезает в марте месяце. При этом разница температуры в этой области и на окружающей территории составляет 3 - 6°C. Любопытно, что температурный барьер, при котором проявляется аномальная температурная зона, равен (-10)°C. При температуре (-15)°C границы аномальной зоны приобретают более локальный характер. Анализ среднесезонных дат показывает, что переход температуры приземного воздуха через (-10)°C в районе СИП в осенне-зимний период происходит 7-12 декабря, а весной - 12-17 марта. Аналогичный тепловой "язык" выделяется и на карте многолетних норм схода снежного покрова, построенной по результатам многолетних наземных наблюдений динамики разрушения устойчивого снежного покрова на территории Казахстана, проведенных до 1982 г. специалистами Академии Наук Казахской ССР [1]. При этом установлено, что схода снега в районе СИП происходит в срок 20-30 марта, что на 10-20 дней раньше, чем на окружающей территории.

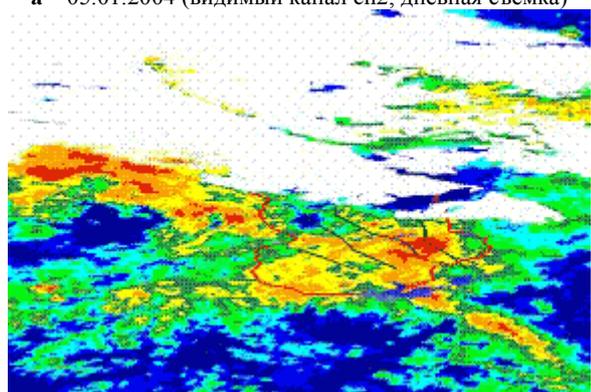
КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА РАЙОНА  
СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА: 10 ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ



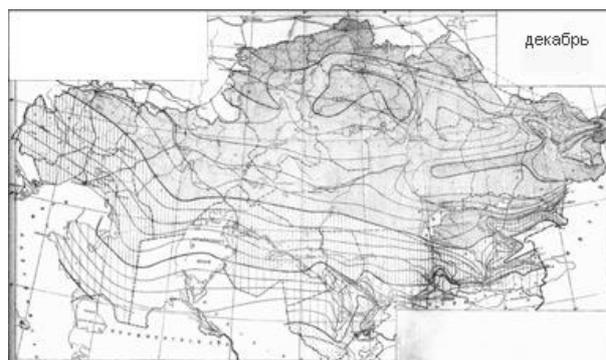
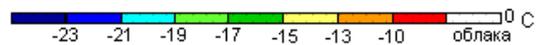
а – 05.01.2004 (видимый канал ch2, дневная съемка)



в – 1 декада июня 2004 г. (состояние растительности)



б – 05.01.2004 (тепловой канал ch4, дневная съемка)



г – 05.01.2004 г. (тепловой канал ch4, ночная съемка)

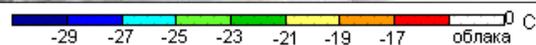
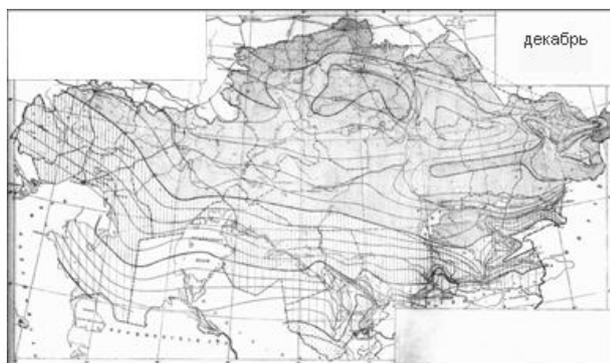
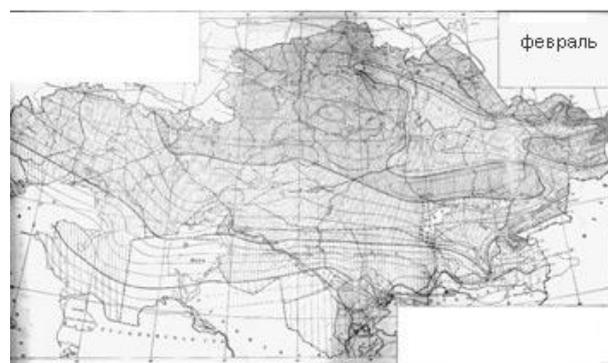


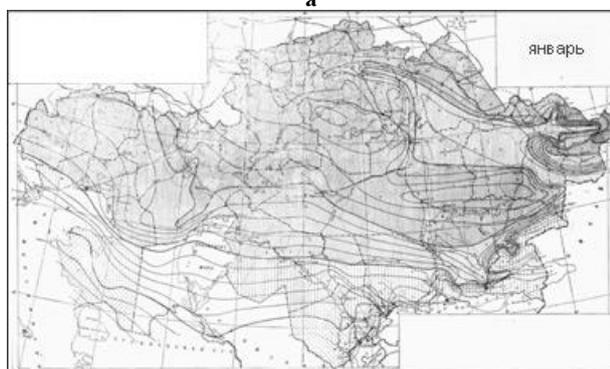
Рисунок 1. Аномалии в районе Семипалатинского испытательного полигона по данным спутников NOAA



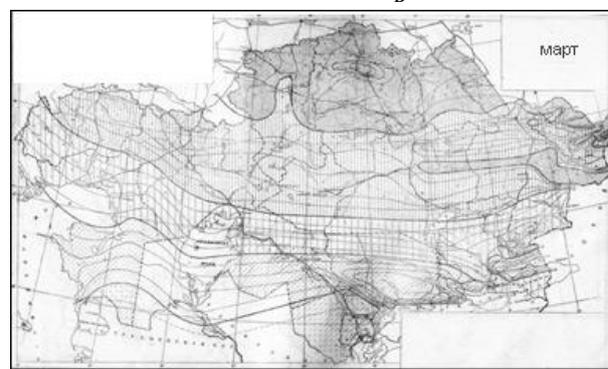
а



в



б



г

Рисунок 2. Многолетние (1881-1935 гг.) значения средней температуры воздуха на уровне земли для периода года

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОЙ АНОМАЛИИ В РАЙОНЕ СИЯП ПО ДАННЫМ ДЗЗ

Для уточнения причин возникновения температурной аномалии проведен анализ межгодовых и сезонных вариаций структуры и динамики температурного поля в районе СИП, построенных с использованием многолетних рядов данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) NOAA AVHRR (разрешение 1100 м во всех 5 диапазонах) за 1997-2006 гг. и Terra MODIS (разрешение 250 м в видимом (VIS) -, ближнем инфракрасном (NIR) - диапазонах и разрешение 1000 м в тепловых диапазонах) за март 2001 -2006 гг. С декабря по март месяц по данным NIR- диапазона дневных космоснимков сформированы обзорные карты снежного покрова, а по данным тепловых каналов дневных и ночных космоснимков - обзорные карты дневной и ночной температуры подстилающей поверхности (рисунок 1). Для анализа температуры поверхности большой интерес представляют ночные снимки в ИК-диапазоне, которые позволяют более точно оценить собственное излучение Земли по сравнению с дневными снимками в тех же диапазонах. Ретроспективный просмотр спутниковых снимков показал, что число безоблачных ночей над территорией СИП в зимний период крайне мало. Как правило, ночные пролеты регистрируют сильную дымку или плотный облачный покров. Правда, и для дневных снимков облака и дымка являются существенной помехой, значительно искажающей значения температуры подстилающей поверхности. Поэтому использованы специальные алгоритмы для выделения облачного покрова. Следует отметить, что температура облачного покрова над районом СИП зимой в ночное время выше температуры подстилающей поверхности на 10-14 градусов.

Состояние растительности в вегетационный период (апрель – сентябрь) оценивалось с помощью нормализованного дифференциального вегетационного индекса NDVI, вычисляемого по формуле  $NDVI = (NIR - VIS)/(NIR + VIS)$ . Температурной аномалии в районе СИП соответствует пониженный объем зеленой биомассы в летний период (рисунок 1). Для учета влияния рельефа на структуру температурного поля привлекались радарные снимки, которые использованы как для построения 3D-модели рельефа, так и для уточнения геологической структуры района СИП.

Технология обработки данных ДЗЗ включала:

- первичную обработку снимков;
- обработку и географическую привязку снимков с последующей записью результатов в HDF-формате для экспорта в различные ГИС с помощью программных пакетов CAPS (для данных NOAA) и MODIS Processor (для данных Terra);
- расчет радиояркостных температур подстилающей поверхности в зимний период;
- расчет вегетационного индекса NDVI в летний период;
- дальнейшую тематическую обработку HDF-файлов, включая создание маски облачности, в программном пакете ENVI.

Для комплексного исследования СИП разработана ГИС в среде ArcINFO, которая регулярно обновляется по результатам наземных исследований и космических съемок территории полигона. Сформирована локальная база атрибутивных и картографических данных, включающая слои: геологическое строение, почвы, рельеф, поверхностные и подземные воды, использование земель, радиоактивное загрязнение, точки ядерных взрывов, метеоданные, растительный покров и др. по территории полигона.

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ТЕПЛОВОЙ АНОМАЛИИ В РАЙОНЕ СИП

Исследование сезонной динамики формирования снежного покрова показало, что бесснежное пятно в районе СИП обычно появляется в середине января и сохраняется до середины марта, когда начинается общее таяние снега. Погодные условия каждого конкретного года влияют на эти сроки. Так, например, в 2002 г. и 2004 г. пятно появилось в первых числах января, а исчезло в середине февраля в 2002 г. и в начале марта в 2004 г. (рисунок 3). В 2000 г. бесснежное пятно было обнаружено в конце февраля и наблюдалось до начала апреля. В условиях многоснежной холодной зимы 2005 г. пятно появилось в конце февраля и исчезло к 15 марта.

Многолетнюю динамику формирования снежного покрова в районе СИП иллюстрирует рисунок 4, на котором даны обзорные карты состояния снежного покрова в марте месяце, построенные по данным спутников NOAA за 1998 - 2005 гг.

Из рисунка 4 хорошо видно, что конфигурация бесснежного пятна остается практически неизменной, хотя его размеры изменяются от года к году, что обусловлено вариацией погодных условий. Конфигурация бесснежной области (рисунки 3, 4), а также конфигурация участков с повышенной температурой и с пониженным объемом зеленой биомассы в летний период (рисунок 1) практически полностью совпадают. Градиент температуры в бесснежной области относительно окружающей ее территории по ночным снимкам составляет 8-10°С.

Для выявления общих закономерностей структуры температурного поля в районе СИП по дневным снимкам построены карты осредненных значений температуры для января- февраля 2005 г. и для марта 2000 г., 2001 г. (рисунок 5).

КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА РАЙОНА  
СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА: 10 ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ

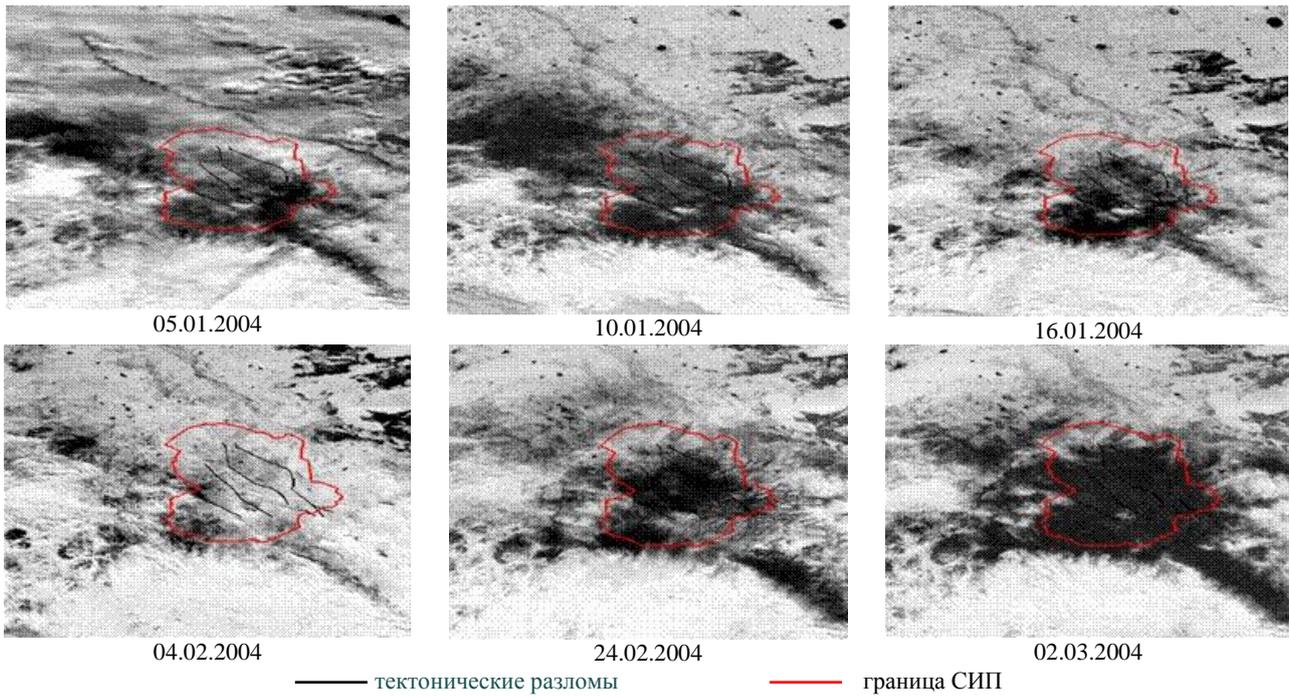


Рисунок 3. Динамика бесснежной области в районе Семипалатинского испытательного полигона по данным спутников NOAA, 2004 г.

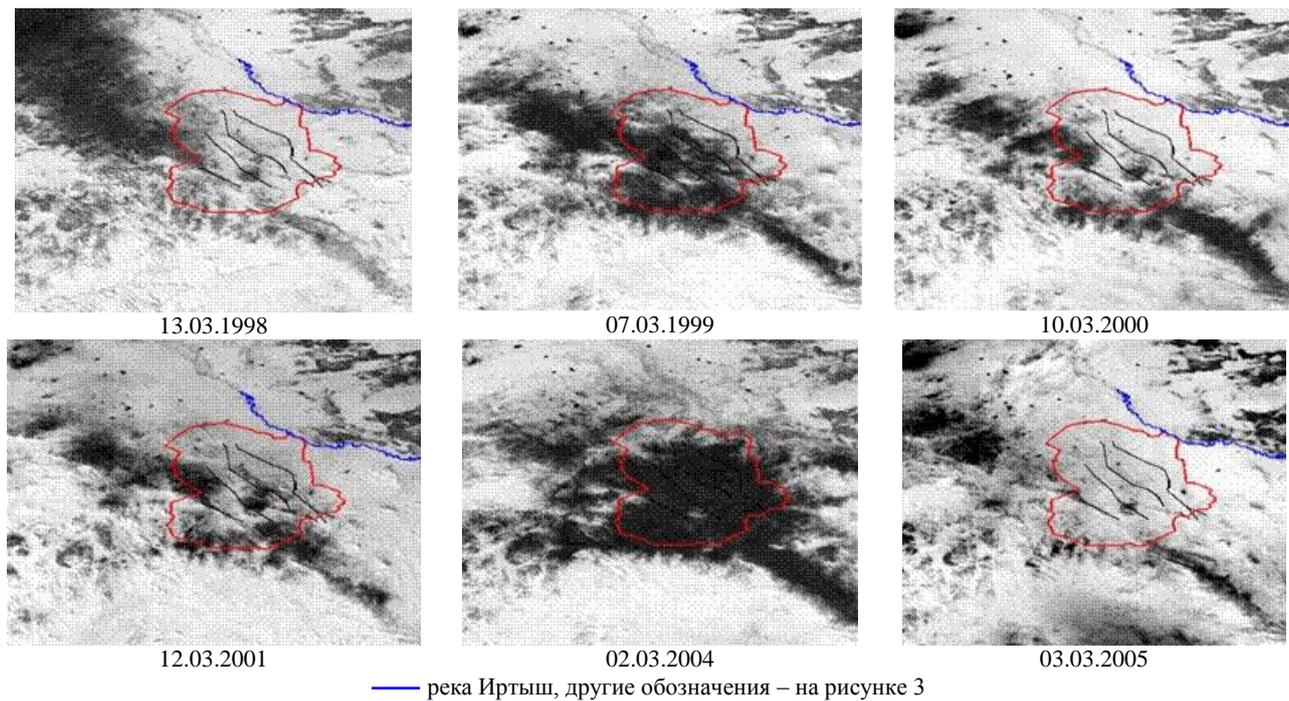


Рисунок 4. Многолетняя динамика бесснежной области в районе Семипалатинского испытательного полигона по данным спутников NOAA (видимый диапазон)

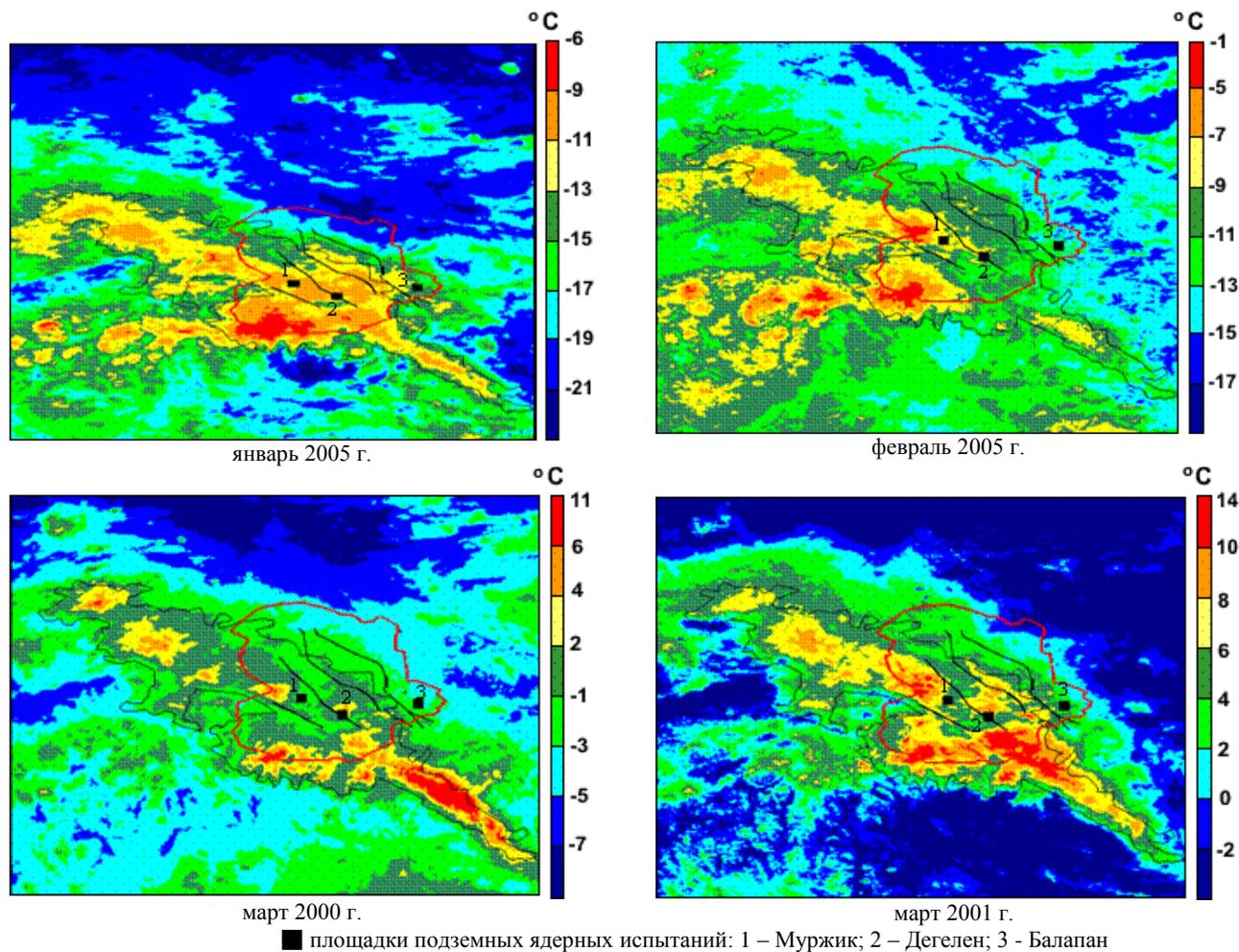


Рисунок 5. Поле осредненных температур в различные периоды времени

На рисунке 5 показаны тектонические разломы, граница испытательного полигона (в условных обозначениях рисунка 3) и центры трех испытательных площадок, на которых произведена основная часть подземных ядерных взрывов - Дегелен (более 200 взрывов), Балапан (более 100 взрывов), Муржик (25 взрывов). Температурное поле в пределах СИП, несмотря на осреднение данных, отличается значительной неоднородностью. Тем не менее, имеются некоторые общие закономерности в конфигурации и пространственном расположении участков повышенных температур – приуроченность к Главному Чингизскому разлому, выход далеко за пределы СИП. Особого внимания заслуживают две зоны, характеризующиеся повышенной температурой - с координатами центров  $49^{\circ}25' \text{ N}$ ,  $77^{\circ}27' \text{ E}$  (юго-западная граница полигона) и  $50^{\circ}03' \text{ N}$ ,  $77^{\circ}30' \text{ E}$  (западная граница полигона, вблизи площадки Муржик). Разница температуры в этих зонах по сравнению со средним значением температуры на полигоне составляет  $6 - 7^{\circ}\text{C}$ . Установлено, что на ночных снимках, обе зоны с повышенной температурой, отсутствуют, зато температурной аномалией отмечается участок расположения горы Дегелен, в которой проводились подземные ядерные испытания (рисунок 6). Разница температуры на этом участке и средней температурой по полигону достигает  $10-11$  градусов.

Сравнение конфигурации температурного поля в различные годы дано на рисунке 7.

Как видно из рисунка 7, за период 1999 - 2005 гг. наибольшие размеры тепловая аномалия имела в 1999 г. Контур аномалии именно этого года использован как эталонный при анализе теплового режима подстилающей поверхности полигона, наблюдаемого в последующие годы. Сравнение многолетних данных позволяет также отметить сходство структуры теплового поля, включая расположение зон повышенных температур.

Для оценки влияния рельефа на структуру температурного поля была построена 3D-модель рельефа, на которую накладывались температурные поля (рисунок 8).

КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА РАЙОНА  
СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА: 10 ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ

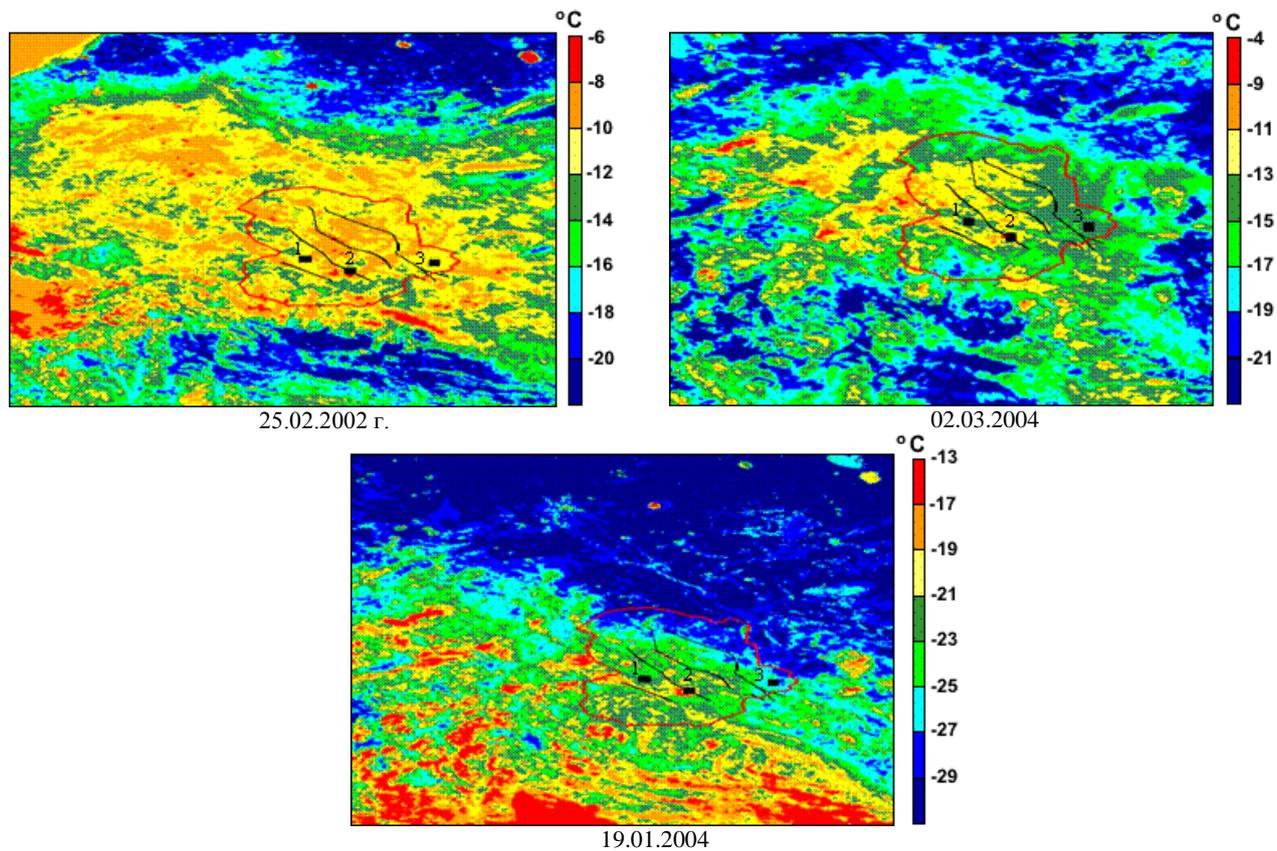


Рисунок 6. Структура температурного поля и в районе СИП в различные годы (по ночным снимкам NOAA)

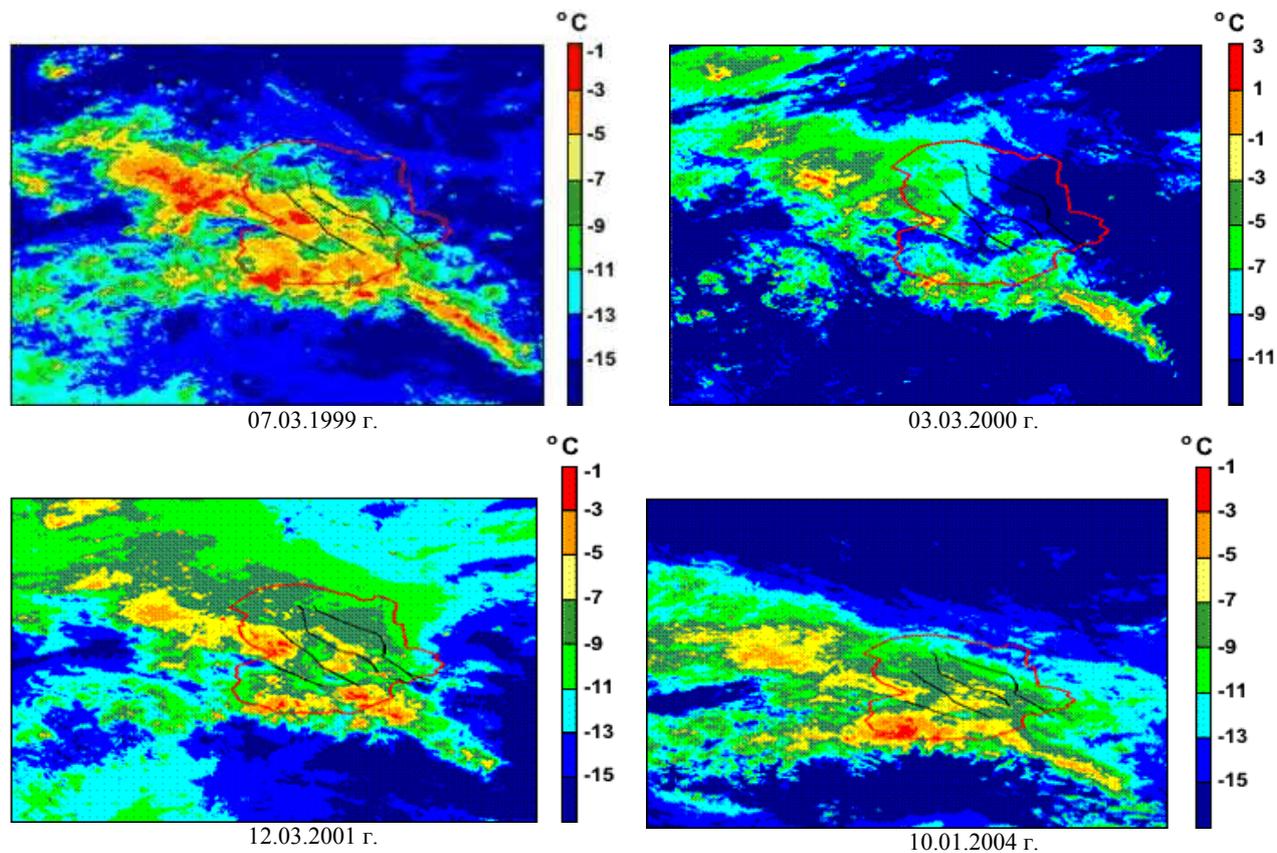


Рисунок 7. Структура температурного поля в районе СИП в различные годы (по дневным снимкам спутников NOAA)

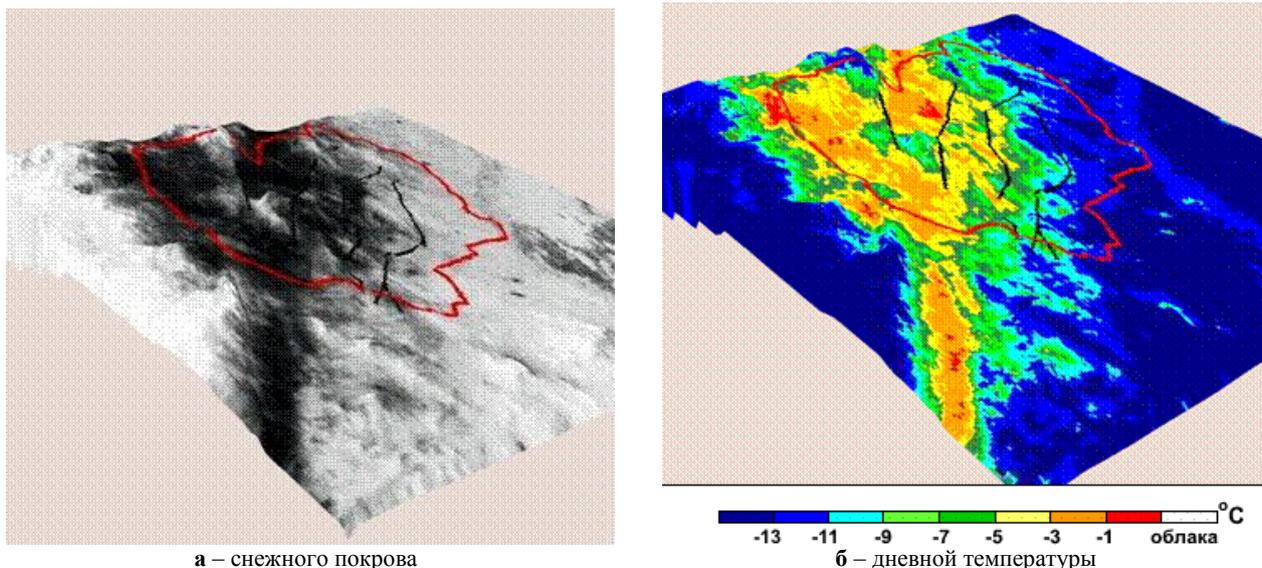


Рисунок 8. 3D-модели для района СИП (по данным 07.03.1999г.)

На рисунке 9 представлено поле осредненной температуры за январь 2005 г. с наложенными контурами радиоактивных следов, образовавшихся после проведения наземных ядерных взрывов (по данным Государственного научного центра России – Института биофизики Министерства здравоохранения и Медпрома РФ. Логачев В.А.). Показано также расположение площадок проведения подземных ядерных взрывов.

Интересно, что направление радиоактивных следов совпадает, в целом, с тектоническим разломом в юго-восточной части полигона, имеющим повышенную температуру. Юго-западный след также расположен над зоной с более высокой температурой. Приведенные данные не позволяют полностью отрицать влияние ядерных взрывов на характер температурного поля.

Следует отметить почти полное отсутствие растительного покрова на территории СИП (рисунок 1). Несмотря на благоприятные условия для развития растительности в богатом осадками 2004 г, на карте четко обозначена зона в районе СИП, непокрытая растительностью. Для летнего периода 2004 г. проведен анализ развития растительности в этом районе (рисунок 10).

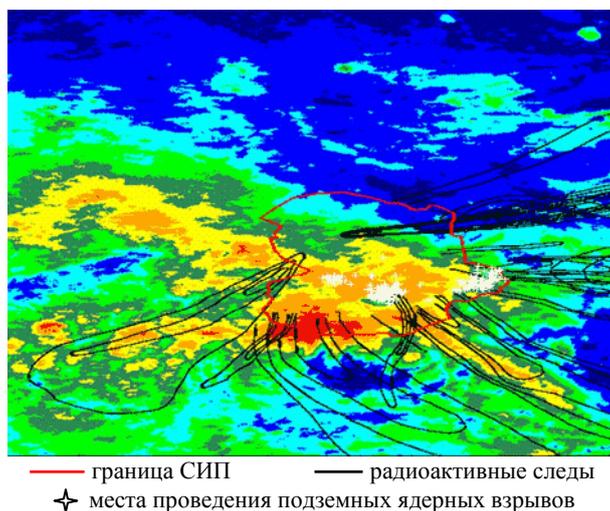


Рисунок 9. Поле осредненной температуры (январь 2005г.) с наложенными радиоактивными следами

КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА РАЙОНА  
СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА: 10 ЛЕТ НАБЛЮДЕНИЙ



Рисунок 10. Развитие растительности в районе СИП в 2004 г. по данным NOAA

Как видно из рисунка 10, на протяжении всего летнего периода 2004 г. в границах полигона растительность практически отсутствует. Для сравнения на рисунке приведены границы тепловой аномалии 1999 г.

### ВЫВОДЫ

1. Анализ карты многолетних значений средней температуры воздуха на уровне земли, построенной по результатам наземных измерений за период декабрь – март 1881-1935 гг. свидетельствует, что температурная аномалия в изучаемом регионе наблюдалась до открытия Семипалатинского испытательного полигона. Температурный барьер, при котором проявляется аномальная зона, близок к  $(-10)^{\circ}\text{C}$ . С увеличением температуры аномалия исчезает. Переход температуры приземного воздуха через  $(-10)^{\circ}\text{C}$  в районе СИП обычно происходит 7-12 декабря, а весной – в середине марта.

2. Бесснежное пятно существует с середины января до середины марта с вариациями площади и температуры в различные годы. Обычно площадь пятна значительно больше территории СИП. Аномальная зона вытянута с северо-запада на юго-восток, а ее ось совпадает с Главным Чингизским разломом. По всей вероятности, изменение площади аномальных зон связано с вариациями сезонных погодных условий.

3. Градиент температурной аномалии относительно окружающего фона достигает  $10^{\circ}\text{C}$  и выше. При этом конфигурация температурных полей (расположение очагов повышенных температур) в пределах полигона от года к году практически не изменяется. Области повышенных температур совпадают с участками, лишенными растительного покрова в летнее время.

4. На территории полигона, помимо температурной аномалии вдоль Главного Чингизского разлома, выделяются два устойчивых очага повышенных температур, несовпадающие с площадками подземных ядерных взрывов. Разница между температурой на этих участках и средней температурой по полигону составляет 6-7 градусов.

5. При анализе температурных полей, построенных по ночным снимкам, устойчиво выделяется аномалия повышенной температуры с градиентом, достигающим  $10-11^{\circ}\text{C}$  и пространственно совпадающая с участком Дегелен.

6. Изучению аномалии в ночное время препятствует постоянный облачный покров над территорией полигона. При этом температура облаков обычно выше температуры поверхности Земли.

Изложенные факты свидетельствуют в пользу гипотезы о естественной природе температурной аномалии в районе СИП. В тоже время имеется целый ряд вопросов, ответы на которые могут дать только дальнейшие комплексные исследования с использованием космических и наземных наблюдений.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Казахской ССР. - М., 1982. - Т. 1.
2. Колосков, П.И. Агроклиматическое районирование Казахстана. Атлас / П.И. Колосков. - Алма-Ата: изд. Академии Наук Казахской ССР, 1947. - Часть 1. - 76 с.
3. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли, 2001. - № 11. - С. 73 - 86.
4. Дистанционное зондирование температурных аномалий в районе Семипалатинского ядерного полигона / У.М. Султангазин, Э.А. Закарин, Л.Ф. Спивак, О.П. Архипкин, Н.Р. Муратова, А.Г. Терехов // Доклады Министерства науки Академии наук Республики Казахстан. - 1997 - № 2. - С. 51 - 54.
5. Щукин, И.С. Геоморфология Средней Азии / И.С. Щукин. - М.: изд-во МГУ, 1983. - 432 с.
6. Monitoring of temperature Anomalies in the former Semipalatinsk Nuclear Test Site / U. Sultangazin E. Zakarin, L. Spivak, O. Arkhipkin, N. Muratova, A. Terehov // Acad. Sci. Paris/ - 1998. - t. 326, Serie IIb. - Metodologie, instrumentation. - Pp.135 - 140.
7. Detection of Anomalous Effects in the Semipalatinsk Nuclear Test Site with Remote Sensing / U. Sultangazin E. Zakarin, L. Spivak, O. Arkhipkin, N. Muratova, A. Terehov // IGARSS'98. - Seattle, 1998.
8. Monitoring of temperature regime in area of Semipalatinsk Nuclear Test Site / U. Sultangazin, E. Zakarin, L. Spivak, O. Arkhipkin, L. Balakay // IGARSS'2003. - Toulouse, 2003.

**СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫ АУДАНЫНДА ТЕМПЕРАТУРАЛЫҚ РЕЖИМІНІҢ  
ҒАРЫШТЫҚ МОНИТОРИНГІСІ: 10 ЖЫЛ БАҚЫЛАУ**

**Спивак Л.Ф., Архипкин О.П., Витковская И.С., Батырбаева М.Ж., Сагатдинова Г.Н.**

*ҚР Білім және ғылым министрлігінің Ғарыштық зерттеулер институты, Қазақстан, Алматы*

Қазақстан аумағын қашықтық зондтау процесінде Семей сынау полигонының ауданында 1997 ж. анықталған температуралық аномалиясын ҚР БҒМ ҒЗИ мамандарының жүйелі зерделеу нәтижелерінің қысқаша сипаттамасы келтіріледі. Қар жамылғысы, күнгі және түнгі, ал вегетациялық маусымында – өсімдіктер жамылғысының карталарын талдау нәтижелері, 1997-2006 ж.ж.кезеңіне, температуралық аномалияның табиғи тегі туралы куәланырады, бірақ та арғы кешенді зерттеулер үшін бір қатар сұрақтар бар.

**SPACE MONITORING OF TEMPERATURE REGIME  
OF SEMIPALATINSK NUCLEAR TEST SITE: 10 YEARS OF OBSERVATIONS**

**L.Ph. Spivak, O.P. Arkhipkin, I.S.Vytkovskaya, M.J. Batyrbaeva, G.N. Sagatdinova**

*Space Research Institute of Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan, Almaty*

A brief description of the results of temperature anomaly routine research by specialists from SRI MES RK, revealed in 1997 within Semipalatinsk Test Site in the process of remote sounding of Kazakhstani territory, is given. Results of map analysis for snow cover, day and night temperatures and vegetation (during vegetation season) for the period since 1997 till 2006 testify a hypothesis on natural temperature anomaly, though there is a number of questions to be answered for further complex investigation.

УДК 504.55.064.47

## РАДИОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА И ПРИГРАНИЧНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

<sup>1</sup>Поляков Л.Е., <sup>1</sup>Кудайбергенов К.З., <sup>2</sup>Кругликов Д.А.

<sup>1</sup>ТОО Семейгидрогеология, Семипалатинск, Казахстан

<sup>2</sup>Территориальное геологическое управление Востказнедра, Усть-Каменогорск, Казахстан

Приводится оценка радиологического состояния бассейна подземных и поверхностных вод юго-восточной части Семипалатинского испытательного полигона и приграничных площадей на территории листа М-44-ХІХ по данным массового опробования и лабораторного тестирования подземных вод и разового опробования поверхностных вод на радиационную безопасность по показателям общей альфа и бета-активности согласно Сан ПиН РК 3.002.02-04. Состояние водных ресурсов исследованной территории оценено в целом как неудовлетворительное и требующее постоянного контроля, особенно за подземными водами, используемыми для питьевых целей и при хозяйственной деятельности.

В 2004 - 2006 гг. по заданию Комитета геологии и недропользования Министерства энергетики и минеральных ресурсов Республики Казахстан в юго-восточной части Семипалатинского испытательного полигона и приграничных площадях (лист М-44-ХІХ) проведена инженерно-геологическая съемка с гидрогеологическим доизучением и геоэкологическими исследованиями масштаба 1:200 000 (ИГС - 200) с целью оценки пригодности территории для хозяйственного освоения [4]. На рисунке 1 показана площадь съемки относительно границ Семипалатинского испытательного полигона и мест проведения ядерных испытаний [1, 2].

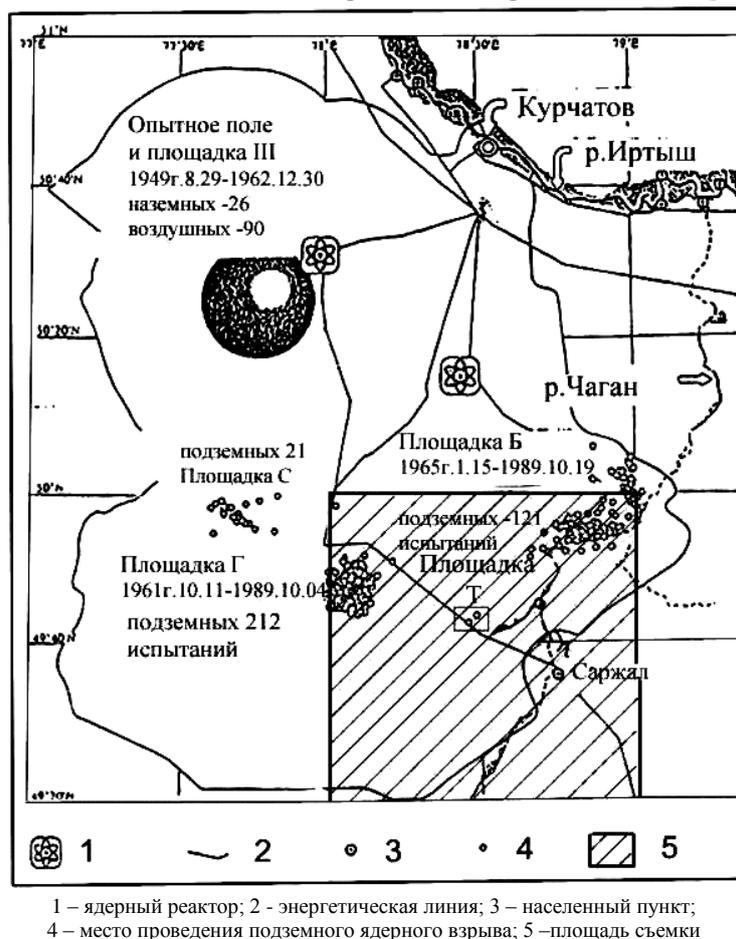
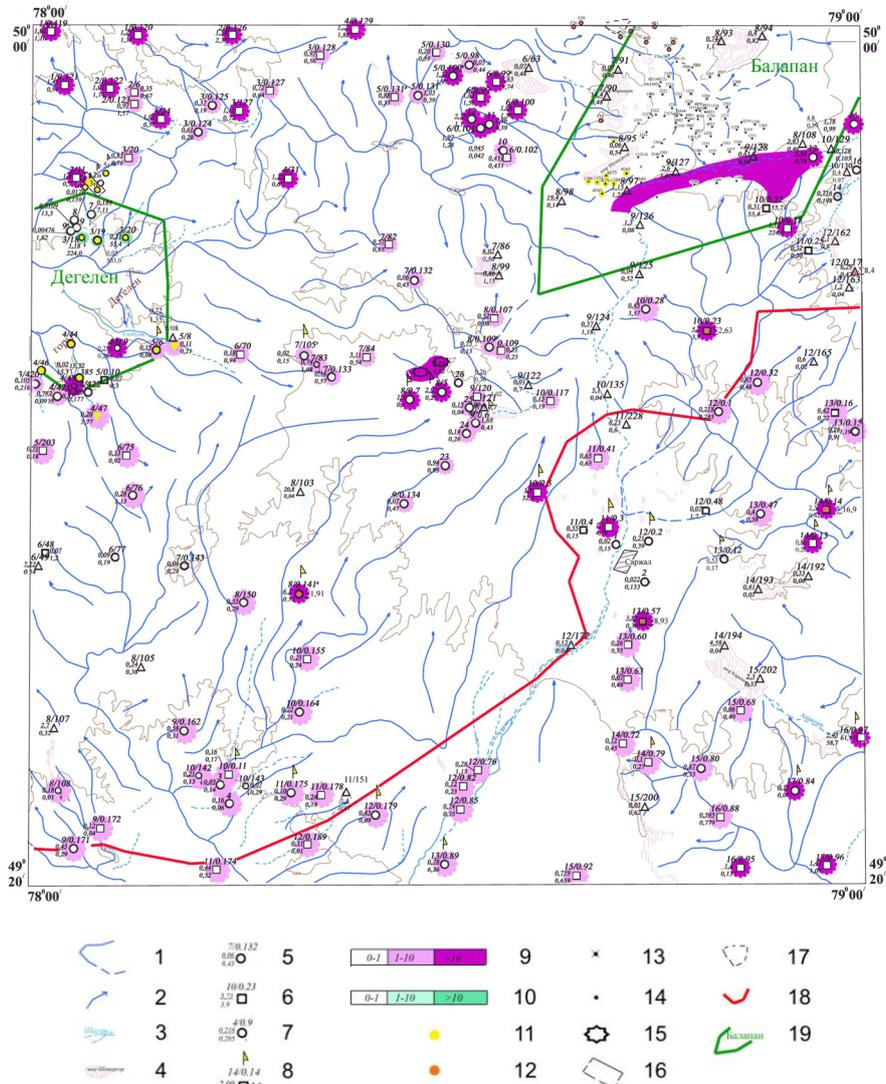


Рисунок 1. Схема размещения изученной площади

**РАДИОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
ТЕРРИТОРИИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА И ПРИГРАНИЧНЫХ ПЛОЩАДЕЙ**

Всего на площади съемки водотоки опробованы в 40 точках, опробовано 139 водопунктов подземных вод, проанализировано 42 и 230 проб, соответственно. Из них при сезонном мониторинге подземных вод в 21 водопункте опробовано и проанализировано 109 проб на общую  $\alpha$ - и  $\beta$ -радиоактивность. По результатам выполненных работ построена карта радиологического состояния поверхностных и подземных вод листа (рисунок 2)



1 – граница водозаборного бассейна; 2 – генеральное направление подземного стока; 3 - р. Шаган, старицы, рукава временных водотоков; 4 – озера, участки развития влаголюбивой растительности; 5 – 7 – номер профиля/точки опробования (цифра сверху).  $\alpha$ -радиоактивность/ $\beta$ -радиоактивность (цифры слева); 8 – водопункт режимной сети; 9 – уровни  $\alpha$ -загрязнения в ПДК (0 – 1; 1 – 10, >10); 10 – уровни  $\beta$  загрязнения в ПДК (0 – 1; 1 – 10, >10); 11 – превышение уровня вмешательства (7700 Бк/дм<sup>3</sup>) по тритию; 12 – пункт идентификации радионуклидов; 13 - скважины с ПЯВ; 14 – места калибровочных взрывов; 15 – площадки Телькем, Телькем-1; 16 – месторождение плавикового шпата Караджал; 17 – месторождение угля Каражыра; 18 – границы СИП; 19 – границы площадок Балапан, Дегелен

*Рисунок 1. Радиологическое состояние подземных и поверхностных вод листа М-44-ХІХ*

Как можно видеть из карты, степень загрязнения поверхностных и подземных вод на изученной площади носит пятнистый характер, связанный с техногенным и природным воздействием радионуклидов, поступающих в поверхностные и подземные воды за счет плоскостного смыва с территории СИП и инфлюации атмосферных осадков.

По результатам тестирования подземных и поверхностных вод на соответствие питьевым нормам СанПин 3.002.02-04 «Питьевая вода» в 103 водопунктах (74% от общего объема опробования) выявлено превышение ПДК по  $\alpha$ - и  $\beta$ -активности в 3.2 – 57.0 раз, в 34 водотоках (81% от общего объема опробования) выявлено превышение ПДК по  $\alpha$ -активности в 1.2 - 80 раз, а одной пробе поверхностного водотока, р. Ащису – в 1800 раз.

Учитывая высокую степень радиологического загрязнения водных ресурсов на территории съемки, по четырем водопунктам и в одной точке наблюдения (река Ащису) выполнен отбор проб воды и проведена идентификация радионуклидов, обуславливающих общую альфа- и бета-активность. По полученным данным суммарный вклад в непригодность воды по питьевым нормам обусловлен повышенным содержанием природных радио-

нуклидов  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$ , в меньшей степени -  $^{40}\text{K}$  и  $^3\text{H}$ . Техногенные радионуклиды ( $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$ ) выявлены в виде следов. Суммарная приведенная активность изменяется в диапазоне 1.91 – 16.9. Согласно действующим нормам использование этих вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения недопустимо.

В 20 водопунктах режимной сети за период сезонного мониторинга подземных вод (2004 - 2005 гг.) выделены превышения ПДК по  $\alpha$ -активности в 1.1 – 31.1 раза, по  $\beta$ -активности – в 1.42 – 7.5 раз по 11 единичным результатам анализа. В 9 из 10 водопунктов в горном массиве Дегелен установлено превышения содержания трития.

Таким образом, можно считать, что за многолетний период часть поверхностных растворимых радионуклидов просочилась через породы зоны аэрации и достигла уровня подземных вод.

#### РАДИОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА МЕСТНЫХ ИСТОЧНИКОВ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

По 64 населенным пунктам (зимнего и летнего проживания) проведена радиологическая оценка местных источников водоснабжения. В 63 из них выявлено превышение ПДК по  $\alpha$ -активности от 1.1 до 38.2 раз, по  $\beta$ -активности - от 1.1 до 4.7 раз. В качестве примера приводится характеристика радиологического состояния источников водоснабжения по трем населенным пунктам, два из которых расположены на территории СИП, а один в приграничной зоне. Исходными данными являются результаты сезонного мониторинга подземных вод.

*Село Саржал* – населенный пункт сельского типа с численностью жителей до 2000 человек, расположен в приграничной зоне СИП на правом берегу долины р. Шаган, сложенной в зоне аэрации сравнительно водопроницаемыми породами – песчано-супесчаные отложения с включением гравия, гальки. Водоснабжение - местное за счет индивидуальных колодцев и скважин ручного и механического бурения. В 2004 - 2005 гг. одна скважина частного сектора использовалась в качестве режимной при сезонном мониторинге подземных вод для изучения степени радиологического загрязнения. Скважина оборудована погружным насосом типа «Агидель» с глубиной установки 2 м. Всего опробовано и проанализировано на общую  $\alpha$ - и  $\beta$ -активность 6 проб. По результатам анализа во всех случаях  $\alpha$ - и  $\beta$ -активность ниже ПДК, подземные воды соответствуют нормативам качества и радиационной безопасности и могут быть использованы как источник централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения села.

*Ферма Ногай казан (урочище Тайлан)* – населенный пункт с круглогодичным числом жителей 6 человек, расположена на юго-восточном склоне горы Кельмембет, сложенной в зоне аэрации сравнительно непроницаемыми суглинисто-глинистыми отложениями делювиально-пролювиального конуса выноса. Водоснабжение местное за счет эксплуатационной скважины отгонного животноводства. Глубина скважины 10.5 м, каптирует разрушенные породы палеозоя. В 2004 - 2005 гг. скважина использовалась в качестве режимной для сезонного мониторинга подземных вод с изучением качества и радиологического загрязнения. Скважина оборудована насосом «Огородник» с глубиной установки клапана 5.0 м. Всего было опробовано и проанализировано пять проб на общую  $\alpha$ - и  $\beta$ -активность. По полученным результатам в 4-х случаях из пяти общая  $\alpha$ -активность превышало ПДК в 1.1 – 6.9 раз,  $\beta$ -активность не превышала установленного норматива. Вода по контролируемым нормам не соответствует требованиям СанПин 3.002.02-04 «Питьевая вода»; требуются изыскания нового источника водоснабжения в более благоприятных условиях.

*Поселок Самай*, - постоянное число жителей до 30 человек, расположен на северо-восточном склоне г. Акшоки, сложенной в зоне аэрации сравнительно непроницаемыми суглинисто-глинистыми отложениями делювиально-пролювиального шлейфа. Водоснабжение поселка местное из колодца. Глубина колодца 4,0 м, каптирует разрушенные породы палеозоя, использовался в качестве режимного поста при сезонном мониторинге подземных вод с изучением качества и радиологического загрязнения. Колодец оборудован насосом «Огородник» с глубиной установки клапан 3.5 м. На общую  $\alpha$ - и  $\beta$ -активность всего было опробовано и проанализировано 5 проб, из которых две пробы соответствовали норме безопасности, в трех – выявлено превышение норматива ПДК по  $\alpha$ -активности от 1.3 до 4.2 раз,  $\beta$ -активность не превышает установленных норм. Вода по нормируемым компонентам не соответствует СанПиН 3.002.02-04 «Питьевая вода», требуются изыскания нового источника водоснабжения в более благоприятных условиях.

#### РАДИОЛОГИЧЕСКОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Для оценки радиологического загрязнения вод поверхностных водоёмов во время маршрутов съёмки проведен отбор проб на определение общей  $\alpha$ - и  $\beta$ -активности. По результатам анализов вода озер Каякса, Каражрек, шоры Шункурсор, Карасор, Карашоки характеризуются общей  $\alpha$ -активностью от 0.74 до 14.4 и  $\beta$ -активностью от 0.46 до 1.15. Суммарная оценка по идентификации радионуклидов на пригодность поверхностных вод питьевым нормам проведена в точке с суммарной  $\alpha$ -активностью – 1800 ПДК (река Ащису). Полученные результаты радиологической оценки воды согласно НРБ-99 [3] и СанПиН РК 3.002.02-04 «Питьевая вода» показали, что для хозяйственно-питьевых целей она является непригодной, т.к. полученные значения превышают допустимые нормативы в 8.4 раза. Если учесть, что та масса воды, которая была загрязнена во время выпадения радиоактивных веществ из облаков взрывов, ушла от места отбора пробы вниз по течению реки, можно считать измеренное загрязнение воды в водоемах, в основном, следствием смыва активности дождевыми водами с территорий, прилегающих к водоёму и считать такое загрязнение вторичным.

---

## ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ИСПЫТАТЕЛЬНЫХ ПЛОЩАДОК ДЕГЕЛЕН, БАЛАПАН

### Площадка «Г» - горный массив Дегелен

Подземные воды на этой части площади съемок находятся в зоне открытой трещиноватости (интенсивного выветривания) скальных пород и, частично, в рыхлых отложениях четвертичного возраста. Подземные воды пресные, в прошлом, до проведения подземных ядерных взрывов в штольнях (ПЯВ), использовались для местного водоснабжения.

*Радиоактивное загрязнение подземных вод.* В подземных водах по большинству опробованных водоупунктов – родниках, сформировавшихся в порталах «боевых штолен», ручьях на склонах гор и в режимных наблюдательных скважинах на юге, востоке, севере и северо-западе массива отмечается повышенная радиоактивность, значения показателей, которой варьируют от 0.05 до 1.18 Бк/дм<sup>3</sup> по  $\alpha$ -активности и от 2.24 до 55.4 (редко до 500) Бк/дм<sup>3</sup> – по  $\beta$ -активности при допустимых нормах 0.1 и 1.0 Бк/дм<sup>3</sup>, соответственно. Проектом было предусмотрено опробование подземных вод в родниках на тритий. Десять проб, проанализированные в ИРБиЭ НЯЦ РК, показали, что в девяти случаях превышение уровня вмешательства (УВ) по тритию (7.7 кБк/дм<sup>3</sup>. НРБ-99) от 1.3 – 2.86 до 6.49 – 9.61 раза и в одной скважине на восточном склоне горы – 0.06, при  $\alpha$ -радиоактивности 0.48 Бк/дм<sup>3</sup> и  $\beta$ -активности 0.2 Бк/дм<sup>3</sup>.

*Обстановка на месторождении Караджал.* Оценка радиационной обстановки подземных вод на месторождении, расположенном в долине р. Карабулак на северо-западе горного массива Дегелен, проведена по 4-м режимным скважинам и водосборному зумпфу карьера. Значения показателей общего радиоактивного загрязнения подземных вод варьирует от 0.2 до 0.6 Бк/дм<sup>3</sup> по  $\alpha$ -активности и от 1.0 до 1.4 Бк/дм по –  $\beta$ -активности. Согласно НРБ-99 по среднегодовой удельной активности радионуклидов <sup>40</sup>K, <sup>137</sup>Cs, <sup>232</sup>Th, <sup>226</sup>Ra, <sup>3</sup>H (тритий) и их приведенной величине использование подземных вод месторождения для хозяйственно-питьевого водоснабжения не допускается. Результаты определения содержаний радионуклидов в подземных водах по их среднегодовой удельной активности показывают большой разброс значений без какой-либо закономерности во временном аспекте, с превышением нормативных (пороговых) уровней по некоторым элементам от 0.3 – 0.4 до 2.5 – 3.4 раз, по тритию от 0.91 – 0.99 до 2.5 – 3.3, реже 6.88 раз. Прогноз изменений радиационного состояния подземных вод при дальнейшей обработке месторождения по объективным причинам вызывает большие затруднения.

### Площадка «Б» («Балапан»)

Площадка расположена в пределах Казахского мелкосопочника, на левом берегу маловодной реки Шаган, единственного поверхностного водотока в районе. После закрытия СИП и передачи части его территории для хозяйственного использования вблизи площадки «Б» на участке Каражыра была начата промышленная добыча угля. Радиационная обстановка в районе месторождения определяется наличием 43 так называемых боевых скважин, в которых проводились опыты с подрывом ядерных устройств [1, 2]. В ходе многолетних наблюдений за карьерным водоотливом и за уровнем и качеством подземных вод проводилось изучение радиационной обстановки в целом и качества воды, в частности. Анализ полученных данных по радионуклидному опробованию показывает присутствие в воде <sup>226,228</sup>Ra, <sup>232</sup>Th, <sup>137</sup>Cs, <sup>90</sup>Sr и следов <sup>3</sup>H. Проведена обработка лабораторных данных по идентификации радионуклидов в пробах по 19 пунктам наблюдения, которой установлено, что по удельной активности присутствующих радионуклидов и их суммарной предварительной оценке, подземные воды месторождения относятся к непригодным, согласно НРБ-99, Сан ПиН РК 3.002.02-04 «Питьевая вода»

### Выводы

В целом состояние водных ресурсов обследованной территории представляется неудовлетворительным. При планировании хозяйственной деятельности человека, связанной с использованием водных ресурсов, требуется получение полной радиологической оценки подземных вод – по общей альфа и бета активностям, по содержаниям техногенных и природных радионуклидов, в том числе, по тритию с учетом возможных сезонных изменений.

Для оценки возможного радиационного риска в местах проведения хозяйственной деятельности человека не только при освоении и разработке месторождений твердых полезных ископаемых, но и при строительстве хозяйствующих центров, зимовий и летников на территории СИП и в приграничных районах, радиационный мониторинг качества питьевой воды должен быть обязательным.

Для эффективности радиационного контроля подземных вод при идентификации присутствующих в воде радионуклидов, компетентному органу необходимо установить обязательный перечень определения природных и техногенных радионуклидов, обуславливающих общую альфа и бета-активность.

Компетентным органам в лице Национального ядерного центра РК, Департамента ядерной энергии и внешних связей и Комитета геологии и недропользования МЭМР РК необходимо решить вопрос о представлении на безвозмездной основе плановой или ретроспективной геоэкологической информации производственным геологическим организациям, ведущим работы на территории и объектах СИП из средств госбюджета.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Испытания ядерного оружия и ядерные взрывы в мирных целях СССР 1949-1990 гг. /Под редакцией Михайлова В.Н. – Саров: Российский федеральный ядерный центр – ВНИИЭФ. - 1996.
2. Ядерные испытания СССР. Семипалатинский полигон / Под редакцией Логачева В.А. – М., 1997. - 320 с.
3. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99). –М.: Минздрав России, 1999.
4. Инженерно-геологическая съемка с гидрогеологическим доизучением и геоэкологическими исследованиями масштаба 1:200 000, лист М-44-ХІХ. Площадь 5343 км<sup>2</sup>. 2004-2006 гг. // Отчет под редакцией Полякова Л.Е., Кудайбергенова К.З., ТОО «Семейгидрогеология» - РЦГИ «Казгеоинформ», Кокшетау, 2006 г.

#### СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫНЫҢ ОНТҮСТІК-ШЫҒЫС АУМАҒЫНЫҢ ЖӘНЕ ШЕҚАРАС АЛАҒДАРЫНЫҢ ЖЕР АСТЫНДАҒЫ МЕН ЖЕР БЕТІНДЕГІ СУЛАРЫНЫҢ РАДИОЛОГИЯЛЫҚ КҮЙІ

<sup>1</sup>Поляков Л.Е., <sup>1</sup>Кудайбергенов К.З., <sup>2</sup>Кругликов Д.А.

<sup>1</sup>*Семейгидрогеология ЖШС, Семей, Қазақстан*

<sup>2</sup>*Востказнедра аумақтық геологиялық басқармасы, Өскемен, Қазақстан*

Сан ПиН РК 3.002.02-04 сәйкес жалпы альфа- және бета-белсенділігінің көрсеткіштері бойынша радиациялық қауіпсіздігіне жер астындағы суларын жаппай сынамау мен лабораторлық тестілеу және жер бетіндегі суларын бір реттік сынамау деректері бойынша М-44-ХІХ бетінің аумағы мен жанасқан алаңдарындағы Семей сынау полигонының оңтүстік бөлшегінің жер астындағы мен жер бетіндегі сулар алабының радиологиялық күйінің бағалауы келтірілген. Тұтас алғанда, зерттелген аумағының су ресурстарының күйі нашар және, әсіресе ауыз су ретінде және шаруашылық қызметіне пайдаланатын, жер астындағы суларына тұрақты бақылауын талап етеді.

#### RADIOLOGICAL CONDITION OF UNDERGROUND AND SURFACE WATER OF SOUTH-EAST PART OF SEMIPALATINSK TEST SITE (STS) AND ADJOINING TERRITORY

<sup>1</sup>L.Ye. Polyakov, <sup>1</sup>K.Z. Kudaibergenov, <sup>2</sup>D.A. Kruglikov

<sup>1</sup>*Semeyhydrogeology Ltd., Semipalatinsk, Kazakhstan*

<sup>2</sup>*Regional geological department "Vostkaznedra", Ust-Kamenogorsk, Kazakhstan*

The paper gives the evaluation of radiological condition of underground and surface water basin on the territory of STS and the borders of M-44-XIX. It is based on the data analysis and laboratory testing of underground and surface water on radiation safety by general alpha- and beta-activity indicators in accordance with Sanitary Rules and Codes (SRC) of RK 3.002.02-04 requirements. In general, water condition is inadequate and it is required constant monitoring for the radiation condition of underground water used for the drinking purposes in public services.

УДК 577.4:504.4.054:539.16

**МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИИ ДОЛГОЖИВУЩЕГО РАДИОНУКЛИДА  $^{90}\text{Sr}$  ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ, ПРИЛЕГАЮЩЕЙ К ТЕХНИЧЕСКОЙ ПЛОЩАДКЕ «БАЛАПАН»**<sup>1</sup>Мукушева М.К., <sup>2</sup>Спирidonов С.И., <sup>3</sup>Тлебаев М.Б., <sup>2</sup>Шубина О.А., <sup>1</sup>Баранов С.А., <sup>2</sup>Епифанова И.Э.<sup>1</sup>Национальный ядерный центр Республики Казахстан, Курчатов<sup>2</sup>Всероссийский НИИ сельскохозяйственной радиологии и агроэкологии, Обнинск, Россия<sup>3</sup>Казахский Национальный университет им. К.И. Сатпаева, Алматы

В данной статье представлена математическая модель, описывающая перемещение биологически значимого радионуклида  $^{90}\text{Sr}$  в водном бассейне технической площадки «Балапан» Семипалатинского испытательного полигона. Для достижения указанной цели проведен анализ информации о состоянии подземных вод и особенностях формирования радиоактивного загрязнения водного бассейна технической площадки «Балапан», а также изучено распределение  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах на территории этой площадки.

Результаты расчетов, выполненные с использованием разработанной модели, могут быть использованы для прогнозирования динамики содержаний  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах технической площадки «Балапан» и для оценки опасности радиоактивного загрязнения источников питьевого обеспечения населения и сельскохозяйственных животных.

**ВВЕДЕНИЕ**

Одним из основных источников радиационной опасности для населения Казахстана является Семипалатинский ядерный полигон. В период с 1949 по 1989 годы на территории СИП было осуществлено 456 ядерных испытаний с использованием 607 ядерных устройств. В результате взрывов на территории СИП в окружающую среду поступило значительное количество долгоживущих радионуклидов, в том числе около  $9 \cdot 10^{16}$  Бк  $^{137}\text{Cs}$ . [1]

Для проведения ядерных испытаний на территории СИП использовались специальные технические площадки. С 1961 по 1989 годы на технической площадке «Балапан» было осуществлено 131 подземное испытание в вертикальных горных проходках – скважинах.

В котловых полостях, образовавшихся после подземных ядерных взрывов, сосредоточено большое количество долгоживущих радионуклидов, которые могут мигрировать за пределы скважин и перемещаться с подземными водами. На территории площадки «Балапан» присутствуют водоносные структуры с повышенной водопроницаемостью, которые могут являться каналами миграции радионуклидов.

Данные экологического мониторинга территории СИП свидетельствуют о том, что в водном бассейне технической площадки «Балапан» присутствуют долгоживущие радионуклиды  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$ . Накопленная к настоящему времени информация, характеризующая состояние подземных вод в пределах указанной площадки, представляет собой основу для идентификации процессов миграции  $^{90}\text{Sr}$  и  $^{137}\text{Cs}$  с подземными водами. Синтез этой информации в рамках математических моделей является закономерным этапом исследований поведения долгоживущих радионуклидов в грунтовых водах на рассматриваемой территории.

**РАЗРАБОТКА МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МИГРАЦИИ  $^{90}\text{Sr}$  В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ**

Анализ гидрогеологических условий на площадке «Балапан» позволил сделать вывод о сложности и неоднородности этих условий в пределах рассматриваемой площадки. Направления и интенсивности перемещения подземных вод определяются расчлененностью поверхности фундамента, переменной мощностью перекрывающихся водоупорных глин и общим наклоном рельефа. Хотя пьезометрический уровень для всей площадки «Балапан» имеет наклон с юго-запада на северо-восток, общее направление фильтрации подземных вод искажается наличием локальных артезианских бассейнов и другими факторами.

Таким образом, сложная структура водного бассейна в пределах рассматриваемой площадки, а также малая скорость фильтрации грунтовых вод позволяют сделать вывод о целесообразности «локального» подхода к моделированию миграции радионуклидов с подземными водами. В рамках такого подхода описывается поведение радионуклидов в непосредственной близости от конкретной скважины, в которой было проведено подземное ядерное испытание. При этом для параметризации модели следует использовать данные, характеризующие содержание радионуклидов в гидрологических скважинах, расположенных вокруг места взрыва.

Анализ имеющихся экспериментальных данных по содержанию  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в пробах воды, отобранных на территории площадки «Балапан», показал, что наиболее представительный информационный массив сформирован для скважины 1388. Вокруг этой скважины, находящейся в юго-западной части площадки, расположены гидрологические скважины 4042, 4043, 4045, 4075, 4076 (рисунок 1). В качестве экспериментальных данных использовались результаты измерений содержания  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в образцах воды, которые были отобраны на различных глубинах указанных скважин в период 2002-2004 гг.

Следует подчеркнуть, что имеющаяся в наличии информация, характеризующая распределение радионуклидов в подземных водах на прилегающей к скважине 1388 территории, является фрагментарной и небольшой по своему объему. В то же время, анализ экспериментальных данных позволяет сделать вывод об интенсивном переносе радионуклидов в направлении гидрологической скважины 4075. Концентрации  $^{90}\text{Sr}$  в пробах воды, отобранных в этой скважине в 2003-2004 гг., составила 25-39 Бк/кг. Указанные значения существенно превышают уровень вмешательства при поступлении  $^{90}\text{Sr}$  с водой для населения, равный 5 Бк/кг. Содержания радионуклидов в других гидрологических скважинах близки к фоновым значениям и, в подавляющем большинстве, не превышают порога обнаружения.

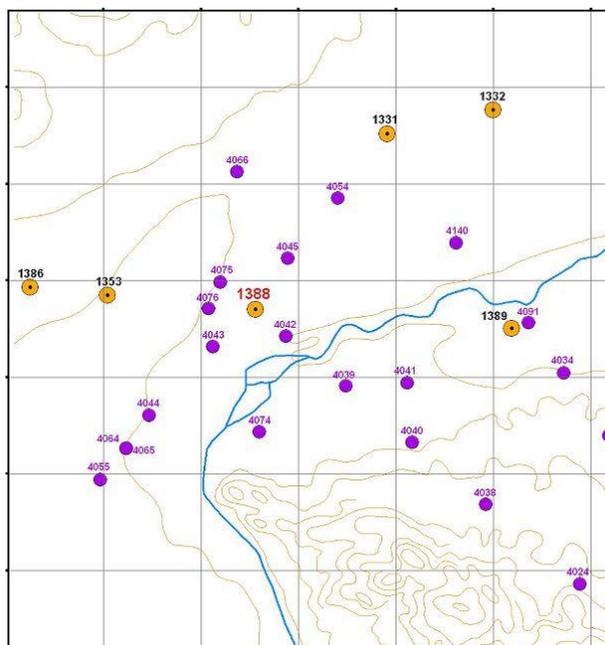


Рисунок 1. Расположение гидрологических скважин в районе боевой скважины 1388

Таким образом, на основе анализа имеющейся радиоэкологической и гидрологической информации, можно сформулировать следующие выводы:

- разработку математических моделей миграции  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах на территории площадки «Балапан» целесообразно проводить с использованием «локального» подхода, предусматривающего описание миграционных процессов в непосредственной близости от выбранной боевой скважины;
- наиболее подходящей для отработки такого подхода, с точки зрения объема имеющихся экспериментальных данных, представляется скважина 1388;
- идентифицирован ярко выраженный миграционный поток от источника (боевой скважины 1388) – в направлении гидрологической скважины 4075.

#### АНАЛИЗ ПРОЦЕССОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ПОВЕДЕНИЕ $^{90}\text{Sr}$ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Интенсивность горизонтальной миграции радионуклидов в водоносном горизонте во многом определяется скоростью их поступления в грунтовые воды из нижележащих геологических пород и котловой полости, образовавшейся после ядерного испытания. Это обстоятельство определяет необходимость анализа процессов, влияющих на формирование распределения радионуклидов в породах в момент взрыва и интенсивность вертикальной миграции радиоактивных веществ до водоносного горизонта.

Ядерные заряды в боевых скважинах располагаются на значительных глубинах, в диапазоне от сотен метров до полутора-двух километров. Для предотвращения выхода радиоактивных веществ скважины укрепляются специальными техническими устройствами и материалами – цементными пробками, щебнем и запорной арматурой на поверхности земли. Существенное влияние на распространение радионуклидов во время взрыва оказывают свойства конкретных геологических пород в месте расположения скважины. Естественные породы, в которых создаются скважины, могут включать (начиная с нижних горизонтов) граниты, сланцы, туфобрекцию (огломерат) и туфопесчанник [2,3]. Самый верхний слой, созданный строителями, представляет собой щебень с песчаным заполнением.

Согласно сценарию развития подземного ядерного взрыва, описанного Б.И. Нифонтовым [4], в течение первых нескольких десятков микросекунд образуется полость взрыва, размер которой зависит от мощности ядерного заряда. В это же время или несколько позже происходит обрушение разрушенной взрывом породы. По

окончании процесса обрушения образуется конусообразный раздробленный материал, накрывающий стекло-видную массу, сформировавшуюся на нижней границе полости.

Если глубина залегания ядерного заряда достаточно большая, то на поверхности земли после проведения испытания не будет зафиксировано ощутимых изменений. Такой взрыв квалифицируют как взрыв полного внутреннего действия или полного камуфлета. Если же на поверхности земли будет замечен провал в виде воронок или впадин, то говорят о неполном камуфлетном взрыве. В случае образования на поверхности земли значительного углубления, взрыв является экскавационным. Пример ядерного взрыва на выброс грунта - создание атомного озера "Шаган" на территории площадки "Балапан" Семипалатинского испытательного полигона.

В момент подземного ядерного взрыва в течение нескольких микросекунд температура достигает миллионов градусов. При такой температуре вся порода и все содержание самой бомбы превращаются в пар, и по мере его конденсации на дне полости образуется стекловидная масса [3]. Эта масса содержит до 70-90% радиоактивных веществ, образуемых в процессе взрыва. Газообразная фракция радионуклидов, составляющая порядка 15%, остается в полости, если скважина надежно закрыта перекрытиями и приспособлениями (естественная засыпка щебнем, цементные пробки). Выход радионуклидов в газообразной форме на поверхность земли наблюдается в тех случаях, когда работа по подготовке скважины к подземному ядерному взрыву выполнена плохо. Кроме того, газообразная фракция может просачиваться по трещинам, существовавшим до взрыва или образованным после взрыва [3,4]. Интенсивность просачивания радионуклидов в значительной степени зависит от геологической структуры окружающей среды, в которой производился подземный ядерный взрыв.

Таким образом, при камуфлетном подземном ядерном взрыве основная часть радионуклидов (~ 85%) сосредотачивается в стекловидной массе породы и только 15% радиоактивных веществ в газообразном состоянии остается в полости взрыва. При этом практически все продукты деления тяжелых ядер (<sup>235</sup>U, <sup>239</sup>Pu и др.) находятся в остеклованном веществе.

В момент ядерного испытания в геологических структурах, окружающих полость взрыва, могут образоваться трещины [3-5], в которые проникают газообразные фракции радионуклидов. Как отмечено в работе [5], после ядерного взрыва мощностью 15 кТ <sup>137</sup>Cs и <sup>90</sup>Sr распространяются внутри образующихся трещин на расстоянии 150-250 м от полости взрыва.

Образование трещин в результате проведения подземных ядерных испытаний на площадке "Балапан" представляется вполне вероятным, поскольку боевые скважины формируются в твердых геологических породах, к которым относятся граниты, сланцы, а в более верхних горизонтах – туфобрекчия [2,3]. Поскольку суммарная мощность взрыва двух ядерных зарядов в рассматриваемой нами скважине 1388 составила 117 кТ (превышает мощность взрыва, описанного в [5] в 8 раз), можно предположить, что трещины, образующиеся в результате взрыва, достигают проницаемых для воды слоев (туфопесчаник) или непосредственно уровня грунтовых вод. В этом случае, трещины заполняются водой и представляют собой каналы, по которым радионуклиды могут мигрировать в результате протекания процессов квазидиффузии.

В работе [5] приводятся значения концентрации <sup>137</sup>Cs и <sup>90</sup>Sr в водном растворе, сосредоточенном в полости взрыва (мощность 15 кТ). Как известно [3] объем полости прямо пропорционален мощности взрыва. Таким образом, можно использовать гипотезу о том, что концентрации радионуклидов в полости, образовавшейся после взрыва в скважине 1388, несмотря на его большую мощность, будут близки по своим значениям к концентрациям, указанным в работе [5].

Радионуклиды, достигшие уровня грунтовых вод, мигрируют в горизонтальном направлении в рамках водоносного пласта. Причем, как отмечено выше, в районе расположения боевой скважины 1388 наблюдается ярко выраженная линия (или "лента") тока – по направлению к гидрологической скважине 4075. К основным процессам, определяющим интенсивность перемещения радионуклидов с подземными водами, следует отнести:

- конвективный перенос,
- гидродисперсию,
- физико-химическое взаимодействие с породами (сорбционные процессы),
- радиоактивный распад.

Следует отметить, что постулированный "локальный" подход, в рамках которого моделируется основная на рассматриваемом участке линия тока, является вполне обоснованным. Аналогичный подход, заключающийся в фрагментировании исследуемой области фильтрации и выборе типовых лент тока, упоминается в работе [6]. Движение в пределах каждой из лент тока предлагается рассматривать как одномерное, описываемое дифференциальным уравнением, которое позволяет получить аналитическое решение. Проанализировав несколько типовых лент тока можно получить представление об особенностях двумерного движения подземных вод, переноса загрязняющих веществ, в пределах исследуемой территории.

Математические модели, описывающие поведение <sup>137</sup>Cs и <sup>90</sup>Sr в грунтовых водах в районе размещения боевой скважины 1388, расположенной на площадке "Балапан" Семипалатинского испытательного полигона реализованы на ЭВМ с использованием численных методов в среде Mathcad 11 Enterprise Edition. Программные

версии моделей предназначены для расчета концентрации радионуклидов в водоносном слое на заданном расстоянии от источника. Исходными данными для проведения расчетов являются:

- расстояние от боевой скважины 1388 – источника поступления радионуклидов в грунтовые воды;
- период времени, на который осуществляется прогноз;
- параметры моделей, характеризующие интенсивность перемещения грунтовых вод и свойства геологических пород водоносного горизонта.

Выходные данные моделей представляет собой:

- матрица, включающая результаты расчета содержания  $^{137}\text{Cs}$  в грунтовых водах на различных расстояниях от источника по направлению линии тока в течение периода прогноза;
- матрица, включающая результаты расчета содержания  $^{90}\text{Sr}$  в грунтовых водах на различных расстояниях от источника по направлению линии тока в течение периода прогноза;

Формируемые в результате работы программной версии модели результаты расчетов могут быть экспортированы в среду Microsoft Excel, графический редактор GRAPHER и другие программные приложения для дальнейшего анализа и графического представления.

#### ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ И ПРОВЕРКА МОДЕЛИ

Параметризация модели, описывающей миграцию  $^{90}\text{Sr}$  в грунтовых водах, перемещающихся в направлении от боевой скважины 1388 к гидрологической скважине 4075, проводилась на основе экспериментальной информации, полученной сотрудниками Национального ядерного центра Республики Казахстан, с использованием литературных данных.

Значения коэффициентов продольной и поперечной дисперсности ( $\alpha_L$  и  $\alpha_T$ ) принимались равными 15 м и 1 м [7], что вполне согласуется с утверждением [5,6] о равенстве во многих случаях  $\sim 10$  отношения  $\alpha_L/\alpha_T$ . Скорость смеси задавалась равной 25 м/год. Это число представляет собой среднее значение в диапазоне возможного изменения этого параметра 1-50 м/год [5]. Плотность породы, представляющей собой, согласно схеме боевой скважины [2,3], туфопесчаник составляет 2700 кг/м<sup>3</sup>; пористость принималась равной 0.05.

Значения коэффициента распределения радионуклидов между твердой и жидкой фазой ( $K_d$ ) являются близкими для песчаника и туфа [8] и составили для  $^{90}\text{Sr}$  – 0.02 м<sup>3</sup>/кг, а для  $^{137}\text{Cs}$  – 0.1 м<sup>3</sup>/кг. Следует подчеркнуть, что величины  $K_d$  для аргиллита более чем на порядок превышают значения этой величины для туфа и песчаника [8], поэтому идентификация геологических пород в проводящем слое грунтовых вод представляется весьма значимой. Период полураспада  $^{90}\text{Sr}$  28.5 лет..

Концентрация  $^{90}\text{Sr}$  в источнике - зоне залегания грунтовых вод в непосредственной близости к боевой скважине 1388, определялись в ходе численного эксперимента с моделью. В ходе этого эксперимента использовались данные, характеризующие удельное содержание  $^{90}\text{Sr}$  в гидрологической скважине 4075 в 2002 г. Данные, не использованные для определения численного значения граничного условия, использовались для верификации модели.

Результаты сравнения расчетных и экспериментальных данных, отражающих содержание  $^{90}\text{Sr}$  в воде гидрологической скважины 4075 в зависимости от времени, прошедшего после проведения ядерного испытания в скважине 1388, представлены на рисунке 2. Сопоставление экспериментальных данных и результатов расчетов позволяет сделать вывод о возможности использования модели для целей прогнозирования концентрации  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах в направлении преобладающей линии тока в районе расположения скважины 1388.

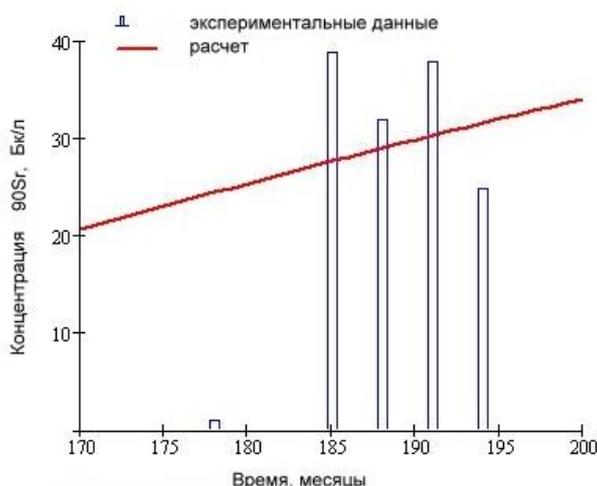


Рисунок 2. Сравнение расчетных и экспериментальных данных, отражающих содержание  $^{90}\text{Sr}$  в воде гидрологической скважины 4075 в зависимости от времени, прошедшего после проведения ядерного испытания в скважине 1388

### ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ КОНЦЕНТРАЦИИ $^{90}\text{Sr}$ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Анализ экспериментальных данных, отражающих распределение  $^{90}\text{Sr}$  в воде гидрологических скважин, окружающих боевую скважину 1388, позволяет сделать вывод об аномально высоком содержании  $^{90}\text{Sr}$  в скважине 4075 в период 2003-2004 гг. Содержание этого радионуклида превышает уровень вмешательства для питьевой воды (5 Бк/л). С другой стороны, концентрация  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в полости подземного ядерного взрыва превышает по данным [5] концентрацию  $^{90}\text{Sr}$  в 10 раз. Можно принять гипотезу о том, что это соотношение сохраняется и для источника поступления радионуклидов в грунтовые воды в месте расположения боевой скважины. В силу высказанных соображений прогнозирование распространения  $^{90}\text{Sr}$  с грунтовыми водами по направлению линии тока – к скважине 4075 осуществлялось на основе использования двух сценариев расчетов.

В рамках “базового” сценария в качестве основной гипотезы принималось сформулированное выше соотношение между концентрациями  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в источнике. При выполнении “консервативного” варианта расчетов концентрация  $^{90}\text{Sr}$  в источнике определялась путем численного эксперимента таким образом, что расчетное содержание этого радионуклида в воде скважины 4075 соответствовало экспериментальным данным (рисунок 3).

Превышение уровня вмешательства для питьевой воды (5 Бк/л) на расстояниях свыше 100 м от источника не зафиксировано и для  $^{90}\text{Sr}$  при проведении расчетов согласно “базовому” сценарию (рисунок 3). Концентрация этого радионуклида в момент достижения максимума на расстоянии 100 м от скважины 1388 составляет 2 Бк/л. Установленная закономерность будет проявляться и при выборе линии тока подземных вод в других направлениях от источника.

В то же время, анализ результатов прогнозирования распространения  $^{90}\text{Sr}$  с подземными водами согласно “консервативному” сценарию (рисунок 4) позволяет выявить значительное превышение рассматриваемого норматива. В этом случае концентрация  $^{90}\text{Sr}$  в воде достигает значительных величин даже в пространственных точках, расположенных от скважины 1388 на расстояниях, превышающих 500 м.

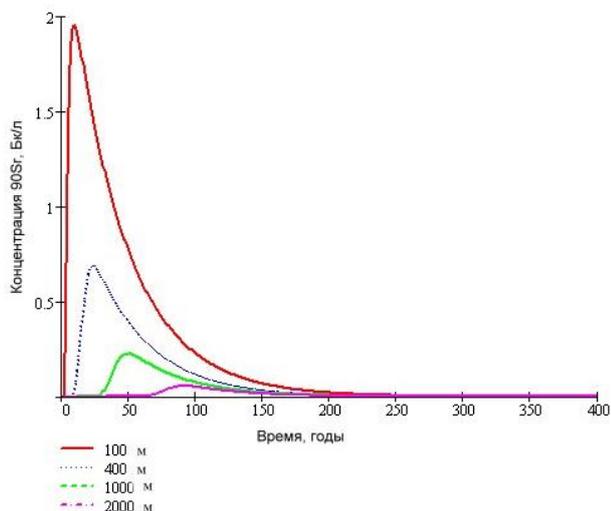


Рисунок 3. Динамика концентрации  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах в направлении преобладающей линии тока на различных расстояниях от боевой скважины 1388 (“базовый” вариант расчетов)

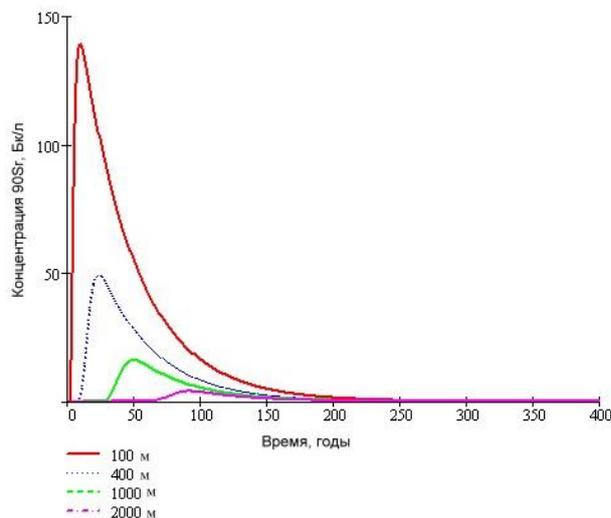


Рисунок 4. Динамика концентрации  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах в направлении преобладающей линии тока на различных расстояниях от боевой скважины 1388 (“консервативный” вариант расчетов)

Авторами получены результаты прогнозирования пространственного распределения содержания  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах, движущихся в направлении преобладающей линии тока, по истечении 25, 50, 75 и 100 лет после ядерного испытания в скважине 1388. Расчеты для  $^{90}\text{Sr}$  проведены в рамках описанных выше “базового” и “консервативного” сценариев. В качестве примера на рисунках 5-6 представлены результаты прогнозирования для случая 75 лет после ядерного испытания в скважине 1388.

Снижение концентрации радионуклидов по мере удаления от источника обусловлено сорбцией  $^{90}\text{Sr}$  твердой фазой водоносного слоя и процессом гидродисперсии. Уменьшение содержания  $^{90}\text{Sr}$  со временем в значительной степени определяется процессом радиоактивного распада.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе изучения имеющейся информации о структуре водного бассейна в пределах площадки “Балапан”, а также о характере распределения  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах сделан вывод о целесообразности “локального” подхода к моделированию миграции радионуклидов с подземными водами. В рамках такого подхода описывается поведение радионуклидов в непосредственной близости от конкретной скважины, в которой было проведено подземное ядерное испытание.

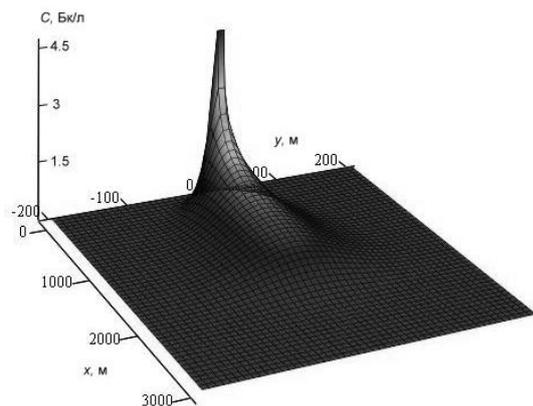


Рисунок 5. Распределение содержания  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах, движущихся в направлении преобладающей линии тока, по истечении 75 лет после ядерного испытания в скважине 1388 (“базовый” вариант расчетов)

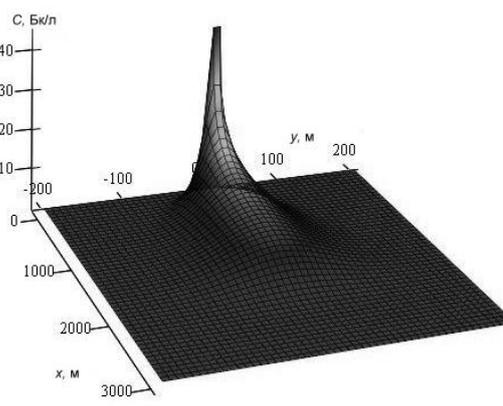


Рисунок 6. Распределение содержания  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах, движущихся в направлении преобладающей линии тока, по истечении 75 лет после ядерного испытания в скважине 1388 (“консервативный” вариант расчетов)

Анализ экспериментальных данных по содержанию  $^{90}\text{Sr}$  в пробах воды, отобранных на территории площадки “Балапан”, показал, что наиболее представительный информационный массив сформирован для скважины 1388. Концентрация  $^{90}\text{Sr}$  в воде гидрологической скважины 4075 существенно превышает уровень вмешательства при поступлении этого радионуклида с водой для населения, равный 5 Бк/кг. Содержания радионуклидов в других гидрологических скважинах близки к фоновым значениям и, в подавляющем большинстве, не превышают порога обнаружения. Таким образом, именно скважина 1388 была выбрана в качестве объекта для разработки моделей перемещения  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  с подземными водами. Повышенное содержание  $^{90}\text{Sr}$  в воде гидрологической скважины 4075 позволило выдвинуть гипотезу о целесообразности выделения преобладающей линии тока подземных вод в месте расположения боевой скважины 1388 по направлению к скважине 4075.

Разработана математическая модель, описывающая перенос  $^{90}\text{Sr}$  в грунтовых водах в направлении преобладающей линии тока от скважины 1388. Модели учитывают следующие процессы, определяющие концентрацию радионуклидов в подземных водах в зависимости от времени и расстояния от источника: конвективный перенос, гидродисперсию, физико-химическое взаимодействие с породами (сорбционные процессы), радиоактивный распад. Получено аналитическое решение уравнений модели с учетом принятых допущений. Сопоставление экспериментальных данных и результатов расчетов позволяет сделать вывод о возможности использования модели для целей прогнозирования концентрации  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в подземных водах в районе расположения скважины 1388.

Поскольку концентрация  $^{137}\text{Cs}$  в гидрологической скважине 4075 зафиксирована на том же уровне, что и удельное содержание  $^{137}\text{Cs}$  в воде других гидрологических скважин, экспериментально определенными значениями содержания  $^{90}\text{Sr}$  в скважине 4075, представляются аномально высокими. По этой причине прогнозирование распространения  $^{90}\text{Sr}$  с грунтовыми водами по направлению линии тока – к скважине 4075 осуществлялось на основе использования двух сценариев расчетов. В рамках “базового” сценария в качестве основной гипотезы принималось приведенное в литературе соотношение между концентрациями  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в источнике. При выполнении “консервативного” варианта расчетов концентрация  $^{90}\text{Sr}$  в источнике определялась путем численного эксперимента таким образом, что расчетное содержание этого радионуклида в воде скважины 4075 соответствовало экспериментальным данным.

На основе результатов прогноза с использованием разработанных моделей установлено, что содержание  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  (согласно “базовому” сценарию расчетов) в воде на расстояниях свыше 100 м от места проведения подземного ядерного испытания не превышает уровни вмешательства для питьевой воды. В то же время, анализ результатов прогнозирования распространения  $^{90}\text{Sr}$  с подземными водами согласно “консервативному” сценарию позволяет выявить значительное превышение установленного норматива в течение длительного времени.

Таким образом, результаты прогнозирования во многом определяются полученными к настоящему времени экспериментальными данными, характеризующими содержание радионуклидов в подземных водах в районах расположения боевых скважин. В целом, на основе прогноза распространения  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  с грунтовыми водами от мест проведения подземных ядерных испытаний можно заключить, что концентрации этих радионуклидов не превысят допустимых уровней при условии соблюдения допущения о постоянной концентрации  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{90}\text{Sr}$  в источнике (за исключением высокого содержания  $^{90}\text{Sr}$  в районе скважины 1388).

Рассматривая возможность проведения дальнейших работ, связанных с моделированием перемещения радионуклидов с подземными водами, следует подчеркнуть целесообразность выделения наиболее значимых объектов – боевых скважин на территории площадки “Балапан”. Значимость этих объектов определяется высоким содержанием радионуклидов в пробах воды, отобранных в гидрологических скважинах, а также возможным расположением в непосредственной близости от боевой скважины источников питьевой воды для населения и

сельскохозяйственных животных. При этом необходимо исключить фрагментарность радиоэкологической и гидрологической информации, характеризующей территорию вокруг рассматриваемого объекта. Следует выделить значимость данных о поведении радионуклидов непосредственно в месте расположения боевых скважин. Наличие такой информации представляется необходимым для разработки модели описывающей вертикальную миграцию радионуклидов до уровня грунтовых вод.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Такибаев, Ж.С. Рабочая модель миграции радионуклидов из мест подземных ядерных взрывов / Ж.С. Такибаев // Вестник НЯЦ РК, 2003. – Вып. 3, – С. 37-43.
2. Птицкая, Л.Д. Современное состояние радиационной обстановки на территории испытательной площадки “Балапан” бывшего Семипалатинского полигона / Л.Д. Птицкая // Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып. 3. – С. 7-13.
3. Такибаев, Ж.С. Рабочая модель миграции радионуклидов из мест подземных ядерных взрывов / Ж.С. Такибаев // Вестник НЯЦ РК, 2003. – Вып. 3, – С. 37-43.
4. Нифонтов, Б.И. Подземные ядерные взрывы / Б.И. Нифонтов, Д.Д. Протопопов, И.Е. Ситников, А.В. Куликов // М.: Атомиздат, 1965. – 160 с.
5. Pflingsten, W. Radionuclide migration from underground nuclear tests performed at the Lira facility, Kazakhstan – estimation by source term and transport modeling / W. Pflingsten, S. Kislitsin // Paul Scherrer Institut, ТМ-44-02-07, 2002, – 61 p.
6. Лялько, В.И. Моделирование гидрологических условий охраны подземных вод / В.И. Лялько, Ю.С. Бут, Ю.Ф. Филиппов, Г.А. Шнейдерман // Киев: Наукова Думка, 1980. – 190 с.
7. Фрид, Ж.Ж. Загрязнение подземных вод / Ж.Ж. Фрид // М.: Недра, 1981. – 304 с.
8. Плотников, В.И. Сорбция стронция и цезия породами с площадки Балапан / В.И. Плотников, Т.И. Аксенова, А.К. Бердаулетов, К.Д. Букенов и др. // Вестник НЯЦ РК, 2001. – Вып. 3, – С. 1-6.

#### «БАЛАПАН» ТЕХНИКАЛЫҚ АЛАҢЫНА ЖАҚЫН ЖАНАСЫП ОРНАЛАСҚАН АУМАҚ ҮШІН ҰЗАҚ ӨМІР СҮРЕТІН $^{90}\text{Sr}$ РАДИОНУКЛИДІНІҢ ЖЕР АСТЫ СУЛАРЫМЕН КӨШП- ҚОНУ КЕСКІНДЕМЕСІН ЖАСАУ

<sup>1</sup>Мұқышева М.Қ., <sup>2</sup>Спидионов С.И., <sup>3</sup>Тілебаев М.Б., <sup>2</sup>Шубина О.А., <sup>1</sup>Баранов С.А., <sup>2</sup>Епифанова И.Э.

<sup>1</sup>Қазақстан Республикасының Ұлттық Ядролық Орталығы, Курчатов

<sup>2</sup>Бүкіл ресейлік аулиаруашылық радиология және агроэкология ФЗИ, Обнинск

<sup>3</sup>Қ.И. Сәтбаев атындағы Қазақ Ұлттық университеті, Алматы

Осы мақалада Семей сынақ полигонындағы «Балапан» техникалық алаңының су алабындағы биологиялық мәні бар  $^{90}\text{Sr}$  радионуклидінің орын ауыстыруларын суреттейтін математикалық кескіні ұсынылған. Осы көрсетілген мақсатқа жету үшін «Балапан» техникалық алаңындағы су алабының радиоактивтік ластануының қалыптасу ерекшеліктеріне және жер асты суларының жағдайы туралы ақпараттарға талдау жасалды, сонымен қатар осы алаңның аумағындағы жер асты суларында  $^{90}\text{Sr}$  таралуы зерттелді.

Жасалған кескінді қолдану арқылы алынған есептеулер нәтижесін орындау, «Балапан» техникалық алаңының жер асты суларында  $^{90}\text{Sr}$  мөлшерінің динамикасын болжау үшін және тұрғындар мен ауыл шаруашылық малдарын ішетін сумен қамтамасыз ету көздерінің радиоактивтік ластану қаупін бағалау үшін қолданылуы мүмкін.

#### MODELING OF $^{90}\text{Sr}$ LONG-LIVED RADIONUCLIDE MIGRATION BY GROUND WATER AT THE TERRITORY ADJACENT TO BALAPAN TECHNICAL SITE

<sup>1</sup>M.K. Mukusheva, <sup>2</sup>S.I. Spiridonov, <sup>3</sup>Tlebaev M.B., <sup>2</sup>O.A. Shubina, <sup>1</sup>S.A. Baranov, <sup>2</sup>I.E. Epifanova

<sup>1</sup>National Nuclear Centre of the Republic of Kazakhstan, Kurchatov

<sup>2</sup>All-Russian SRI of Agricultural Radiology and Agroecology, Obninsk, Russia

<sup>3</sup>Kazakh National Technical University named after K.I.Satpayev, Almaty

The article presents a mathematical model describing transfer of biologically significant  $^{90}\text{Sr}$  radionuclide in Balapan site water basin. For the purpose information analysis was carried out for ground water condition and features of water basin radionuclide contamination at the Balapan site and  $^{90}\text{Sr}$  distribution in ground water at the territory of the site was studied.

Results of calculation performed using the developed model can be applied to forecast the history of  $^{90}\text{Sr}$  content in ground water at the Balapan site and to assess the hazard of radioactive contamination of drinking water source.

УДК 550311:621.039.9(24)

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛНЫ ДАВЛЕНИЯ В НЕФТЕ-ГАЗОНАСЫЩЕННОМ ГОРНОМ МАССИВЕ ПРИ ПОДЗЕМНОМ ВЗРЫВЕ

Максименко А.Ф.

*Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия*

Приводятся результаты экспериментальных исследований волны давления, вызванной подземным ядерным взрывом, в нефтегазонасыщенном коллекторе. Обсуждаются эффекты, связанные с прохождением волны давления, и результаты измерения пластового давления в скважинах, расположенных на различном расстоянии от эпицентра взрыва.

Одним из объектов проведения серии промышленных экспериментов по интенсификации добычи нефти в составе Программы ядерных взрывов в мирных целях, осуществленные в СССР, было Гежское нефтяное месторождение в Пермской области.

Месторождение приурочено к карбонатным отложениям франско-фаменско-турнейского возраста. Коллекторские свойства продуктивных отложений низкие: средняя пористость – 8.6%, средняя проницаемость – 8 мД. Толщина покрышки, сложенной аргиллитами и плотными глинистыми известняками тульского горизонта, - 9 - 45 м. В период с 1981 г. по 1987 г., на Гежском месторождении произведено пять подземных ядерных взрывов. В соответствии с технологической схемой, утвержденной в 1981 г, закачка газа под высоким давлением должна была осуществляться в кровельную часть нефтенасыщенного рифового массива, а отбор нефти - из подошвенной части залежи. Закачиваемый газ должен был способствовать не только более полному извлечению нефти из пласта, но и препятствовать прорыву подошвенных вод в полости ядерных взрывов. Закачку газа под высоким давлением планировалось начать одновременно с вводом месторождения в эксплуатацию, однако строительство сооружений для закачки газа не было начато, и месторождение стало разрабатываться в естественном режиме, что способствовало миграции подошвенных вод в полости ядерных взрывов.

Подземные ядерные взрывы на Гежском месторождении были осуществлены в технологических скважинах, пробуренных в сводовой части франско-фаменско-турнейской залежи и расположенных на расстоянии друг от друга от 1000 м до 1500 м. Мощность ядерных зарядов составляла 3,2 кт.

За всю историю проведения мощных подземных взрывов накопилось множество сейсмологических и геологических доказательств того факта, что подземный взрыв является причиной тектонической разгрузки горного массива. Выдвинуты две основные гипотезы, объясняющие необходимую тектоническую разгрузку горного массива. Пресс и Аршамбо [1] полагали, что высвобождение тектонических напряжений, существующих в горном массиве до момента взрыва, происходит вокруг неупругой зоны взрыва, т.е., поле тектонических напряжений реагирует на возникновение зоны развитой трещиноватости вокруг полости взрыва. По второй гипотезе взрыв является триггером для смещений в плоскости близрасположенного разлома. Первая гипотеза кажется достаточной в большом числе случаев, однако, триггерная гипотеза намного лучше объясняет высвобождение относительно больших тектонических напряжений. Тем не менее, в настоящее время, нет достаточно общей точки зрения на механизм высвобождения тектонического напряжения.

При проведении эксперимента на Гежском месторождении выполнена запись сейсмических волн. На рисунке 1 приводится фрагмент осциллограммы глубинной сейсмической волны, зарегистрированной на расстоянии свыше 1900 м от эпицентра взрыва.

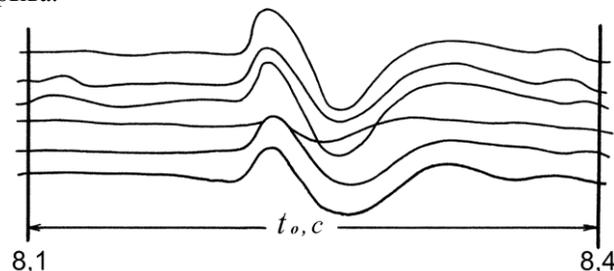


Рисунок 1. Фрагмент осциллограммы глубинной сейсмической волны

Из рисунка 1 видно, что через 8.1 сек после начала регистрации сейсмических волн, имеет место значительное усиление колебаний, которое можно объяснить высвобождением тектонической энергии, накопленной в горном массиве. Другое объяснение приведенному эффекту можно дать исходя из следующих предпосылок. Наличие свободной поверхности над эпицентром взрыва искажает сферическую волну. Волна напряжения, распростра-

няющаяся вверх от эпицентра, отражается от свободной поверхности, что обусловлено большим различием импедансов поверхностного слоя и атмосферы. При наличии слоев с различными значениями плотности и упругого модуля отражения такого рода могут происходить и на других геологических границах. Так как величина предела прочности на растяжение у горных пород мала, то на некоторой глубине растягивающее напряжение в отраженной волне может превысить сумму напряжений в волне сжатия, литостатического давления и предела прочности породы на растяжение. Происходит разрыв породы, а так как суммарный импульс массы породы, расположенной над областью растягивающих напряжений, направлен вверх, то движение отколовшегося слоя будет направлено в ту же сторону и, в конечном итоге, закончится "шлепком" при возвратном падении. Сейсмические волны, которые могут возбуждаться этим импульсом, представляют определенный интерес, поэтому механизм откола и вызываемые им местные механические эффекты стали предметом обсуждения в ряде публикаций [2 -4]. Так, в [2] теоретически исследована динамика процесса откола, вызванного подземным камуфлетным взрывом, в [3 - 4] приведен анализ результатов измерений, свидетельствующих об откольных явлениях. Однако роль откола в возбуждении вторичных сейсмических волн окончательно не установлена.

На рисунке 2 приведены записи сейсмических волн, свидетельствующие о возможном возникновении явления откола. Запись производилась с использованием шести датчиков перемещения, укрепленных на одной «косе» на расстоянии 20 м друг от друга.

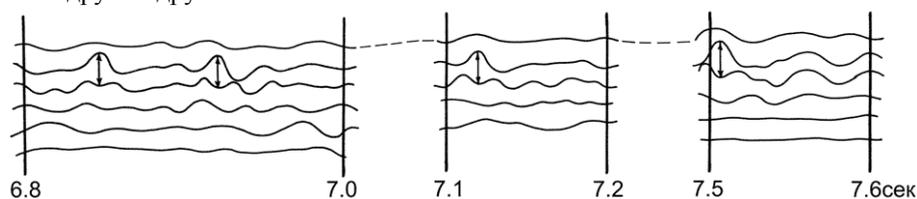


Рисунок 2. Сравнение фрагментов осциллограммы сейсмической волны для различных времен (глубин)

Из рисунка 2 видно, что существуют моменты времени (отмечены на осциллограмме стрелками), когда перемещение горных пород, расположенных на расстояниях свыше 20 м друг от друга, направлены в разные стороны. При определенной разнице перемещений мог возникнуть откол, который способствовал усилению сейсмических колебаний, записанных на осциллограмме. В силу различных технических причин, дать оценку разности перемещений горных пород не представляется возможным, и поэтому можно только провести сравнение полученных данных с известными описаниями местных механических эффектов, вызываемых механизмом откола. В [3,4] показано, что механическое действие откола, скорее всего, проявляется в ближней зоне взрыва (расстояние до 900 м). Поэтому, наиболее вероятно, что зафиксированное усиление колебаний связано именно с высвобождением тектонической энергии, аккумулированной в горном массиве. В пользу этого говорит и тот факт, что при проведении последующих взрывов на Гежском месторождении аналогичный эффект больше не наблюдался.

Большое значение для понимания процессов, происходящих в упругой среде, имеет экспериментальное исследование распределения давления в газонефтяном пласте при сильном камуфлетном взрыве. Экспериментальные данные, приведенные в [5] и полученные при выполнении серии химических взрывов в 15 геологических средах, показывают качественно различную картину прохождения взрывной волны по прочным малопористым породам и по породам с низкой прочностью и высокой пористостью. Поэтому характер затухания взрывной волны, по-видимому, определяется, в порядке важности, следующими свойствами пород: пористостью, прочностью, взаимодействием присутствующих фаз и фазовыми переходами.

Помимо регистрации сейсмических волн во время эксперимента исследовалось изменение давления в скважинах, расположенных на различном расстоянии от эпицентра взрыва. На рисунке 3а приведены кривые изменения давления в скважине, удаленной от эпицентра взрыва на 380 м. Для измерения давления в скважине на глубине 1900 м был помещен манометр. До взрыва давление на забое скважины составляло 12.0 МПа. В момент прохождения сейсмической волны зафиксировано резкое возрастание давления до 18.5 МПа, а затем такое же резкое его снижение до 5.4 МПа. После окончания эксперимента давление на забое скважины повысилось на 0.15 МПа, а затем, спустя 6 часов, вернулось к исходному значению. Через 1.5 суток давление на забое увеличилось на 0.65 МПа и далее продолжало медленно расти.

На рисунке 3б приводятся кривые изменения давления в скважине, удаленной от эпицентра взрыва на расстоянии 550 м. Давление на забое, измеренное до проведения взрыва, было равно 18.2 МПа. В момент прохождения сейсмической волны амплитуда давления составила 1.8 МПа. Как видно из рисунка 3б, характер изменения давления в этой скважине совпадает с характером изменения давления в скважине, расположенной на расстоянии 380 м от эпицентра взрыва. Изменение давления в скважине, расположенной на расстоянии 1000 м от эпицентра взрыва, приведено на рисунке 4. Непосредственно перед взрывом давление на забое этой скважины составило 13.5 МПа. Амплитуда колебания давления во время проведения эксперимента - 0.5 МПа.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛНЫ ДАВЛЕНИЯ В НЕФТЕ-ГАЗОНАСЫЩЕННОМ ГОРНОМ МАССИВЕ ПРИ ПОДЗЕМНОМ ВЗРЫВЕ**

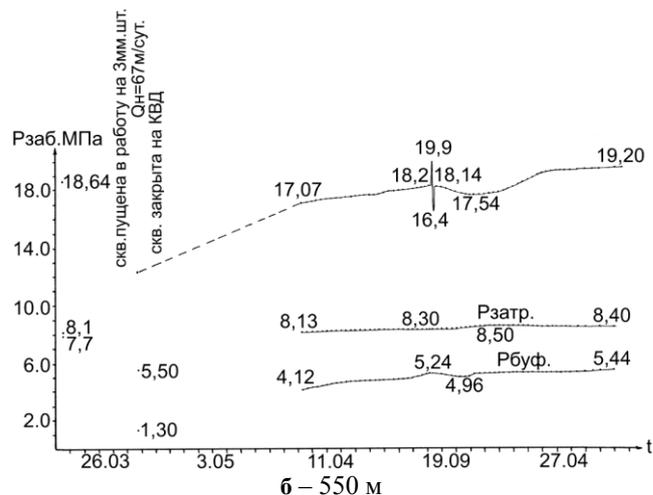
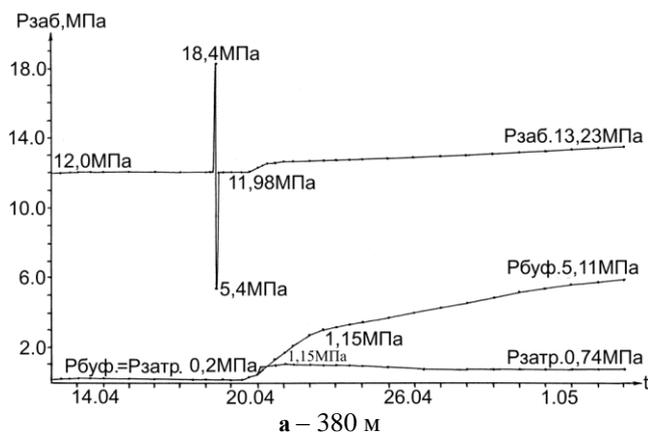


Рисунок 3. Характер изменения давления в скважинах, расположенных от эпицентра взрыва на расстоянии

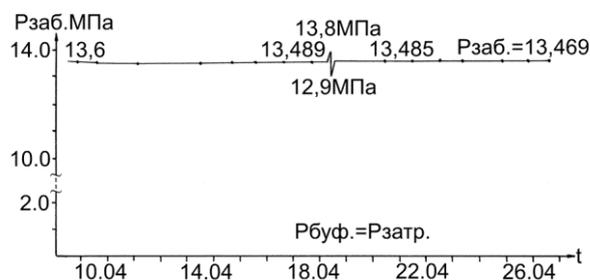


Рисунок 4. Характер изменения давления в скважине, расположенной на расстоянии от эпицентра взрыва 1000 м

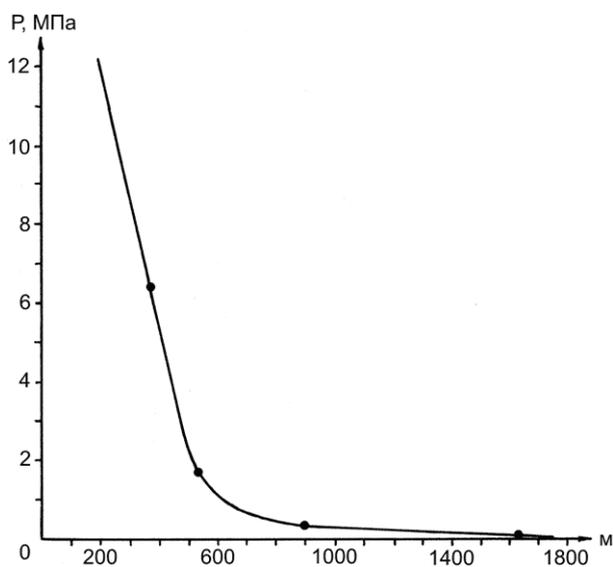


Рисунок 5. Изменение максимального импульса давления в добывающих скважинах в зависимости от расстояния до эпицентра взрыва

На рисунке 5 обобщены результаты измерения максимального импульса давления  $P$  в эксплуатационных скважинах, расположенных на различных расстояниях  $r$  от эпицентра взрыва.

Полученная кривая может быть аппроксимирована зависимостью  $P \sim r^{-\alpha}$ , где  $\alpha = 2.61$  определяется построением данной кривой в логарифмических координатах.

Таким образом, проведенные исследования показали, что дополнительным источником энергии, изменяющим термодинамическое состояние газонефтяной залежи при воздействии на нее мощным подземным взрывом, может стать тектоническая энергия, аккумулированная в горном массиве и высвобождаемая при прохождении по нему сейсмической волны. Величина аккумулированной энергии зависит от типа горного массива, а также от его напряженного состояния. Анализ результатов эксперимента на Гежском месторождении показал, что изменение физико-механических свойств горных пород в результате проведения камуфлетного взрыва можно ожидать на расстоянии, не превышающем 1500 м от эпицентра взрыва.

Об изменении физико-механических свойств горных пород в результате подрыва ядерного заряда свидетельствует резкое снижение электрического сопротивления горных пород и уменьшение скорости прохождения продольных и поперечных волн в нефтенасыщенных пластах. Возникающее при ядерном взрыве электромагнитное излучение, скорее всего, оказывает первичное воздействие на горные породы. Затем по этим породам проходят сейсмические волны, также изменяющие их физико-механические свойства.

В момент подрыва ядерного заряда в нефтенасыщенном пласте зафиксировано импульсное изменение пластового давления в эксплуатационных скважинах, находящихся на различных расстояниях от эпицентра взрыва.

ва. Пластовое давление в скважинах, расположенных в пределах 600 м от точки заложения заряда, после скачкообразного возрастания резко падает ниже давления насыщения, что приводит к интенсивному выделению газа из нефти. Дальнейшее схлопывание пузырьков газа в поле сейсмических волн могло привести к образованию в нефтенасыщенных пластах дополнительной системы микротрещиноватости и к изменению физико-механических свойств горных пород.

На изменение физико-механических свойств горных пород после подрыва ядерных зарядов могут указывать: появление интервалов ускоренной проходки, поглощение бурового раствора, провалы инструмента, нефтегазопроявления и другие осложнения, которые ранее при бурении скважин в районе проведения ядерных взрывов практически не фиксировались.

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Press, F. Release of tectonic strain by underground nuclear explosion / F. Press, C. Archambeau // J. Geophys. Res., 1962. - v.67. - P. 337 - 343.
2. Chilton, F. Dynamics of spalling of the earth's surface caused by underground explosions / F. Chilton, J.D. Eisler, H.G. Heubach // J. Geophys. Res., 1966. - v.71. - P. 5911 - 5919.
3. Eisler, J.D. Multiple subsurface spalling by underground nuclear explosions / J.D. Eisler, F. Chilton, F.M., J. Sauer // Geophys. Res., 1966 - v.71. - P. 3923 - 3927.
4. Springer, D.L. Secondary sources of seismic waves from underground nuclear explosions / D.L. Springer / Bull. Seism. Soc. Amer., 1974. - v. 64. - P. 581 - 594.
5. Larson, D.B. Explosive energy coupling in geologic materials / D.B. Larson // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr., 1982. - v. 19. - P. 157 - 166.

### **ЖЕР АСТЫНДАҒЫ ЖАРЫЛЫСТА МҮНАЙ-ГАЗБЕН ҚАНЫҚҚАН ТАУ МАССИВІНДЕ ҚЫСЫМ ТОЛҚЫНДАР ТАРАТЫЛУЫНЫҢ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬДЫ ЗЕРТТЕУЛЕРІ**

**Максименко А.Ф.**

*И.М. Губкин атындағы Россия мемлекеттік мұнай және газ университеті, Москва, Россия*

Мұнай-газбен қаныққан жинауышында, жер астындағы жарылыспен тудырылған қысым толқындарын экспериментальды зерттеу нәтижелері келтірілген. Қысым толқыны өтуімен байланысты әсерлері және жарылыстың эпиорталығынан әр қашықтықта орналасқан ұңғымаларында қат қысымдарын өлшеу нәтижелері талқыланады.

### **EXPERIMENTAL INVESTIGATION OF PRESSURE WAVE DISTRIBUTION IN OIL-GAS SATURATED POROUS MEDIA AT UNDERGROUND EXPLOSION**

**A.F. Maksimenko**

*Russian State Oil and Gas University named after I.M.Gubkin, Moscow, Russia*

This paper provides a brief review of experimental researches results of a pressure wave caused by underground nuclear explosion in oil-gas saturated collector. The effects connected to passage of a pressure wave through saturated porous media are discussed. Furthermore we discuss the results of bed pressure measurements in the oil wells located on various distances from an epicenter of explosion.

УДК 504.056.574:621.039.(24)

**ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ,  
ПРОВЕДЕННЫХ НА НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ****Кириухина Н.Н., Максименко А.Ф., Шахиджанов Ю.С.***Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия*

Рассмотрены основные геоэкологические последствия ядерных испытаний, проведенных в нефтегазоносных провинциях России. Обсуждаются причины радиоактивного загрязнения углеводородной продукции и пластовой воды, а также возможность реализации сейсмических событий техногенной природы.

Из 117 ядерных испытаний, проведенных в СССР в интересах народного хозяйства, 98 приходятся на регионы освоения ресурсов нефти и газа. Всего на 22 месторождениях этих регионов проведено 56 ядерных взрывов с целью: интенсификации добычи нефти и газа; ликвидации открытых газовых фонтанов; сооружения подземных емкостей для хранения углеводородной продукции; глубинное сейсмическое зондирование земной коры и др. Ядерные взрывы произведены практически во всех нефтегазоносных провинциях страны.

Каждый подземный ядерный взрыв на нефтяных и газовых месторождениях, влечет за собой серьезные последствия, связанные с радиационным и сейсмическим воздействием на окружающую среду. Сейсмическое воздействие на горные породы, слагающие нефтегазоносный массив, приводит к его разгрузке, что может стать причиной различных сейсмических событий техногенной природы. Полость, сформированная в результате подземного взрыва, обуславливает возникновение источника радиоактивного загрязнения, как горных пород, так газа и различных флюидов, насыщающих данный горный массив. Поэтому полость может рассматриваться как неконтролируемое захоронение радионуклидов и не прореагировавшего ядерного горючего, которое подвергается постоянному воздействию естественных и техногенных процессов, протекающих в горном массиве. Так, при разработке нефтяных и газовых месторождений после проведенных на них ядерных взрывов, а также при эксплуатации подземных емкостей в соляных отложениях, сооруженных с помощью ядерных взрывов, радиоактивные отходы вместе с добываемыми углеводородами и пластовой водой выносятся на дневную поверхность и, кроме того, попадают в водоносные пласты. Это приводит к радиоактивному загрязнению грунтовых и подземных вод, промыслового оборудования и трубопроводов.

При оценке геоэкологических последствий подземных ядерных взрывов, проведенных в нефтегазонасыщенных коллекторах, основным является вопрос – насколько надежно локализованы в недрах ядерные отходы. Проведенные авторами исследования показали, что полости, образовавшиеся в результате взрывов, и сооруженные подземные емкости гидродинамически хорошо связаны с окружающими их нефтегазонасыщенными и водонасыщенными пластами. Это может быть объяснено тем, что все взрывы были осуществлены в карбонатных и терригенных породах, а также в отложениях каменной соли, которые практически не содержат силикатов. Поэтому не образовывалась, как ожидалось, непроницаемая оболочка полости взрыва с трудно растворимым расплавом, в котором должно было бы сосредоточиться 85-90% радиоактивных отходов. Свидетельствами хорошей гидродинамической связи полости ядерного взрыва/подземной емкости с нефтегазонасыщенными пластами и водоносными горизонтами являются:

- быстрое восстановление давления в полости взрыва;
- фонтанные притоки углеводородов и пластовой жидкости из восстановленных технологических и пробуренных прокольных скважин;
- активная миграция радионуклидов, углекислого газа и водорода из полости взрыва в продуктивные пласты и водоносные горизонты;
- миграция пластовых рассолов в подземные емкости, сооруженные в солях при помощи взрыва;
- приток радиоактивного рассола к устью восстановленных технологических скважин;
- рост буферного и затрубного давления в технологических скважинах;
- образование на дневной поверхности аномалий с повышенным содержанием ртути, которая содержится в продуктивных карбонатных отложениях газоконденсатных месторождений.

Так, например, дебит нефти одной из восстановленных технологических скважин на Гежском нефтяном месторождении в Пермской области достигал 150 т/сут, что более, чем на порядок выше среднесуточного дебита нефти для обычной добывающей скважины. Из прокольной скважины, пробуренной на Осинском нефтяном месторождении, также были получены фонтанные притоки углеводородов. Исследования, проведенные на Гежском месторождении, показали, что после проведения подрыва ядерного заряда, давление в технологической скважине сначала резко возросло, а затем также резко снизилось до величины на порядок меньше первоначального давления. Однако через несколько минут давление в полости ядерного взрыва стало нарастать и через 48 часов практически достигло величины пластового давления, измеренного в нефтяной залежи до подрыва ядерного заряда.

Дополнительным свидетельством высокой проницаемости зоны, окружающей полость ядерного взрыва, является возможность закачки в полость через восстановленные технологические скважины большого объема жидкости, например, биологически опасных промышленных стоков нефтехимических и химических предприятий. Так, в глубокозалегающие карбонатные породы на объектах Кама-1 и Кама-2 в Башкирии было закачено свыше 30000 тыс. куб.м промстоков в каждую полость. Следствием хорошей гидродинамической связи полости взрыва с окружающими ее горными породами является формирование в вышележащих проницаемых пластах «вторичных» залежей углеводородов и пластовой воды с аномально высоким пластовым давлением. Например, после подрыва ядерного заряда на Тахта-Кугультинском газовом месторождении в низкопроницаемых пластах миоцена, залегающих в интервале 160 - 340 м, в результате перетоков в заколонном пространстве технологической скважины образовалась техногенная газовая залежь, загрязненная радионуклидами. Исследовательские скважины, находящиеся в радиусе 75 м от эпицентра взрыва, после подрыва ядерного заряда начали фонтанировать газом, загрязненным радионуклидами с концентрацией в тысячу раз превышающей ПДК. Высокой проницаемостью зоны, окружающей полость ядерного взрыва объясняется также рост буферного и затрубного давления в технологических скважинах после их освоения, формирование гравиметрических и геохимических аномалий в эпицентральной зоне ядерного взрыва, радиоактивное загрязнение близлежащих исследовательских скважин. Высокая проницаемость зоны вокруг полости ядерного взрыва объясняется образованием обширной области развитой трещиноватости горных пород и увеличением их трещинной пористости в зонах, прилегающих к исследователю скважинам.

Установлено радиоактивное загрязнение углеводородной продукции, пластовых и грунтовых вод, что также подтверждает высокую проницаемость зоны, прилегающей к полости ядерного взрыва. Радиохимические исследования, выполненные на Гежском месторождении специалистами Геохи РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, ВНИИПромтехнология и Межотраслевого экспертно-сертификационного научно-технического центра ядерной и радиационной безопасности (Санкт-Петербург) показали, что углеводородная продукция, добываемая из целого ряда скважин, расположенных в радиусе до 1500 м от эпицентра взрыва, загрязнена тритием, углеродом-14 и другими радионуклидами. При этом в технологических скважинах и в скважинах, пробуренных на расстоянии 50-120 м от эпицентра взрыва, добываемые углеводороды загрязнены радионуклидами в опасных концентрациях, что привело к их исключению из фонда добывающих скважин. Помимо франско-фаменско-турнейской залежи, непосредственно в которой было подорвано пять ядерных зарядов, радиоактивному загрязнению подверглась и расположенная на 400 м выше башкирская залежь. Радиоактивное загрязнение башкирской залежи вызвано миграцией радионуклидов по заколонному пространству технологических скважин. На Осинском нефтяном месторождении после подрыва ядерных зарядов оказалось, что загрязнены радионуклидами около 250 добывающих и нагнетательных скважин, расположенных от эпицентра взрыва на расстоянии свыше 10000 м. Радиоактивное загрязнение добываемой нефти связано как с миграцией радионуклидов по проницаемым продуктивным пластам, техногенным трещинам, по заколонному пространству технологических и прокольных скважинах, пробуренных в полость ядерного взрыва, так и с прорывом в продуктивные пласты подошвенных вод, загрязненных радионуклидами. Радионуклидами загрязнены и техногенные водоносные залежи, сформировавшиеся над нефтяной залежью.

Наблюдается обрушение кровли полости ядерного взрыва и формирование столба обрушения, что свидетельствует о том, что радиоактивные отходы и не прореагировавшее ядерное горючее, находящиеся в полости, изолированы от окружающей среды не надежно. Столб обрушения, высота которого может составлять 4-5 радиусов полости взрыва, сложен обломками горных пород и потому обладает высокой проницаемостью. Пересекая нефтегазонасыщенные пласты, он тем тем самым связывает полость взрыва с продуктивными пластами и проницаемыми пропластками. Кроме того, формирование столба обрушения может стать причиной образования на дневной поверхности воронки проседания. Так, например, на Тахта-Кугультинском газовом месторождении после проведения ядерного взрыва образовалась воронка проседания глубиной 0,33 м и радиусом 320 м, высота столба обрушения составила здесь около 100 м. Время начала обрушения кровли полости ядерного взрыва и высота столба обрушения зависят от глубины заложения заряда, его мощности, а также от физико-механических свойств горных пород и их флюидо- и газонасыщенности. Так, в карбонатных коллекторах на Гежском и Грачевском нефтяных месторождениях обрушение полости взрыва и формирование столба обрушения начались практически сразу после подрыва ядерного заряда. На Осинском нефтяном месторождении ядерные заряды были размещены в водонасыщенных карбонатных отложениях под нефтяной залежью. Формирование столба обрушения на этом месторождении началось через 10 минут после подрыва ядерного заряда. Высота столба обрушения на Гежском, Грачевском, Осинском нефтяных месторождениях составила 70-90 м. Ядерный взрыв, произведенный в США по проекту «Газбагги» в терригенных газонасыщенных породах, привел к формированию столба обрушения высотой 103 м и радиусом 25 м. В образовавшуюся полость ядерного взрыва по высокопроницаемому столбу обрушения начала поступать пластовая вода из водоносного горизонта, залегающего над крышкой газовой залежи в 180 м от точки заложения заряда. О перетоке пластовой воды из этого

водоносного горизонта в полость ядерного взрыва свидетельствует понижение более чем на 100 м статического уровня водонасыщенного горизонта и появление в пластовой воде трития.

На Астраханском газоконденсатном месторождении подземные взрывы проводились в 1981-84 гг. для сооружения подземных емкостей в отложениях каменной соли. Эти емкости планировалось использовать для хранения углеводородной продукции. Всего было сооружено 15 подземных емкостей. К настоящему времени практически все сооруженные подземные емкости заполнились пластовой водой и обломками каменной соли. Высота сформировавшихся столбов обрушения изменяется здесь от 18 до 65 м. Не исключено, что при дальнейшем формировании столб обрушения может пересечь терригенные водонасыщенные комплексы Прикаспийской впадины, что приведет к их загрязнению радиоактивным рассолом. Постоянный приток пластовой воды в подземные емкости привел к росту буферного и затрубного давления в технологических и прокольных скважинах. При этом в ряде скважин давление на устье достигает 8-10 МПа. Анализ изменения буферного и затрубного давления показывает, что в целом ряде технологических скважин давление самопроизвольно снижается, а затем через определенный промежуток времени, также самопроизвольно восстанавливается до прежних значений. Это явление может быть связано с миграцией, находящегося в подземной емкости, радиоактивного рассола по заколонному пространству технологических скважин в надсолевые терригенные водоносные комплексы. Рост давления на устье технологических скважин свидетельствует о прямой связи с межсолевыми водоносными пластами, коллекторские свойства которых после ядерного взрыва значительно улучшились. Подземные емкости, сооруженные в солях ядерными взрывами на Оренбургском, Карачаганакском, Совхозном и Средне-Батуобинском газоконденсатных месторождениях, оказались непригодными для промышленной эксплуатации, также как и на Астраханском месторождении.

При прогнозе распространения радионуклидов в окружающей среде основное значение имеет минеральный состав горных пород, в которых проводился ядерный взрыв. Все ядерные взрывы на нефтяных и газовых месторождениях были осуществлены в осадочных породах: карбонатных; терригенных с кальцитовым цементом; каменной соли. В этих породах практически полностью отсутствуют силикатные минералы, поэтому не оправдались предположения об образовании трудно растворимого расплава, в котором было бы сосредоточено около 85-90% радиоактивных отходов и не прореагировавшего ядерного горючего. Воздействие высокой температуры, которая долгое время сохраняется в полости ядерного взрыва, на обломки карбонатных или терригенных с кальцитовым цементом горных пород приводит к термическому разложению последних с образованием большого количества углекислого газа и твердой окиси кальция. Радиоактивные отходы и не прореагировавшее ядерное горючее оказываются связанными с окисью кальция, которая при взаимодействии с пластовой водой образует растворимый гидрат окиси кальция, что способствует дальнейшему распространению радионуклидов по площади нефтегазовой залежи. Подтверждением термического разложения карбонатных и терригенных пород являются результаты исследования газовой смеси, получаемой при освоении технологических скважин, и попутного нефтяного газа, добываемого из эксплуатационных скважин. Так, при освоении технологических скважин на Гежском месторождении на дневную поверхность выносилась газовая смесь, содержащая 43% углекислого газа и 16% водорода. Кроме того, в целом ряде добывающих скважин, расположенных в радиусе более 2000 м от эпицентра взрыва, в составе попутного нефтяного газа значительно увеличилась доля углекислого газа и водорода. Аналогичная картина распространения углекислого газа наблюдалась и на Осинском нефтяном месторождении. По резкому увеличению доли углекислого газа в составе нефтяного газа можно установить зону влияния ядерного взрыва, что и было сделано при проведении экспериментов на Грачевском нефтяном месторождении, где действие ядерного взрыва распространилось на весь рифовый массив. После подрыва ядерного заряда в терригенных газонасыщенных отложениях на Тахта-Кугульгинском месторождении из исследовательской скважины, расположенной в 200 м от эпицентра ядерного взрыва, была получена газовая смесь, в составе которой снизилось (по сравнению с первоначальным составом) содержание углеводородов и появились углекислый газ, окись углерода, водород, гелий.

После восстановления технологических скважин и вскрытия подземных емкостей, сооруженных в отложениях каменной соли на Астраханском месторождении, производилось стравливание парогазовой смеси. Содержание углекислого газа в этой смеси составляло 85-97%. Кроме углекислого газа в состав парогазовой смеси входили окись углерода, водород, сероводород и тяжелые углеводороды. Присутствие углекислого газа и окиси углерода в составе парогазовой смеси свидетельствует о наличии карбонатных пород в соленосной толще и о гидродинамической связи подземной емкости с газоконденсатной залежью. На Средне-Батуобинском газовом месторождении из восстановленных технологических и из разведочных скважин, расположенных в пределах 150 м от эпицентра взрыва, были получены фонтанные притоки нефти и газа, загрязненных радионуклидами. В составе добываемого из этих скважин газа увеличилась доля углекислого газа, водорода и сероводорода.

Нефтяное или газовое месторождение представляет собой довольно устойчивую термодинамическую систему, которая отделена от основного горного массива крышкой. Большое значение крышка залежи имеет для нефтегазоконденсатных месторождений, содержащих достаточно большое количество сероводорода. На ряде газоконденсатных месторождений, содержащих сероводород, ядерные взрывы, проведенные в продуктив-

ных пластах, под или над ними, а также в самой крышке, привели к нарушению герметичности крышки залежи. В связи с этим возникает опасность миграции сероводорода в больших объемах на дневную поверхность, что может стать причиной опасного загрязнения окружающей среды. Сооруженные в соляных отложениях подземные емкости, образовавшаяся система техногенных трещин, продолжающийся процесс формирования столбов обрушения, а также воздействие ядерного взрыва непосредственно на продуктивные горизонты создают благоприятные условия для активной миграции углеводородного газа, содержащего большое количество сероводорода и радионуклиды, и радиоактивного рассола в надсолевые водоносные терригенные комплексы, зону свободного водообмена и на дневную поверхность. Ядерные взрывы, проведенные в солях, улучшили коллекторские свойства продуктивных пластов и водоносных горизонтов и объединили отдельные водоносные зоны и линзы в единую гидродинамическую систему, что стало причиной увеличения притока пластовой воды в полости ядерных взрывов и подземные емкости. О миграции радионуклидов из подземных емкостей говорит тот факт, что на Астраханском месторождении в пластовых водах апшеронского горизонта, которые вытекают из скважины, находящейся в 1400 м от подземной емкости, обнаружены следы трития и цезия-137.

Таким образом, основными каналами миграции радионуклидов из полости взрыва в нефтегазоносные горизонты, водоносные пласты и на дневную поверхность являются:

- разрушенные в результате коррозии обсадные колонны технологических скважин;
- заколонные и межколонные пространства в технологических и прокольных скважинах;
- естественные и техногенные трещины;
- проницаемые насыщенные горизонты гидродинамически связанные с полостью взрыва,
- столб обрушения и зона развитой трещиноватости.

Свидетельством миграции радионуклидов по этим каналам является радиоактивное загрязнение углеводородной продукции, нефтегазоносных и продуктивных водоносных горизонтов, вышележащих залежей углеводородов и водоносных комплексов. Причем, протяженность загрязненных радионуклидами водоносных комплексов будет с каждым годом расти и, в конце концов, может охватить всю область распространения этих комплексов в данной нефтегазоносной провинции.

Ядерные испытания, проведенные на нефтегазовых месторождениях, а также на других объектах народного хозяйства, стали причиной перераспределения тектонических напряжений в большом массиве горных пород и привели к изменению гидрологической обстановки в регионе. Подземные ядерные взрывы способны провоцировать землетрясения и различные сейсмические события техногенной природы, связанные с разгрузкой горного массива. Кроме того, ядерный взрыв может стать причиной достаточно сильных землетрясений, в том числе и в тех регионах, которые считались сейсмотехнически безопасными. В настоящее время установлено, что сейсмические события в недрах и на поверхности Земли проявляются не только во время подрыва ядерного заряда, но и продолжают достаточно длительное время после него. В нефтегазовых провинциях отмечаются обрушения горных пород в шахтах и на рудниках, наблюдается усиление и увеличение частоты землетрясений, в том числе и в тех районах, где они ранее не фиксировались. Не исключено, что обрушение шахты калийного рудоуправления в районе г. Соликамск в 1986 г. вызвано подземными ядерными взрывами, проведенными на Гежском месторождении, расположенном в 80 км. В результате обрушения шахты на дневной поверхности образовался котлован глубиной около 300 м и радиусом более 200 м. Обрушение горных пород в угольной шахте «Северная» в 2004 г. может быть связано с подземными ядерными взрывами, проведенными в 1971, 1974 гг. в Воркутинском районе республики Коми. Следует отметить, что обрушение горных пород в угольной шахте произошло на глубине 565 м, соответствующей глубине подрыва ядерных зарядов на объектах «Глобус-4» и «Горизонт-1» (542 м и 583 м, соответственно). Вполне возможно, что обрушения горных пород в угольных шахтах Кузбасса, которые продолжаются и до настоящего времени связаны с ядерным взрывом, проведенным в данном регионе в 1984 г. на глубине 560. Можно предположить, что большой оползень, образовавшийся в районе г. Нефтеюганска, и землетрясение, которое произошло в этом районе, связано с подземным ядерным взрывом, проведенным в 1985 г. на Средне-Балыкском месторождении. Исследования, проведенные в 1998 - 2002 гг. на Средне-Ботуобинском месторождении специалистами Института динамики геосфер РАН, установлено, что после проведения ядерных испытаний в данном районе в 1976 - 1987 гг. в массиве горных пород формируются очаговые зоны микросейсм на фоне дегазации недр и общего повышения сейсмичности в Восточно-Сибирском регионе.

Таким образом, решение технологических и геоэкологических проблем, проблем охраны окружающей среды, а также прогнозирование и минимизация экологических рисков, связанных с проведенными ядерными испытаниями, нельзя отодвигать на дальний план, так как радиоактивное загрязнение горных пород, углеводородной продукции уже сейчас оказывает негативное воздействие на окружающую среду. Это, в первую очередь, относится к нефтегазовым провинциям, где ведется освоение ресурсов нефти и газа, осуществляются поисково-разведочные работы, а также планируется строительство новых промышленных предприятий и магистральных нефтегазопроводов.

Одним из вариантов решения различных проблем, связанных с локализацией остаточных продуктов ядерных испытаний в данных регионах, может стать организация специального геоэкологического полигона. Здесь

можно будет разрабатывать современные технологии и методы надежной консервации технологических и про- кольных скважин, а также отрабатывать способы локализации в недрах земли радиоактивных отходов и не про- реагировавшего ядерного горючего с целью предотвращения распространения радионуклидов.

Таким образом, нефтяные и газовые месторождения, в недрах которых были проведены ядерные взрывы, должны быть выделены в отдельную категорию и должны находиться под постоянным государственным над- зором как источник негативного воздействия на окружающую среду.

### **МҮНАЙ ЖӘНЕ ГАЗ КЕНОРНЫЛАРЫНДА ӨТКІЗІЛГЕН ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДЫҢ ГЕОЭКОЛОГИЯЛЫҚ ЗАРДАПТАРЫ**

**Кирюхина Н.Н., Максименко А.Ф., Шахиджанов Ю.С.**

*И.М. Губкин атындағы Ресей мемлекеттік мұнай және газ университеті, Мәскеу, Ресей*

Ресейдегі мұнайгазды провинцияларында өткізілген ядролық жарылыстардың негізгі геоэкологиялық зардаптары қаралған. Көмірсутекті өнімдердің, қат суларының радираактивті ластану себептері, сондай-ақ техногенді тегіндегі сейсмикалық оқиғаларын іске асыру мүмкіншіліктері талқыланады.

### **GEOECOLOGICAL AFTEREFFECTS OF THE NUCLEAR EXPLOSIONS HAVE BEEN CARRIED OUT IN OIL AND GAS FIELDS**

**N.N. Kirjuhina, A.F. Maksimenko, J.S. Shahidzhanov**

*Russian State Oil and Gas University named after I.M. Gubkin, Moscow, Russia*

The paper describes main geoeological aftereffects related to the nuclear tests, which have been carried out in oil and gas provinces of Russia. Also the paper provides the reasons of hydrocarbons radioactive infection and bed waters radioactive infection. Furthermore we discuss an opportunity of origins of various seismic events connected with nuclear explosions.

УДК 504.75:621.039.9

## ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО МЕСТООПРЕДЕЛЕНИЮ ПРИ ПЕРВИЧНОМ ОБЛЕТЕ ВО ВРЕМЯ УЧЕНИЯ ИНСПЕКЦИИ НА МЕСТЕ DE05

Куанг Ф.

*Северо-западный институт ядерных технологий, Синьзян, Китай*

Статья посвящена процедуре первичного облета во время ориентировочного учения Инспекции на месте (DE05), организованного Отделением Временного технического секретариата Подготовительной Комиссии Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний в Казахстане с 12 по 28 июля 2005 г. Представлены способы обработки полевых данных и результаты, даются приемлемые рекомендации по проведению первичного облета для Инспекции на месте.

### ВВЕДЕНИЕ

Первичный облет района инспекции (Initial Overflight, IOF) является одной из важных составляющих работ, предусмотренных ходом проведения Инспекции на месте (On-Site Inspection, OSI). Для инспекционной команды (Inspection Team, IT) очень важно именно в начале работы получить информацию о районе инспекции (Inspection Area, IA), чтобы сузить границы предполагаемых участков обследования и повысить эффективность инспекции. Ключевым моментом первичного облета инспектируемого района является определение местоположения наземных объектов-реперов с воздуха. Если эта задача решается неадекватно, будет очень трудно или невозможно обнаружить радиационные аномалии, выявленные с воздуха, на поверхности, под поверхностью, и тогда процедура IOF теряет смысл.

Ориентировочная тренировка OSI 2005 (Directed Exercise 2005, DE05) организована Отделением Инспекции на месте (ИНМ) Временного технического секретариата (ВТС) Подготовительной комиссии (ПК) Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ) в Казахстане в период с 12 по 28 июля 2005г. Она была ориентирована на выполнение комплекса инспекционных работ и технологий ИНМ, включая облеты. Эксперименты по местопределению были разработаны и реализованы во время ряда облетов DE05. В настоящей работе приведен набор простых и доступных методов, которые могут решить ключевую задачу первичного облета района инспекции, а именно, определение с воздуха местонахождения наземных аномалий с соблюдением условий, предусмотренных ДВЗЯИ. Кроме того, предложены некоторые рекомендации для ИНМ. Как показано экспериментом, инспекционная команда может осуществить первичный облет района инспекции с использованием базового оборудования, указанного в п. 79 ДВЗЯИ, такого как, например, видеокамера и наручные часы, а наземные аномалии могут быть определены и без использования GPS (Global Positioning System). В данной статье все координаты являются относительными, а время - местное.

### ЗАДАЧИ ЭКСПЕРИМЕНТА

Задачами эксперимента во время первичных облетов при проведении DE05 были:

- Разработка относительно простого метода и процедуры для определения с летательного аппарата местонахождения наземных реперов при соблюдении ограничений, предусмотренных ДВЗЯИ.
- Изучение основных факторов при облете инспектируемого района во время определения местоположений.
- Изучение необходимости и функциональности оборудования для определения местоположений во время облета района инспекции.

### ИНСТРУКТАЖ ПО ЭКСПЕРИМЕНТУ

#### Оборудование

В данном эксперименте применялись видеокамера и GPS-приемник для проведения сравнения. GPS-приемник использовался в качестве секундомера и для регистрации пути реального полета.

#### Первичный план

*Выбор наземных реперов.* Для того, чтобы обеспечить возможность сравнения и оценок результатов эксперимента было отобрано 5 наземных объектов (А – Е), характеризующихся четкими особенностями (таблица 1, рисунок 1).

Таблица 1. Отобранные наземные реперы

Свойства	Относительные координаты		Возвышение, м	Характеристика
	Х	У		
<b>А</b>	0.2576	0.2386	278	Высохшее озеро
<b>В</b>	0.3361	0.2441	312	Дорога
<b>С</b>	0.4084	0.1853	302	Атомное озеро
<b>Д</b>	0.2009	0.1400	347	Стыковка
<b>Е</b>	0.1188	0.1191	350	Поворот реки

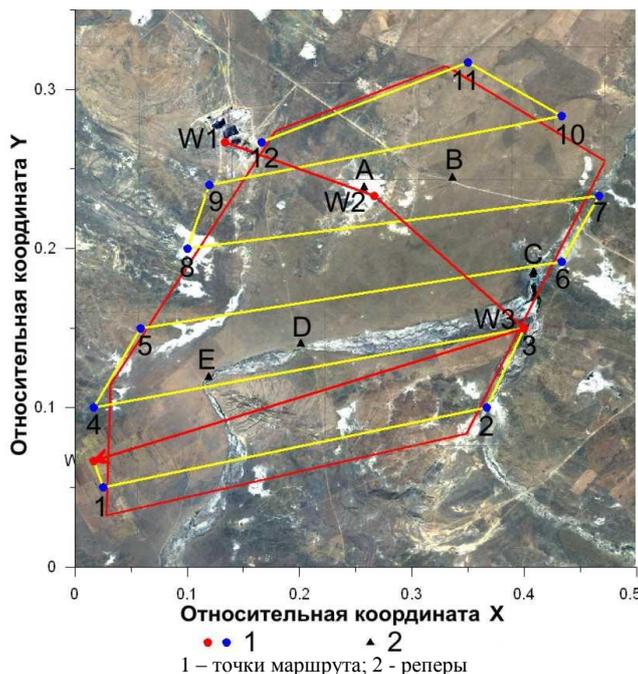


Рисунок 1. Отобранные наземные реперы и первичный план облета

План первичных облетов. Курс облетов показан на рисунке 1 и в таблице 2. Было предусмотрено, что летательный аппарат сделает два облета, пролетит строго и ровно через отобранные точки. Высота полета – 800 м во время первого облета (красные линии на рисунке 1), 500 и 300 м во время первого и второго облетов (желтые линии на рисунке 1).

Таблица 2. Первичный курс облетов

Первый облет				Второй облет			
Точки маршрута	Относительные координаты		Высота полета, м	Точки маршрута	Относительные координаты		Высота полета, м
	X	Y			X	Y	
W1	0.1333	0.2667	800	12	0.1667	0.2667	500
W2	0.2667	0.2333	800	11	0.3500	0.3167	500
W3	0.4000	0.1500	800	10	0.4333	0.2833	500
W4	0.0167	0.0667	800	9	0.1200	0.2400	500
1	0.0250	0.0500	300	8	0.1000	0.2000	500
2	0.3667	0.1000	300	7	0.4667	0.2333	500
3	0.4000	0.1500	300	6	0.4333	0.1917	500
4	0.0167	0.1000	300	5	0.0583	0.1500	500
5	0.0583	0.1500	300	4	0.0167	0.1000	500
6	0.4333	0.1917	300	3	0.4000	0.1500	500
7	0.4667	0.2333	300	2	0.3667	0.1000	500
8	0.1000	0.2000	300	1	0.0250	0.0500	500
9	0.1200	0.2400	300				
10	0.4333	0.2833	300				

Характеристики эксперимента. Ключевыми факторами при позиционировании является местонахождение летательного аппарата и положение инспектора, проводящего наблюдение с воздуха. Координаты летательного аппарата могут быть определены при возвращении по времени полета. Положение наблюдателя можно описать с использованием угла нижнего обзора. Таким образом, наиболее важными параметрами для местопределений при первичном облете является время полета и угол нижнего обзора.

**Процедура эксперимента**

Эксперимент был проведен 16 июля 2005 г. Вертолет пролетал вдоль запланированного маршрута. Инспектор регистрировал время прибытия вертолета в каждую точку маршрута и в каждую точку расположения реперов, которые опознавались и фотографировались.

**Требования к эксперименту.**

Для обеспечения успеха эксперимента команда и подкоманда IOF должны были выполнять следующие требования:

- Команда должна была пролететь точно по маршруту, предусмотренному планом первичного облета.

- Команда должна была подавать четкий и точный сигнал, когда летательный аппарат прибывал в каждую точку маршрута.
- Наблюдатели должны были обеспечить хорошее качество снимков наземных реперов и запись времени фотографирования при вертикальном положении линии, проходящей через бортовой иллюминатор.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ**

Экспериментальные данные получены во время первого и второго облетов зоны инспекции при затратах времени на полет 4 часа и 45 минут, соответственно. Результаты регистрации время приведены в таблице 3 (первый облет, правый наблюдатель) и таблице 4 (второй облет, левый наблюдатель).

Таблица 3. Экспериментальные данные первого облета (правый наблюдатель)

Точка полета/ Репер	Отметка времени	Время по GPS	Расстояние до точки полета, км
W1	10:34:45	10:34:49	0.0
W2	10:38:01	10:38:05	10.2
W3	10:42:21	10:42:20	13.3
W3	10:44:09*	10:44:09	0.0
D	10:48:50		
E	10:51:31		
W4	10:55:01	10:54:27	29.0
1	10:57:01	10:56:44	1.95
2	11:04:16	11:03:48	25.1
3	11:06:31	11:06:19	6.05
D	11:11:21		
E	11:13:38		
4	11:16:24	11:16:17	28.0
5	11:18:51	11:18:37	6.31
C	11:25:41		
6	11:26:21	11:26:03	27.2
7	11:28:21	11:28:05	5.21
A	11:33:01		
8	11:37:01	11:36:34	26.5
9	11:39:01	11:38:58	4.67
10	11:45:21	11:45:13	22.9

Примечание\* - время прохождения через точку маршрута W3 при втором облете отсутствует

Таблица 4. Экспериментальные данные второго облета (левый наблюдатель)

Точка полета/ Репер	Отметка времени	Время по GPS	Расстояние до точки полета, км
12	16:32:01	16:31:56	0.0
11	16:36:46	16:36:01	14.2
10	16:40:01	16:39:29	7.01
B	16:42:31		
A	16:44:16		
9	16:48:01	16:47:38	22.9
8	16:51:31	16:51:10	4.67
A	16:54:53		
B	16:56:32		
7	17:00:01	16:59:03	26.5
6	17:03:01	17:03:01	5.21
C	17:03:51		
D	17:09:08		
E	17:11:26		
5	17:13:21	17:12:22	27.2
4	17:15:41	17:15:55	6.31
E	17:18:20		
D	17:20:16		
3	17:24:31	17:23:52	28.0
2	17:27:26	17:27:09	6.05
1	17:36:31	17:36:26	25.1

**5. ОБРАБОТКА ДАННЫХ**

**Регистрация время**

Путь по маршруту, время прибытия к каждой точке, время фотосъемки были отмечены на карте инспектируемой зоны, как это показано на рисунках 2 и 3.

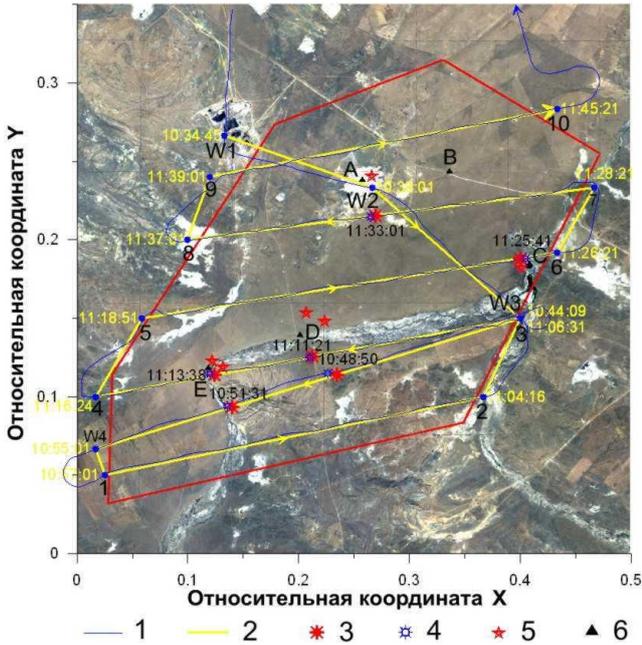


Рисунок 2. Результаты первого облета (правый наблюдатель)

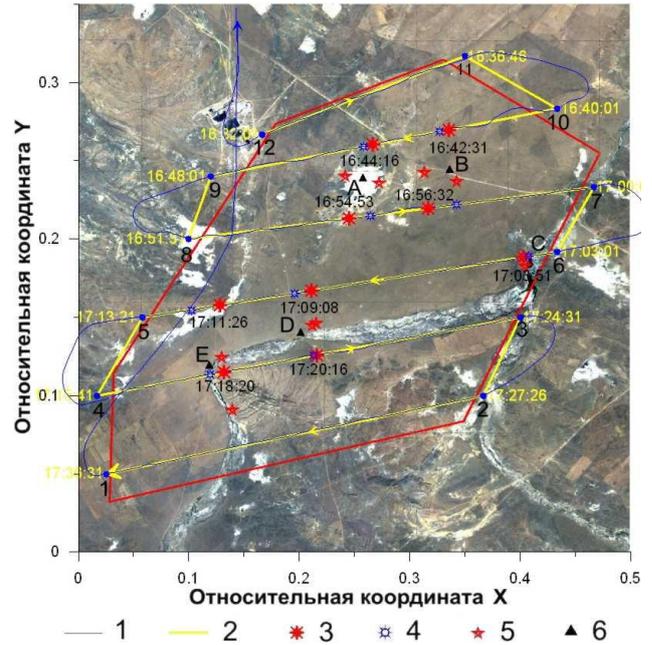


Рисунок 3. Результаты второго облета (левый наблюдатель)

**Вычисление азимута полета  $\theta$**

Если координаты двух точек полета, например,  $W_1(x_1, y_1)$ ,  $W_2(x_2, y_2)$  известны, и летательный аппарат пролетает между точками прямо и точно, то азимут полета в пределах этого сегмента маршрута  $\theta$  может быть оценен, исходя из координат точек полета, заданных в декартовых координатах, как:

$$\theta = \arctg \frac{x_2 - x_1}{y_2 - y_1}.$$

Если координатами являются долгота и широта:

$$\theta = \arctg \frac{\sin(x_2 - x_1) \cos y_2}{\cos y_1 \sin y_2 - \sin y_1 \cos y_2 \cos(x_2 - x_1)}.$$

Результаты расчета и реальный азимут, регистрируемый с помощью GPS, приведены в таблицах 5 и 6.

Таблица 5. Оценка азимута полета при первом облете

Репер	Отметка времени	Азимут расчетный	Азимут реальный	Расхождение
D	10:48:50	251.0°	249.0°	2.0°
E	10:51:31	251.0°	241.0°	10.0°
D	11:11:21	259.0°	252.0°	7.0°
E	11:13:38	259.0°	254.0°	5.0°
C	11:25:41	80.2°	70.0°	10.2°
A	11:33:01	262.0°	254.0°	8.0°

Таблица 6. Оценка азимута полета при втором облете

Репер	Отметка времени	Азимут расчетный	Азимут реальный	Расхождение
B	16:42:31	258.0°	253.0°	5.0°
A	16:44:16	258.0°	259.0°	1.0°
A	16:54:53	82.0°	80.0°	2.0°
B	16:56:32	82.0°	82.0°	0.0°
C	17:03:51	260.0°	261.0°	1.0°
D	17:09:08	260.0°	263.0°	3.0°
E	17:11:26	260.0°	259.0°	1.0°
E	17:18:20	78.6°	77.0°	1.6°
D	17:20:16	78.6°	79.0°	0.4°

**Оценка положения летательного аппарата ( $x_0, y_0$ )**

Если известно время прибытия летательного аппарата в каждую из точек  $W_1(x_1, y_1)$ ,  $W_2(x_2, y_2)$  как  $t_1, t_2$ , то положение этого летательного аппарата ( $x_0, y_0$ ) в момент время  $t$ , когда наблюдатель опознал и отметил репер, может быть вычислено. Если координаты точек маршрута определяются в декартовых координатах, то

$$\begin{cases} x_0 = \frac{t - t_1}{t_2 - t_1} \times (x_2 - x_1) + x_1 \\ y_0 = \frac{t - t_1}{t_2 - t_1} \times (y_2 - y_1) + y_1 \end{cases}$$

Если координатами являются долгота и широта, то:

$$\begin{cases} x_0 = x_1 + \arctg \frac{\sin \sigma \sin \theta}{\cos y_1 \cos \sigma - \sin y_1 \sin \sigma \cos \theta} \\ y_0 = \arcsin \sin y_1 \cos \sigma + \cos y_1 \sin \sigma \cos \theta \end{cases}$$

Здесь:

$$\sigma = \arccos \frac{\sin y_1 \sin y_2 + \cos y_1 \cos y_2 \cos(x_2 - x_1)}{t_2 - t_1} \times \frac{t - t_1}{t_2 - t_1}$$

Результаты расчетов по приведенным формулам показаны в таблицах 7, 8 и на рисунках 2 и 3.

Таблица 7. Оценка положения вертолета при первом облете

Репер	Отметка времени	Результаты расчета		Реальные координаты		Отклонение (км)
		X	Y	X	Y	
D	10:48:50	0.2348	0.1141	0.2261	0.1151	0.6
E	10:51:31	0.1401	0.0935	0.1362	0.0939	0.3
D	11:11:21	0.2125	0.1256	0.2100	0.1252	0.2
E	11:13:38	0.1240	0.1140	0.1201	0.1145	0.3
C	11:25:41	0.4000	0.1880	0.4050	0.1882	0.4
A	11:33:01	0.2692	0.2154	0.2652	0.2146	0.3

Таблица 8. Оценка положения вертолета при втором облете

Репер	Отметка времени	Результаты расчета		Реальные координаты		Отклонение (км)
		X	Y	X	Y	
B	16:42:31	0.3354	0.2698	0.3268	0.2687	0.6
A	16:44:16	0.2669	0.2603	0.2580	0.2590	0.7
A	16:54:53	0.2452	0.2132	0.2642	0.2149	1.4
B	16:56:32	0.3164	0.2197	0.3422	0.2219	1.9
C	17:03:51	0.4031	0.1883	0.4079	0.1892	0.4
D	17:09:08	0.2114	0.1670	0.1959	0.1651	1.1
E	17:11:26	0.1279	0.1577	0.1027	0.1546	1.8
E	17:18:20	0.1317	0.1150	0.1193	0.1138	0.9
D	17:20:16	0.2156	0.1259	0.2129	0.1260	0.2

### Оценка угла нижнего обзора φ

Важным параметром для местопределения является нижний угол обзора. Обычно, расстояние между репером на земле и наблюдателем на борту летательного аппарата оценивается визуально. В таком случае определять угол нижнего обзора не требуется. Однако без профессиональной подготовки инспектора визуальная оценка расстояния, особенно с воздуха, невозможна. Все члены подкоманды IOF, участвовавшие в проводимом эксперименте, были обучены, но в процессе его проведения было установлено, что угол нижнего обзора может быть определен достаточно просто, если сделанный снимок удовлетворяет двум несложным условиям:

- Фокус камеры должен быть все время зафиксирован, например, он может быть приведен к бесконечности.
- Горизонтальная линия и/или минимально наблюдаемая линия (MOL) должна охватываться кадром.

*Калибровка камеры.* Для того чтобы получить угол обзора камеры в единицах длины или пикселях на изображении λ, камера должна быть откалибрована. Значение λ камеры, которая будет использоваться во время эксперимента, определяется как

$$\lambda = 0.0316^\circ / \text{пиксель}$$

*Поиск опорной линии на снимке.* Две линии на снимках можно использовать в качестве опорных для оценки угла нижнего обзора. Первая линия – линия горизонта, как показано на рисунке 4. Когда наблюдатель смотрит на горизонт, угол нижнего обзора можно приближенно принять как 90°. Если расстояние между горизонтом характерной точкой измеряется как l (длина в пикселях), то угол нижнего обзора будет φ = 90° - l × λ.

Вторая линия – это минимальная наблюдаемая линия (Minimum Observable Line - MOL), как показано на рисунке 5.

Из-за препятствий в виде внешнего бака или бортового иллюминатора, когда инспектор наблюдает из иллюминатора эту линию, угол нижнего обзора уменьшается - φ<sub>min</sub> и его можно рассчитать, используя несколько параметров. Так, для вертолета МИ-8, который использовался в эксперименте, параметры и подсчет приведены в таблице 9. Если расстояние между характерной точкой (наземным репером) и MOL (рисунок 5) измеряется как l (длина в пикселях), то угол нижнего обзора наблюдателя φ = φ<sub>min</sub> + l × λ.



Рисунок 4. Линия горизонта, используемая как опорная для угла нижнего обзора, равного 90°



Рисунок 5. Минимально наблюдаемая линия (MOL), используемая как опорная линия

Таблица 9. Минимальный угол нижнего обзора  $\varphi_{\min}$  для вертолета МИ-8

Параметры, см	Левый	Правый
Диаметр иллюминатора	44	44
Диаметр внешнего бака	45	45
Толщина иллюминатора	8	8
Высота иллюминатора (относительно внешнего бака)	21	18
Минимальный угол нижнего обзора $\varphi_{\min}$	51°	53°

По крайней мере, можно использовать хотя бы одну из опорных линий, если фотография получена при соблюдении условий, оговоренных выше. Таким образом, угол нижнего обзора  $\varphi$  может быть получен достаточно просто. Результаты определения  $\varphi$  во время эксперимента приведены в таблицах 10 и 11

Таблица 10. Оценка угла нижнего обзора при первом облете

Репер	Опорная линия	Расстояние (пиксель)	Рассчитанное $\varphi$	Реальное $\varphi$	Отклонение
D	Горизонт	360	78.6°	78.4°	0.2°
E	Горизонт	480	74.8°	78.3°	3.5°
D	Горизонт	170	84.6°	84.9°	0.3°
E	MOL	630	72.9°	73.4°	0.5°
C	MOL	380	65.0°	66.4°	1.4°
A	Горизонт	190	84.0°	85.8°	1.8°

Таблица 11. Оценка угла нижнего обзора при втором облете

Репер	Опорная линия	Расстояние (пиксель)	Рассчитанное $\varphi$	Реальное $\varphi$	Отклонение
B	Горизонт	240	82.4°	82.4°	0°
A	Горизонт	320	79.9°	80.0°	0.1°
A	Горизонт	300	80.5°	82.2°	1.7°
B	Горизонт	350	78.9°	81.5°	2.6°
C	MOL	0	51.0°	49.2°	1.8°
D	Горизонт	380	78.0°	83.0°	5.0°
E	Горизонт	120	86.2°	85.0°	1.2°
E	MOL	440	64.9°	65.9°	1.0°
D	Горизонт	420	76.7°	79.2°	2.5°

Как видно из таблиц 10 – 11, расхождение между рассчитанными и истинными значениями угла нижнего обзора  $\varphi$  меньше 5°, что удовлетворяет требованиям к местопределению для IOF.

**Оценка расстояния  $d$  между проекцией точки полета и репером**

Если высота полета  $h$ , расстояние  $d$  между проекцией точки полета и репером будет:

$$d = h \times \tan \varphi$$

Оценка расстояния  $d$ , проведенная при наблюдениях во время первого и второго облетов, приведена в таблицах 12 и 13.

Таблица 12. Оценка расстояния  $d$  при первом облете

Репер	Отметка времени	Расчетное $d$ , км	Реальное $d$ , км	Отклонение, км
D	10:48:50	4.0	3.3	0.7
E	10:51:31	3.0	3.1	0.1
D	11:11:21	3.2	1.8	1.4
E	11:13:38	1.0	0.5	0.5
C	11:25:41	0.6	0.4	0.2
A	11:33:01	2.9	2.8	0.1

Таблица 13. Оценка расстояния  $d$  для второго облета

Репер	Отметка времени	Расчетное $d$ , км	Реальное $d$ , км
B	16:42:31	3.8	2.9
A	16:44:16	2.8	2.3
A	16:54:53	3.0	2.7
B	16:56:32	2.6	2.5
C	17:03:51	0.6	0.4
D	17:09:08	2.3	2.8
E	17:11:26	7.5	4.1
E	17:18:20	1.1	0.6
D	17:20:16	2.1	1.8

**Оценка положения репера (x, y)**

После выполнения предыдущих операций было определено местоположение репера (x, y).

В декартовых координатах:

$$\begin{cases} x = x_0 + d \times \sin \alpha \\ y = y_0 + d \times \cos \alpha \end{cases}$$

В координатах долготы и широты:

$$\begin{cases} x = x_0 + \arctg \frac{\sin \sigma \sin \alpha}{\cos y_0 \cos \sigma - \sin y_0 \sin \sigma \cos \alpha} \\ y = \arcsin \sin y_0 \cos \sigma + \cos y_0 \sin \sigma \cos \alpha \end{cases}$$

Здесь:  $\sigma = d/R_e$ ,  $\alpha = \begin{cases} \theta + 90^\circ & \text{(Right Observer)} \\ \theta - 90^\circ & \text{(Left Observer)} \end{cases}$ , где  $R_e$  - радиус Земли.

Окончательные результаты эксперимента приведены на рисунках 2, 3 и в таблицах 15, 16.

Таблица 15. Окончательные результаты первого облета

Репер	Отметка времени	Расчетные координаты		Реальные координаты		Отклонение, км	Плановая высота, м	Реальная высота, м
		X	Y	X	Y			
D	10:48:50	0.2234	0.1480	0.2009	0.1400	1.8	800	642
E	10:51:31	0.1317	0.1186	0.1188	0.1191	0.9	800	638
D	11:11:21	0.2069	0.1537	0.2009	0.1400	1.6	300	155
E	11:13:38	0.1222	0.1226	0.1188	0.1191	0.5	300	153
C	11:25:41	0.4010	0.1823	0.4084	0.1853	0.6	300	201
A	11:33:01	0.2657	0.2408	0.2576	0.2386	0.6	300	199

Таблица 16. Окончательные результаты второго облета

Репер	Отметка времени	Расчетные координаты		Реальные координаты		Отклонение, км	Плановая высота, м	Реальная высота, м
		X	Y	X	Y			
B	16:42:31	0.3425	0.2368	0.3361	0.2441	0.9	500	377
A	16:44:16	0.2722	0.2357	0.2576	0.2386	1.1	500	392
A	16:54:53	0.2415	0.2399	0.2576	0.2386	1.2	500	367
B	16:56:32	0.3132	0.2424	0.3361	0.2441	1.7	500	378
C	17:03:51	0.4040	0.1828	0.4084	0.1853	0.4	500	382
D	17:09:08	0.2150	0.1462	0.2009	0.1400	1.2	500	348
E	17:11:26	0.1394	0.0909	0.1188	0.1191	3.5	500	362
E	17:18:20	0.1298	0.1244	0.1188	0.1191	1.0	500	301
D	17:20:16	0.2118	0.1446	0.2009	0.1400	0.9	500	324

**АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ**

**Причины расхождений**

Имеется несколько основных причин появления ошибок при оценке положения наземных объектов:

- из-за действий команды и/или наблюдателя (регистратора), шума самолета, коммуникационной системы и др., отметка времени может быть затруднена и не достоверна. Это внесет ошибку в результаты промежуточных и окончательных расчетов. Данный фактор является основным источником ошибок.

- из-за вибрации и тряски самолета при наблюдениях из иллюминатора оценка угла нижнего обзора будет неточной.
- из-за воздушного потока и изменения высоты полета над землей команда может не выдержать точный курс по разработанному маршруту, что вызывает неточную оценку высоты и маршрута полета.

**Отклонение, высота полета и угол нижнего обзора**

Соотношение между ошибкой определения положения наземного репера, высотой полета и углом нижнего обзора показано на рисунке 6. Длина отрезков на рисунке пропорциональна значению ошибки.

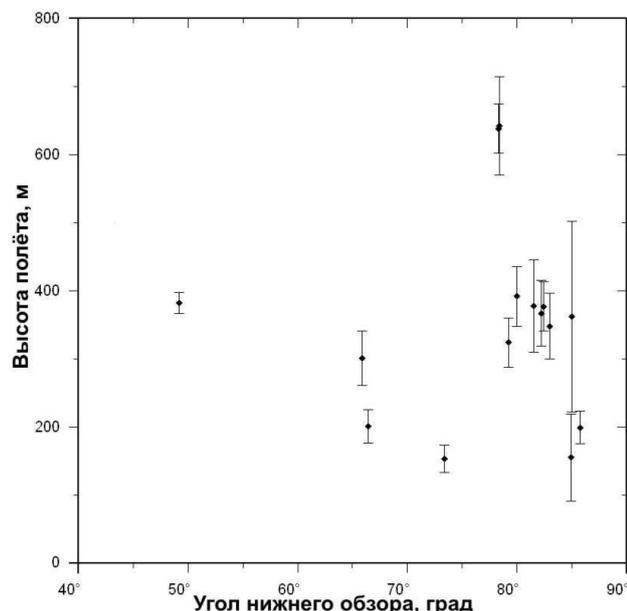


Рисунок 6. Ошибка определения местоположения в зависимости от угла нижнего обзора и высоты полета

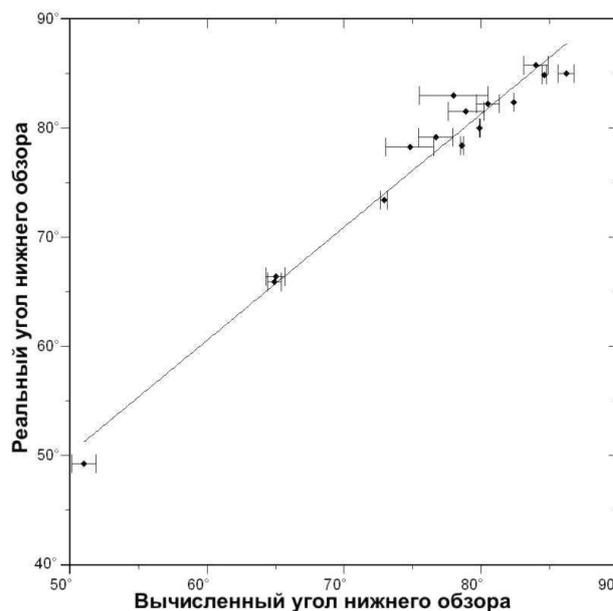


Рисунок 7. Зависимость между вычисленным и реальным значением угла нижнего обзора

Из рисунка 6 видно, что чем больше высота полета, тем больше величина возможной ошибки, чем больше угол нижнего обзора (расстояние наблюдения), тем ошибка больше.

**Угол нижнего обзора**

Оценка угла нижнего обзора или расстояния наблюдения обычно затруднена, хотя этот параметр является важным фактором в местопределении. При использовании метода, описанного выше, проблема хорошо решается – в проведенных экспериментах значения, полученные с применением предложенного метода, очень близки к реальным значениям. Максимальное отклонение оказалось меньше 5°, что полностью соответствует требованиям к местопределению IOF. На рисунке 7 показано соотношение между реальным, вычисленным значениями и ошибкой угла нижнего обзора. Как следует из рисунка 7, зависимость является линейной и обеспечивает возможность экстраполяции. Аналитически зависимость описывается как  $Y=1.0379 X - 1.7276$ , где: X – расчетный угол нижнего обзора, а Y – реальное значение в градусах.

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ И РЕКОМЕНДАЦИИ**

Из результатов эксперимента и проведенного анализа можно сделать ряд выводов, которые могут быть предложены как рекомендации для проведения первичного облета района при и Инспекции на месте:

1. При ограничениях, предусмотренных положениями ДВЗЯИ, инспекционная команда может осуществлять первичные облеты с использованием видеокамеры и секундомера.
2. Для задачи местопределения другое оборудование не обязательно во время первичных облетов.
3. Высота полета при первичных облетах должна быть не более 400 м.
4. Лучшее расстояние наблюдения с летательного аппарата до земли должно быть не более 2 км, то-есть, угол нижнего обзора должно быть меньше 80°.
5. Чем выше высота облета, или чем больше угол нижнего обзора (расстояние наблюдения), тем больше ошибка в определении местоположения наземных объектов.
6. Для избежания ошибок и улучшения точность местопределения предпочтительно, чтобы отметку времени наблюдатель производил самостоятельно.

*Благодарность.* Данный эксперимент поддерживался Департаментом ИНМ Подготовительной Комиссии ВТС ОДВЗЯИ, Институтом геофизических исследований НЯЦ РК и подкомандами OT05 IOF.

**ОРНЫНДАҒЫ ИНСПЕКЦИЯ (DE05) ҮЙРЕНУІНІҢ УАҚЫТЫНДА  
ҰШЫП КЕЗУІНДЕ ОРНЫН ТАБУ БОЙЫНША ЭКСПЕРИМЕНТІ**

**Куанг Ф.**

*Ядролық технологияларының Солтүстік-батыс институты, Ксиян, Қытай*

Мақала, Ядролық сынауларына бәрін сйдыратын тыйым салу туралы шарты бойынша Ұйымының Даярлау Комиисиясының Уақытша тезникалық хатшылығының Бөлімшесі 2005 ж. шілденің 12-нен 28 дейн Қазақстанда өткізген Орнындағы инспекциясының (DE05) бағдарлану үйренуінің уақытында бастапқы ұшып кезуіне арналған. Далалық деректерін өңдеу әдістері ұсынылған, Орнындағы инспекция үшін бастапқы ұшып кезу бойынша қолайлы ұсыныстары берілген.

**THE POSITION FINDING EXPERIMENT DURING THE INITIAL OVERFLIGHT OF DE05**

**F. Kuang**

*Northwest Institute of Nuclear Technology, Xi'an, China*

The paper is dedicated to the procedure of initial overflight during Directed Exercise of On-Site Inspection (OSI), conducted by the Preparatory Commission for the Comprehensive Nuclear Test-Ban-Treaty, Provisional Technical Secretariat in Kazakhstan July 12-28, 2005. Methods of field data processing and obtained results were presented; acceptable recommendations on initial overflight for OSI were given.

УДК 550.34.01, 550.834

## МОДЕЛИРОВАНИЕ АКТИВНОГО ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Ковалевский В.В.

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

Приведены результаты математического моделирования активного вибросейсмического мониторинга изменений упругих характеристик во внутренней области земной коры. Рассмотрена модель «земная кора-мантия» с точечным вибрационным источником на поверхности. Получены аналитические оценки чувствительности метода мониторинга при использовании гармонических зондирующих сигналов.

**ВВЕДЕНИЕ**

Метод активного вибросейсмического мониторинга предполагает просвечивание геологической среды сейсмическими волнами от управляемых источников со строго контролируемыми параметрами зондирующего сигнала. Вибрационные источники позволяют реализовать две методики мониторинга в зависимости от вида зондирующего сигнала [1-6].

В первой методике используются свип-сигналы с частотной модуляцией, когда вибратор в течение сеанса излучает квазигармонический сигнал с медленно меняющейся частотой. Вибрационная сейсмограмма получается путем свертки зарегистрированного и излученного сигналов. Происходящие изменения напряженно-деформированного состояния среды определяются по изменению информативных параметров сейсмограмм - амплитуд и времен вступлений различных волн, их поляризационных характеристик. Достоинство методики - высокая информативность относительно связи наблюдаемых вариаций с определенными типами волн. Недостатком является то, что при проведении мониторинга на больших базах наблюдений, с увеличением расстояния уменьшается отношение сигнал/шум («контрастность» вибрационных сейсмограмм) и, как следствие, снижается точность определения амплитуд и времен вступления отдельных волн.

Во второй методике используются гармонические зондирующие сигналы постоянной частоты и принцип сейсмической интерферометрии для обнаружения малых изменений характеристик среды. Важной метрологической особенностью использования гармонических сигналов является гораздо большее, чем на вибрационной сейсмограмме, отношение сигнал/шум и большая точность определения амплитуд и фаз сигналов. Следствием этого является высокая чувствительность амплитуд и фаз стационарного гармонического волнового поля к малым вариациям параметров среды на пути распространения волн. Недостатком методики является более низкая информативность в сравнении с вибрационными сейсмограммами из-за интегрального характера и суммирования вариаций параметров всех типов волн, приходящих в точку регистрации.

**ЗАДАЧА МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Для моделирования метода активного вибросейсмического мониторинга рассмотрена следующая прямая задача: мониторинг характеристик внутренней области земной коры в приближении волнового уравнения и модели системы «земная кора-мантия» в виде упругого слоя на упругом полупространстве с различными величинами скорости сейсмических волн (рисунок 1). Вибрационный источник  $V$  – точечный, работающий в гармоническом режиме с постоянной частотой колебаний. Форма области изменений характеристик в среде  $Z$  - сферическая, с радиусом от долей до нескольких длин волн,  $S$  - сейсмометр в точке регистрации.

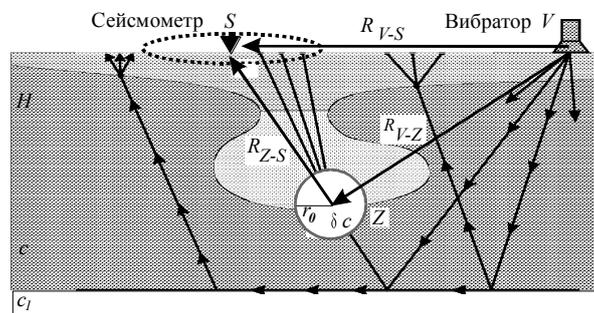


Рисунок 1. Схема расчета

Волновые уравнения и граничные условия для модели «земная кора-мантия» учитывают наличие гармонического источника в слое, отсутствие напряжений на свободной поверхности и равенство напряжений и скоростей на границе слой-полупространство и имеют вид:

$$\left\{ \begin{array}{l} \left( \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \Delta \right) u \vec{r}, t = F_0 \delta \vec{r} \cdot \exp(-i\omega t) \quad \text{при } 0 \leq z \leq H \\ \left( \frac{1}{c_1^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \Delta \right) u_1 \vec{r}, t = 0 \quad \text{при } H \leq z \\ \left. \frac{\partial u \vec{r}, t}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 \\ u \vec{r}, t \Big|_{z=H} = u_1 \vec{r}, t \Big|_{z=H}; \quad \left. \frac{\partial u \vec{r}, t}{\partial z} \right|_{z=H} = \left. \frac{\partial u_1 \vec{r}, t}{\partial z} \right|_{z=H} \end{array} \right. \quad (1)$$

Здесь:  $u \vec{r}, t$ ,  $u_1 \vec{r}, t$  - функции перемещений в слое и в полупространстве,  $c$ ,  $c_1$  - скорости волн в слое и полупространстве,  $F_0$ ,  $\omega$  - интенсивность и частота точечного гармонического источника,  $H$  - толщина слоя. Для изменений волнового поля, вызванного малыми изменениями скоростей сейсмических волн в области  $Z$ , волновое уравнение и граничные условия имеют следующий вид (с точностью до членов второго порядка) [2]:

$$\left\{ \begin{array}{l} \left( \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \Delta \right) \delta u \vec{r}, t = -\frac{2\delta c \vec{r}}{c^3} \frac{\partial^2 u \vec{r}, t}{\partial t^2} \quad \text{при } 0 \leq z \leq H \\ \delta c \vec{r} \neq 0 \quad \text{при } \vec{r} \in Z \\ \left( \frac{1}{c_1^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \Delta \right) \delta u_1 \vec{r}, t = 0 \quad \text{при } H \leq z \\ \left. \frac{\partial \delta u \vec{r}, t}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 \\ \delta u \vec{r}, t \Big|_{z=H} = \delta u_1 \vec{r}, t \Big|_{z=H}; \quad \left. \frac{\partial \delta u \vec{r}, t}{\partial z} \right|_{z=H} = \left. \frac{\partial \delta u_1 \vec{r}, t}{\partial z} \right|_{z=H} \end{array} \right. \quad (2)$$

где:  $\delta u \vec{r}, t$ ,  $\delta u_1 \vec{r}, t$  - вариации решений для перемещений в слое и в полупространстве,  $\delta c$  - вариация скорости волн в области  $Z$ , находящейся в слое. В случае сферической области, она характеризуется координатами центра  $R_0$  и радиусом  $r_0$ .

Таким образом, искажения волнового поля, появляющиеся при возникновении области малых изменений скоростей сейсмических волн, описываются волновыми уравнениями для исходной среды с объёмным источником в области  $Z$ . Функция в правой части (2) описывает интенсивность объёмного источника. Как видно из (2), интенсивность пропорциональна произведению изменения скорости волн на начальное решение поля, полученное для поверхностного вибрационного источника, и отлична от нуля только в области  $Z$ .

Начальное решение для поля перемещений точечного вибрационного источника в слое на полупространстве может быть представлено в лучевом приближении. Поле является суперпозицией сферических волн, претерпевших многократные отражения от свободной поверхности и границы раздела слой - полупространство.

$$\left\{ \begin{array}{l} u \vec{r}, t = \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{R_1} \exp(i\vec{k}_1 \vec{R}_1 - i\omega t + im\varphi_1) \alpha_1^m \beta^{m-1} + \sum_{m=0}^{\infty} \frac{1}{R_2} \exp(i\vec{k}_2 \vec{R}_2 - i\omega t + im\varphi_2) \alpha_2^m \beta^m \\ \vec{R}_1 = \vec{r} + \vec{z}_m \quad \vec{k}_1 = (\omega/c) \vec{R}_1 / R_1 \\ \vec{R}_2 = \vec{r} - \vec{z}_m \quad \vec{k}_2 = (\omega/c) \vec{R}_2 / R_2 \\ \vec{z}_m = (0, 0, m \cdot 2H) \end{array} \right. \quad (3)$$

Здесь:  $\vec{k}_1, \vec{k}_2$  - волновые вектора волн, кратно отразившихся от свободной поверхности и полупространства,  $m$  - кратность отражения от полупространства,  $\beta$ ,  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  - коэффициенты отражения от свободной поверхности и границы раздела,  $\varphi_1$ ,  $\varphi_2$  - фазовый сдвиг при закритическом отражении волн от границы раздела. В случае свободной границы коэффициент отражения для перемещений  $\beta = -1$ .

Коэффициенты отражения и фазового сдвига определяются формулами Френеля:

$$\left\{ \begin{array}{l} \alpha_i = \frac{\cos \theta_i - \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_i}}{\cos \theta_i + \sqrt{n^2 - \sin^2 \theta_i}}, \quad \varphi_i = 0, \quad \text{при } \theta_i < \arcsin \frac{c}{c_1} \\ \alpha_i = 1, \quad \varphi_i = -2 \arctg \frac{\sqrt{\sin^2 \theta_i - n^2}}{\cos \theta_i} \quad \text{при } \arcsin \frac{c}{c_1} < \theta_i < \frac{\pi}{2} \\ \theta_i = \arctg \frac{R_{ix}}{R_{iy}} \end{array} \right. \quad (4)$$

где:  $i=1, 2$  - индекс для различных волн из (3).

Для решения задачи (2) необходимо знать решение в области  $Z$ . Если радиус сферической области изменений параметров значительно меньше расстояния до вибрационного источника  $r_0 \ll R_0$ , то сферические волны в этой области можно приближенно рассматривать как локально плоские. Поэтому в знаменателях формул решения (3), описывающих сферическое расхождение волн, и в формулах, определяющих волновые векторы, в качестве радиуса-вектора  $r$  подставляется радиус-вектор центра сферы  $R_0$ . При этом решение  $u, \vec{r}, t$  для задачи (2) принимает вид:

$$\left\{ u, \vec{r}, t = \sum_{j=1}^{\infty} A_j \exp(i\vec{k}_j \vec{r} - i\omega t + i\psi_j) \quad \text{при } \vec{r} \in Z, \right. \quad (5)$$

где  $A_j, \vec{k}_1, \vec{k}_2, \psi_i$  - амплитуды волн, волновые вектора и фазы плоских волн, соответственно, определяются из (3).

Рассмотрим решение первого волнового уравнения из (2) для случая, когда поле перемещений, входящее в правую часть, представляет собой одну плоскую волну, распространяющуюся вдоль оси  $x$ . Это решение отлично от нуля только в сферической области  $Z$ . В теории антенн источники такого типа называют антеннами бегущей волны и рассматривают в гидроакустике и радиолокации. В нашем случае область изменения параметров формирует вариации волнового поля как объёмная антенна бегущей волны.

$$\left\{ \begin{array}{l} \left( \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \Delta \right) \delta u, \vec{r}, t = - \frac{2\delta c}{c^3} \vec{r} \frac{\partial^2 u, \vec{r}, t}{\partial t^2}; \\ u, \vec{r}, t = A_0 \exp(ikx - i\omega t); \\ \delta c \vec{r} \neq 0 \quad \text{при } \vec{r} \in Z \end{array} \right. \quad (6)$$

Поле в направлении под углом  $\theta$  относительно оси  $X$  (диаграмма направленности) определяется как интеграл поля от элементарных источников объёма  $dxdydz$  в области  $Z$  с учётом их амплитуд и фаз в каждой точке.

$$\delta u = dxdydz \frac{2\delta c \omega^2}{c^3} A_0 \exp(ikx - i\omega t - ik(x \cos \theta + z \sin \theta)), \quad (7)$$

где член  $k(x \cos \theta + z \sin \theta)$  учитывает набег фазы относительно центра сферы.

В случае, когда область  $Z$  представляет собой сферу  $x^2 + y^2 + z^2 \leq r_0^2$ , интеграл, определяющий диаграмму направленности  $u(\theta)$ , имеет вид:

$$u(\theta) = \int_{-r_0}^{r_0} dx \int_{-\sqrt{r_0^2 - z^2}}^{\sqrt{r_0^2 - z^2}} dz \int_{-\sqrt{r_0^2 - x^2 - z^2}}^{\sqrt{r_0^2 - x^2 - z^2}} \exp(ikx - ik(x \cos \theta + z \sin \theta)) dy \quad (8)$$

В результате интегрирования (8), вариации волнового поля от сферической области изменения параметров могут быть аппроксимированы на расстояниях  $r \gg r_0$  следующим выражением:

$$\delta u, \vec{r}, t = \frac{2\delta c \omega^2 A_0}{r \cdot c^3} \cdot \frac{4\pi r_0^3}{(2kr_0 \sin \frac{\theta}{2})^2} \cdot \left( \frac{\sin(2kr_0 \sin \frac{\theta}{2})}{2kr_0 \sin \frac{\theta}{2}} - \cos(2kr_0 \sin \frac{\theta}{2}) \right) \exp(ikr - i\omega t); \quad (9)$$

где  $\vec{r}$  - координата точки относительно центра области,  $\theta$  - угол между вектором  $\vec{r}$  и осью  $x$ .

В выражении (9) функция, зависящая от угла, определяет диаграмму направленности виртуального источника, определяющего вариации волнового поля. Примеры расчета диаграммы направленности приведены на рисунке 2.

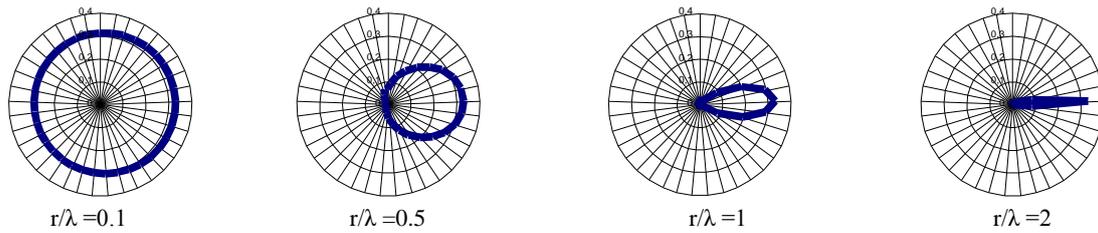


Рисунок 2. Диаграмма направленности виртуального объемного источника при различных отношениях радиуса к длине волны  $r/\lambda$ .

Как видно из рисунка 2, при отношении  $r/\lambda = 0.1$  диаграмма направленности близка к круговой, что соответствует случаю дифракции волны на малом включении. При увеличении отношения  $r/\lambda$  проявляется направленность максимума вариаций поля вдоль луча проходящей волны.

Как показано выше, волновое поле в области изменения параметров можно рассматривать как суперпозицию локально плоских волн (3), (5). Для каждой плоской волны возмущение поля сферической областью с изменением скорости определяется выражением (9), поэтому суммарные вариации волнового поля будут формироваться областью как сумма источников со своими амплитудами и диаграммами направленности:

$$\delta u_{\vec{r}, t} = \sum_{j=1}^{\infty} A_j \frac{2\delta c \omega^2}{|\vec{r} - \vec{R}_0| r \cdot c^3} \cdot \frac{4\pi r_0^3}{(2k_j r_0 \sin \frac{\theta_j}{2})^2} \cdot \left( \frac{\sin(2k_j r_0 \sin \frac{\theta_j}{2})}{2k_j r_0 \sin \frac{\theta_j}{2}} - \cos(2k_j r_0 \sin \frac{\theta_j}{2}) \right) \cdot \exp(ik_j |\vec{r} - \vec{R}_0| - i\omega t + i\psi_j), \quad (10)$$

где:  $A_j$  - амплитуда волн из (5),  $\theta_j$  - угол между волновым вектором  $\vec{k}_j$  и вектором направления на точку регистрации из центра сферы ( $\vec{r} - \vec{R}_0$ ),  $\psi_j$  - начальные фазы составляющих волн из (5).

Решение (10) можно рассматривать как первое приближение определения вариаций стационарного волнового поля, вызванных областью малых изменений скорости в слое. Решение учитывает влияние всех волн от вибрационного источника, проходящих через область изменения параметров. Поле на поверхности определяется выбором вектора  $\vec{r}$  с нулевой компонентой  $z$ .

На рисунке 3а иллюстрируется схема решения задачи для вариаций волнового поля в случае малого отношения радиуса области к длине волны. При этом максимум вариаций поля наблюдается на поверхности непосредственно над областью изменения параметров в среде. На рисунке 3б схематично показана лучевая картина вариаций волнового поля при отношении  $r/\lambda = 1$  и области максимальных вариаций параметров волнового поля, регистрируемого на поверхности. При увеличении отношения  $r/\lambda$  область максимальных вариаций смещается в сторону выхода лучей, прошедших через область изменений параметров и отраженных от границы земная кора - мантия.

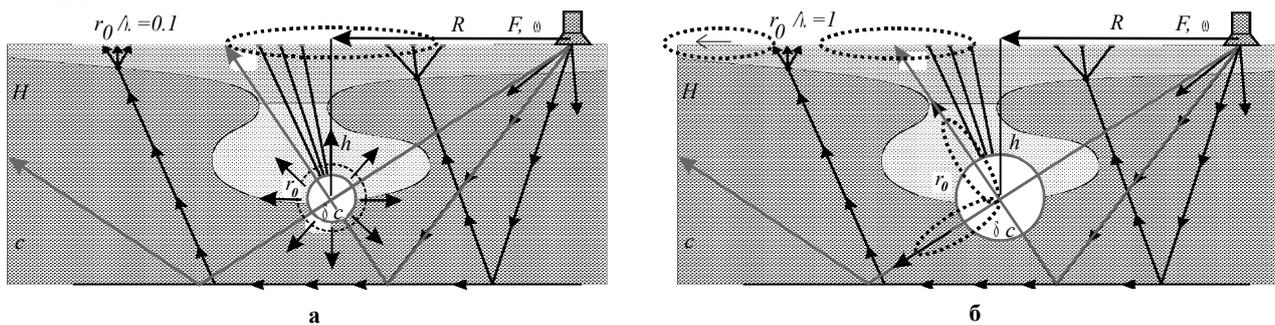


Рисунок 3. Вариации волнового поля при отношении радиуса области к длине волны: а -  $r/\lambda = 0.1$ ; б -  $r/\lambda = 1$

Изменение геометрии области максимальных вариаций волнового поля на поверхности в зависимости от положения области изменения параметров среды, ее размеров и длины волны гармонического сигнала исследовано в серии расчетов и анализа решения (11). Численные решения показали, что характер перемещения области максимума вариаций амплитуд, описанный выше, хорошо прослеживается. Полученный результат представляется важным для планирования экспериментов по мониторингу сейсмоопасных зон.

#### АНАЛИТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ МЕТОДА МОНИТОРИНГА

Полученное решение задачи определения вариаций параметров стационарного волнового поля при изменении характеристик внутренней области среды позволяет сделать аналитические оценки чувствительности метода активного мониторинга в принятой модели. Схема расчета приведена на рисунке 1.

В экспериментах по методике мониторинга регистрируются параметры волнового поля на поверхности при удалении  $R_{V-S}$  от источника, а также их вариации, вызванные изменениями в среде (индексы обозначают: V - вибратор, S - сейсмометр в точке регистрации, Z - зону изменений параметров среды). Наибольший вклад в регистрируемое волновое поле в принятой модели вносит прямая волна, амплитуда которой с учетом закона сферического расхождения может быть оценена как

$$u = \frac{A_0}{R_{V-S}}, \quad (11)$$

где  $A_0$  – характеристическая амплитуда,  $R_{V-S}$  – расстояние вибратор – сейсмометр.

Вариации амплитуды регистрируемого поля на поверхности определяются из (9), (10) для прямой волны, проходящей в область изменений параметров в направлении максимальных вариаций, и могут быть оценены как

$$\delta u = \frac{4}{3} (2\pi)^3 \alpha \frac{A_0}{R_{V-Z}} \frac{r_0}{R_{Z-S}} \frac{\delta c}{c} \left( \frac{r_0}{\lambda} \right)^2, \quad (12)$$

где  $A_0$  – характеристическая амплитуда,  $R_{V-Z}$  – расстояние вибратор – область изменения параметров,  $R_{Z-S}$  – расстояние от области изменений до точки регистрации (сейсмометра),  $r_0$  – радиус области изменения параметров,  $\lambda$  – длина волны зондирующего сигнала,  $\delta c/c$  – относительные вариации скорости волн в области изменения параметров,  $\alpha$  – коэффициент отражения, равный 0.15 – 1, для  $c=6$  км/с,  $c_I=8$  км/с.

Относительные вариации скорости в области изменения параметров связаны с относительными вариациями амплитуд регистрируемого сигнала соотношением:

$$\frac{\delta c}{c} = 3 \cdot 10^{-3} \alpha \frac{\delta u}{u} \left( \frac{R_{V-Z} R_{Z-S}}{R_{V-S} \cdot r_0} \right) \left( \frac{\lambda}{r_0} \right)^2. \quad (13)$$

Как видно из (13) относительные вариации скорости в области изменения параметров, которые могут быть определены методом активного мониторинга с использованием гармонических сигналов, пропорциональны:

- относительным вариациям амплитуды зарегистрированного сигнала;
- коэффициенту, связанному с отношением характерных расстояний между источником, точкой регистрации, областью изменений параметров и радиусом области;
- квадрату отношения длины волны зондирующего сигнала к радиусу области изменения параметров;
- коэффициенту отражения на границе земная кора - мантия.

Полученное выражение (14) является аналитической оценкой чувствительности метода активного мониторинга с использованием гармонических сигналов. Оно позволяет получить числовые оценки возможных значений вариаций скоростей в области изменения параметров определяемых по вариациям зарегистрированных амплитуд колебаний. Как показал опыт работы со 100-тонными вибраторами, вариации амплитуд гармонических сигналов на расстоянии 100-400 км от вибратора могут быть определены с точностью порядка  $10^{-2}$ . На частоте мониторинга  $f=6$  Гц (длина волны  $\lambda=1$  км) и при характерных расстояниях между источником, регистратором и областью изменений 50 – 100 км, для области с измененными скоростными параметрами радиусом 1 – 10 км получаются следующие оценки относительных вариаций скорости сейсмических волн:

$$r_0 = 1 \text{ км} \quad \delta c/c = 10^{-2} - 10^{-3} \quad r_0 = 10 \text{ км} \quad \delta c/c = 10^{-5} - 10^{-6} \quad (14)$$

Полученные оценки (15) показывают, что чувствительность метода активного мониторинга является очень высокой для сейсмологических методов, что доказывает его ключевую роль в слежении за изменениями напряженно-деформированного состояния геологической среды как в местах ранее проведенных подземных ядерных взрывов, так и в области подготовки землетрясений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками. / А.С. Алексеев [и др.] / отв. ред. Г.М. Цибульчик. - Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал «Гео» Издательства СО РАН, 2004. – 387 с.
2. Алексеев, А.С. Математические модели сейсморазведки / А.С. Алексеев, Г.М. Цибульчик // Актуальные проблемы вычислительной математики и математического моделирования. - Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1985. - С. 91 – 108.
3. Глинский, Б.М., Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С. Вибросейсмический мониторинг сейсмоопасных зон / Б.М.Глинский, В.В.Ковалевский, М.С.Хайретдинов // Вулканология и сейсмология, 1999. - № 6. - С. 56 - 66.

4. Активный мониторинг сейсмоопасных зон с использованием мощных вибросейсмических источников / А.С. Алексеев [и др.] // Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики: избр. науч. тр. под ред. акад. РАН В.Н.Страхова. – М: ОИФЗ РАН, 2001. - С. 163 - 208
5. Ковалевский, В.В. Использование гармонических вибросигналов для обнаружения геодинамических процессов / В.В. Ковалевский // Методы изучения, строение и мониторинг литосферы: Материалы международных конференций. – Новосибирск: изд. СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1998 - С. 80 – 83.
6. Kovalevsky, V.V. Modeling of the monitoring of anomalous zones under sounding by harmonic vibrational signals. / V.V. Kovalevsky // The Proceedings of 1-st International Workshop on Active Monitoring in the Solid Earth Geophysics (IWAM04), Mizunami, Japan, 2004. - P. 204-207.

### АКТИВТІ ДІРІЛДІСЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГТІ МОДЕЛЬДЕУ

**Ковалевский В.В.**

*РФА СБ Есептеуіш математика және математикалық физика институты, Новосибирск, Ресей*

Жер қыртысының ішкі аймағында серпімді сипаттары өзгеруінің активті дірілдісейсмикалық мониторингісін модельдеу нәтижелері келтірілген. Жер бетіндегі нүктелі дірілді көзіменен «жер қыртысы-мантия» моделі қаралған. Гармоникалық зондтау белгілерін пайдалануында мониторинг әдісі сезгіштілігінің аналитикалық бағалары алынған.

### MODELING OF THE ACTIVE VIBROSEISMIC MONITORING

**V.V. Kovalevsky**

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

The results of the mathematical modeling of vibroseismic monitoring of changes in the elastic characteristics in the interior Earth's crust zone are presented. The model of the "Earth's crust-mantle" system with point vibrational source on the free surface is considered. The estimates of sensitivity of active monitoring method with harmonic vibrational signals is determined.

УДК 550.34: 621.039.9

## АКТИВНАЯ СЕЙСМОМЕТРИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ВИБРАЦИОННЫХ ИСТОЧНИКОВ В ПРОБЛЕМЕ ИНСПЕКЦИИ НА МЕСТЕ

Алексеев А.С., Глинский Б.М., Хайретдинов М.С.

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

Для проведения Инспекции на месте (ИНМ) предлагается и обосновывается метод активной сейсмометрии, основанный на зондировании среды сейсмическими колебаниями, порождаемыми наземным сейсмическим вибратором. Позитивными сторонами рекомендуемой технологии являются: узконаправленное излучение и прием сейсмических колебаний, строгая повторяемость формы излучаемых колебаний, высокоточная синхронизация излучения по сигналам GPS, возможность синхронного накопления вибросейсмических сигналов (способствующего увеличению дальности зондирования и точности измерения кинематических и динамических характеристик сейсмических волн на фоне многократно превышающих шумов техногенной природы), возможность интенсификации процесса афтершоковой эмиссии (способствующего повышению эффективности метода пассивной сейсмометрии). С использованием численных методов и результатов эксперимента анализируется комплекс вопросов, связанный с реализацией предлагаемого метода активной сейсмометрии.

### ВВЕДЕНИЕ

В связи с проблемой Инспекции на месте (ИНМ) по-прежнему остаются актуальными вопросы повышения точности локализации очага подземного ядерного взрыва (ПЯВ). Рекомендуемые к применению методы пассивной сейсмометрии, основанные на регистрации афтершоковой эмиссии, имеют ряд ограничений:

- непредсказуемость проявления афтершоков во времени и пространстве;
- достаточно быстрое затухание афтершоковой активности (до 2-х недель);
- малое разрешимое расстояние «очаг афтершока – регистрирующий сейсмоприемник» (около 1.7 км);
- низкая частота и амплитуда афтершоков, затрудняющая определение времен вступлений волн Р и S при вычислении координат, особенно при сложной геологии инспектируемого района.

Избежать действия перечисленных ограничений возможно за счет использования метода активной сейсмометрии, основанного на зондировании среды сейсмическими колебаниями, порождаемыми наземными сейсмическими вибраторами [1]. Использование вибрационной технологии активной сейсмометрии характеризуется рядом позитивных сторон, отличающих ее от технологии пассивной сейсмометрии:

- возможность узконаправленного излучения и приема сейсмических колебаний;
- строгая повторяемость формы излучаемых колебаний;
- высокоточная синхронизация моментов излучения по сигналам GPS;
- возможность применения уже отлаженного и проверенного в экспериментах метода синхронного накопления вибросейсмических сигналов для повышения дальности зондирования (до десятков км) и точности измерения кинематических и динамических характеристик сейсмических волн на фоне многократно превышающих шумов техногенной природы, помех от промышленных взрывов, землетрясений;
- возможность интенсификации процесса афтершоковой эмиссии с помощью вибросейсмических колебаний как средства повышения эффективности метода пассивной сейсмометрии.

### ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ЗАДАЧ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОЙ СЕЙСМОМЕТРИИ

Основная идея использования активной сейсмометрии в проблеме ИНМ состоит в следующем. Как известно, подземный ядерный взрыв приводит к нарушению равновесного состояния среды в эпицентре и прилегающей к нему области. Следствием этого является образование каверн (пустот) и окружающей зоны трещиноватости. Диаметр образовавшейся зоны в зависимости от мощности взрыва может достигать 1 км и более. Зоны трещиноватости характеризуют такими параметрами, как плотность распределения трещин по объему, их раскрытость, ориентировка, размеры, а также флюидонасыщенность. С учетом структурных изменений массива горных пород такого рода основной задачей активной сейсмометрии с использованием сейсмических вибраторов является обнаружение и локализация зон трещиноватости и каверн (пустот) путем выявления вариаций кинематических и динамических характеристик сейсмических полей на выбранных азимутальных направлениях «источник-приемник». Очевидно, что изучаемые направления должны пролегать через потенциально деструктивные зоны, а также через смежные сплошные массивы горных пород. Вариации кинематических и динамических параметров могут быть выявлены путем сопоставления параметров сейсмических полей, регистрируемых на разных азимутальных направлениях, охватывающих как деструктивные зоны, так и зоны со слабо выраженной либо вовсе отсутствующей деструкцией.

В проблеме активной сейсмометрии одним из основных является выбор информативных параметров сейсмического поля, характеризующих зоны трещиноватости и кавернозности. В зонах развития неоднородностей одним из главных носителей информации являются рассеянные сейсмические волны, следующие за головными волнами и хаотически распределенные во времени. Пример проявления таких волн показан на вибрационных сейсмограммах (рисунок 1а), полученных авторами при проведении экспериментов по зондированию флюидонасыщенной среды в грязевулканической постройке вулкана Шуго (Таманско-Печерская грязевулканическая провинция).

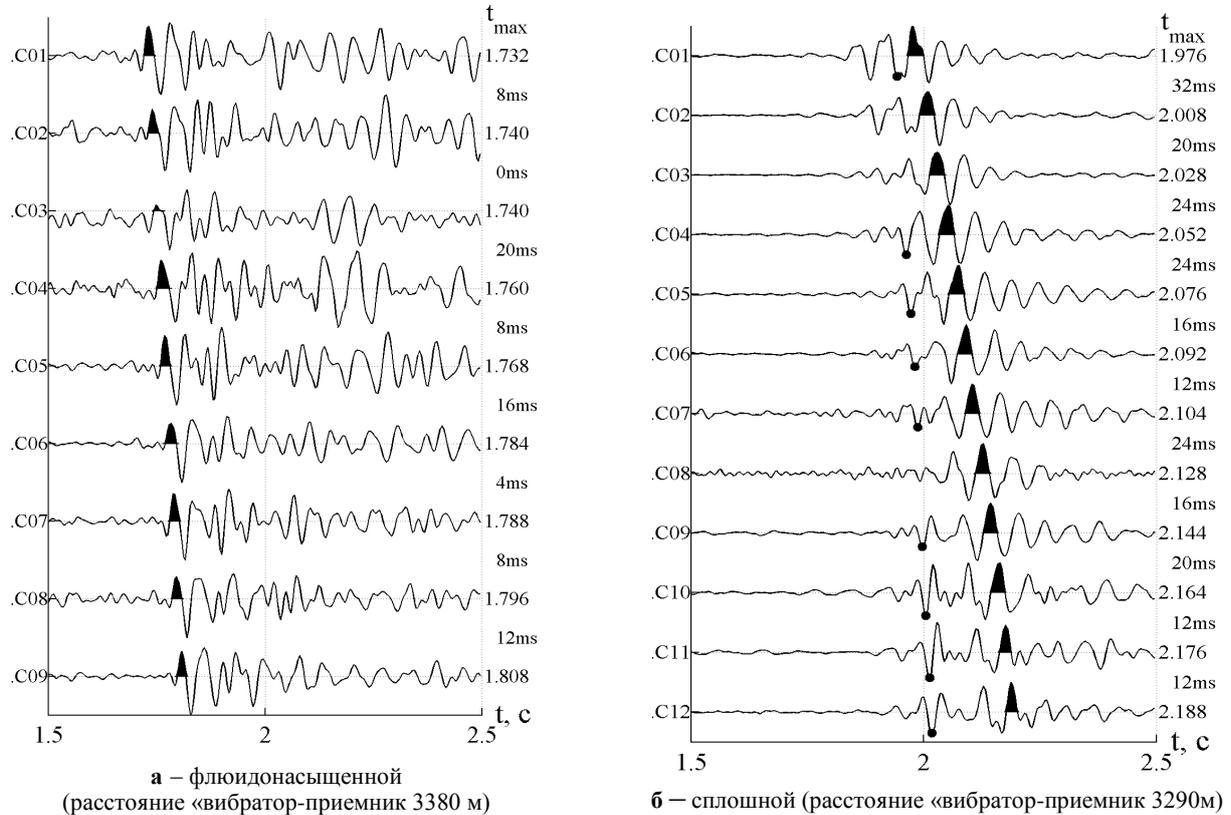


Рисунок 1. Вибрационные сейсмограммы, полученные в средах: а; б

Каждая вибрационная сейсмограмма вычислена как результат свертки вида

$$\bar{r}(m) = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^L \sum_{n=0}^{N-1} x_n^i \cdot S_{n-m}, \quad m = 0, \dots, M; \quad i = 1, \dots, L, \quad (1)$$

где:  $M$  – число дискретных отсчетов вибрационной сейсмограммы,  $L$  – число усреднений,  $S(t_n)$  – опорный сигнал с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ) вида  $S t = a t \cos(2\pi f_0 t + \beta t^2 / 2)$  с параметрами  $a(t)$  – огибающая,  $f_0$  – начальная частота развёртки,  $\beta$  – скорость развёртки по частоте, равная  $\beta = (f_{\max} - f_0) / T$ ,  $f_{\max}$  – максимальная частота,  $T$  – длительность развёртки.

Зондирование осуществлено свип-сигналами в полосе частот 10 - 64 Гц и длительностью 100 сек. Зондируемая среда заключена в пределах интервала просвечивания «источник-приемник», равного 3380 м. Из рисунка 1а хорошо видно, что вслед за головной волной следуют рассеянные волны. Здесь соотношение энергии рассеянных волн к энергии головных волн, усредненное по большому числу сейсмограмм, составляет около 5.

Для сравнения на рисунке 1б приведены вибрационные сейсмограммы, полученные на том же азимутальном направлении «источник-приемник» в интервале просвечивания 3290 м, в котором отсутствовала флюидонасыщенная среда. Как видно, на рисунке 1 б наблюдается традиционная картина волнового поля для сплошной среды в отличие от случая, приведенного на рисунке 1а.

Другим информативным параметром рассеянных волн является их спектр, отражающий нелинейное преобразование вибросейсмических колебаний, распространяющихся в трещиноватой среде. Следствием этого процесса является расширение спектра исходных колебаний. На рисунке 2 даны результаты обработки сигналов, зарегистрированных группами из 3-х датчиков с шагом 33 м, расположенными на линейном профиле, пересекающем среды – сплошную и флюидонасыщенную. Измерения проведены при сравнимых расстояниях  $R$  – «источник-приемник» (3290 м, 3380 м). На рисунке 2а приведены спектры исходных сигналов, соответствующих случаям распространения вибросейсмических колебаний через сплошную среду, на рисунке 2б - через флюидонасыщенные породы.

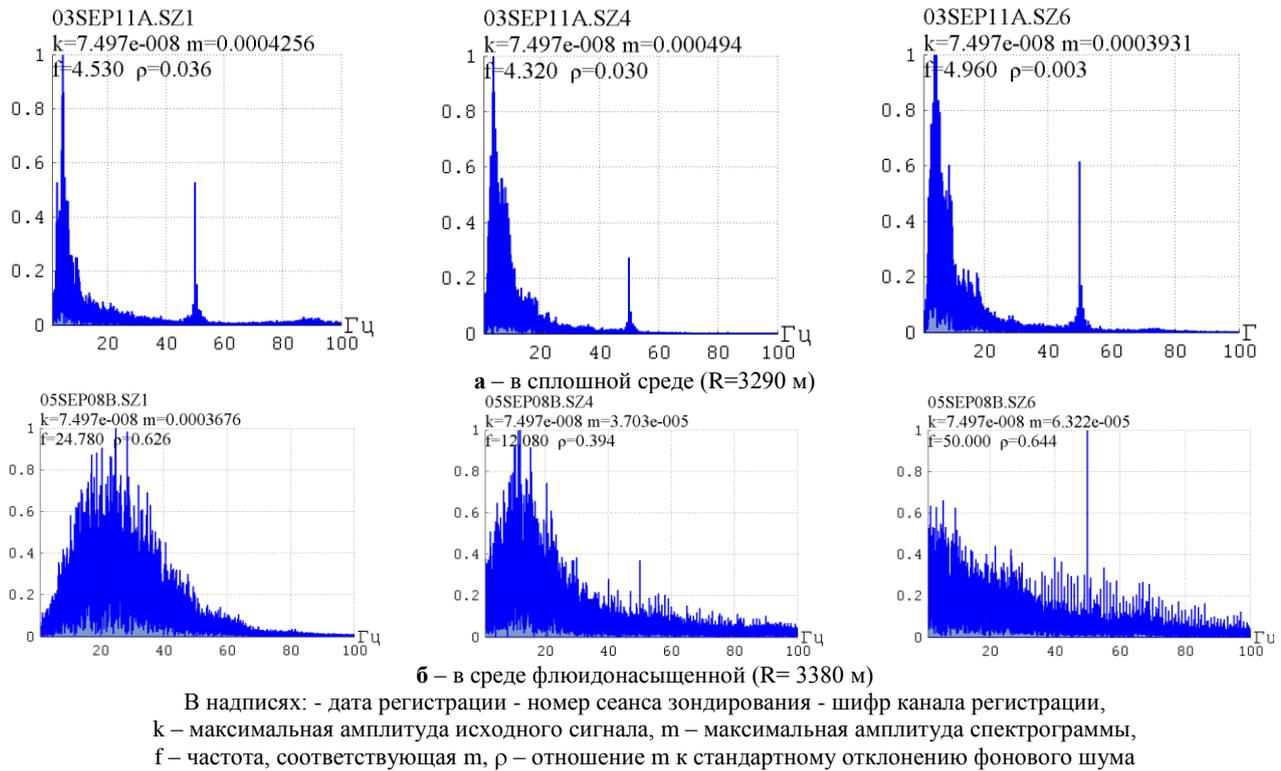


Рисунок 2. Спектры исходных вибросейсмических колебаний

Из сравнения спектров колебаний, полученных в двух рассматриваемых случаях, видно значительное расширение спектра сигналов в область высоких частот, зарегистрированных на выходе флюидонасыщенной зоны. Особенно наглядно данный вывод может быть подтвержден видом спектрально-временной функции (СВФ) вибративных сейсмограмм, получаемой как:

$$F_{\omega_k, t_q} = F_{k, q} = \sum_{n=0}^{N-1} r_{n+q} \exp -j2\pi kn/N, \quad (2)$$

где:  $n=0, 1, \dots, N_1-1$ ,  $q=0, 1, \dots, N_2-1$ ;  $N_1 \cdot N_2 = N$ ;  $N = T/\Delta t$ ,  $T$  – общее время анализа,  $\Delta t$  – интервал квантования исходного сигнала.

На СВФ, представленных на рисунке 3, видно почти десятикратное увеличение полосы частот сигналов, зарегистрированных на выходе из флюидонасыщенной зоны (рисунок 3б) в сравнении со сплошной средой (рисунок 3а). Результаты ранее проведенного численного моделирования [2] также подтверждают экспериментально наблюдаемую закономерность расширения спектра колебаний.

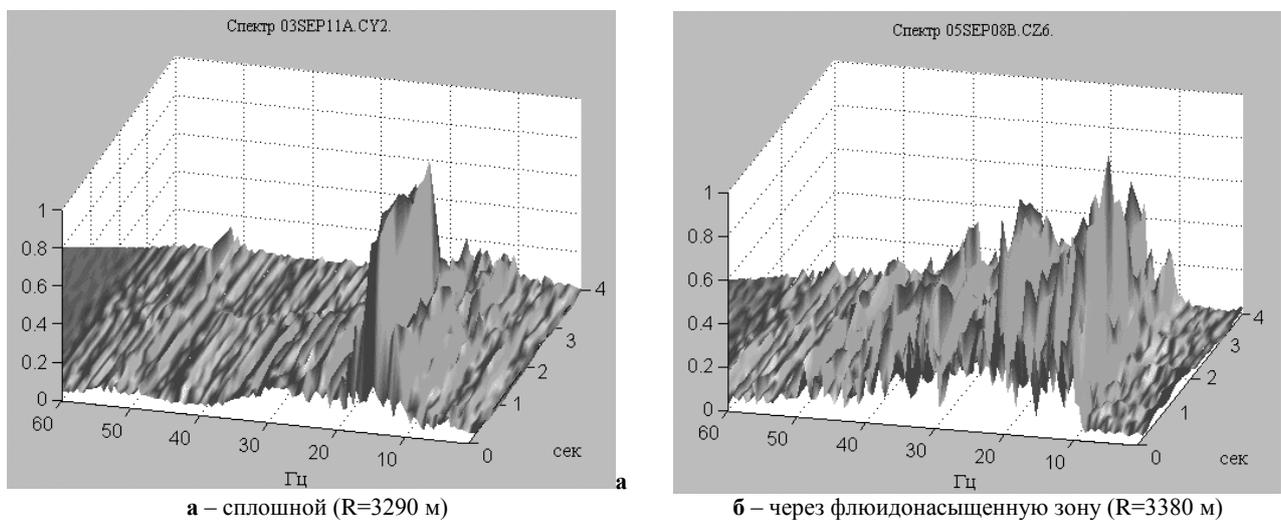


Рисунок 3. Спектрально-временные функции вибративных сейсмограмм, полученные для сред

Расчеты выполнены для модели трещиноватости, развивающейся в однородной и изотропной среде с модулями упругости  $K_1, \mu_1$  и плотностью  $\rho_1$ . В качестве исходной модели трещиноватости приняты равномерно рассеянные и хаотические ориентированные пустоты сфероидальной формы. Форма пустот определена параметром  $\alpha$ , равным отношению длины оси вращения сфероида к длине его второй оси. Распределение относительного объема пустот по параметру формы между его минимальным  $\alpha_{\min}$  и максимальным  $\alpha_{\max}$  значениями описано функцией  $\varphi(\alpha)$ . Предполагается, что длина наиболее высокочастотной упругой волны, распространяющейся в моделируемой среде, значительно превышает линейные размеры наибольших пустот. Для случая распространения в среде плоской продольной волны  $u_x(t) = U_x \sin \omega t$  получено:

$$u_x = U_x \sin \omega \left( t \mp \frac{x}{c_p} \right) - \left( \frac{U_x}{2} \right)^2 \frac{B}{M_0} k_p^2 x \cos 2 \omega t \mp k_p x \quad (3)$$

Из выражения (3) следует, что в процессе распространения волн в трещиноватой среде появляются гармоники удвоенной частоты  $2\omega$ , уровень которых определяется волновым числом  $k_p = \omega/c_p$ , коэффициентом  $B$ , зависящим от характера трещиноватости среды:  $B = F(\varphi_0, K_0, K_1, \mu_1)$ , числом Маха  $M_0 = U_x \omega/c_p$  и длиной пути пробега волны  $x$ . Дополнительно, здесь  $K_0$ - эффективный модуль всестороннего сжатия невозмущенной микро-трещиноватой среды,  $\varphi_0 = \int_0^{\alpha_{\max}} \varphi \alpha d\alpha$ ,  $c_p$  - скорость распространения продольной волны. Как следует из (3), уровень второй гармоники растет пропорционально длине пути пробега волны  $x$ . Это явление еще ранее было отмечено как накапливающаяся нелинейность в нелинейно-упругой среде [3]. С учетом (3) коэффициент нелинейности формы монохроматической волны, определяемой отношением амплитуды второй гармоники к первой, составит:

$$\frac{u_2}{u_1} = \frac{1}{8} \frac{U_x B k_p^2 x}{M_0} \quad (4)$$

Зависимость (4) является дальнейшим уточнением соотношения, полученного для случая распространения сейсмических колебаний в однородных средах с диссипацией энергии и дисперсией волн, полученным в [3]:

$$\frac{u_2}{u_1} = L \frac{x \omega^2 U_x}{8 c_p^2},$$

где:  $L$  – коэффициент нелинейности среды, определяемый в виде:  $L = \rho c \Delta c / \Delta p \approx \Delta c / c / \Delta \theta$ , где  $\Delta c$  – изменение скорости, обусловленной изменением давления  $\Delta p$  в среде;  $\Delta \theta$  – изменение объемной деформации. Характерные значения  $L$  составляют  $\sim 10^3$ . Уравнение (4) связывает параметры нелинейности волнового поля в очаговой зоне с характером трещиноватости среды через параметр  $B$ , зависящий от размеров трещин, плотности их распределения, модуля упругости среды. С учетом результатов моделирования представляется, что динамические параметры нелинейности волнового поля могут быть успешно использованы в качестве одного из информативных параметров для обнаружения зон трещиноватости и кавернозности.

Для сред с развитой трещиноватостью и флюидонасыщенностью характерны аномалии скорости и параметров ослабления сейсмических волн. Аналитические выражения для скорости в таких средах в общем виде сложны и содержат константы, которые определяются эмпирически, путем сравнения с измеренными значениями. В частности, известно выражение скорости волн очень низких частот при их распространении через флюидосодержащие пористые среды [4], которое получено из общей теории Био. Из этого выражения вытекает, что возможно увеличение до 10% и более скорости продольной волны в нефтегазоносных песках с увеличением их водонасыщенности. Ниже приведены результаты сравнительного оценивания скорости головной сейсмической волны, полученные в эксперименте по вибрационному зондированию сплошной среды и флюидонасыщенной зоны, описанному выше (рисунки 1, 2). В обоих случаях регистрация осуществлялась с помощью группы сейсмоприемников, расставленных с шагом 33 м на линейном профиле вдоль азимутального направления «вибратор-приемная группа – флюидонасыщенная зона». Графики зависимости времен прихода продольных волн к каждому из датчиков группы от расстояния до вибратора представлены на рисунке 4.

Нижний график соответствует случаю распространения волн через сплошную среду, верхний - через флюидонасыщенную зону. По нижней зависимости эффективная скорость распространения волны от вибратора до 1-го сейсмоприемника составляет 1667 м/с, а кажущаяся скорость вдоль профиля равна 1734 м/с. По верхней зависимости получены значения скоростей 1951 м/с и 3473 м/с, соответственно. Из сравнения полученных данных очевидно увеличение скорости распространения сейсмических волн в присутствии неоднородности в виде флюидонасыщенной зоны. Выявление аномалии скоростей сейсмических волн, повидимому, будет способствовать обнаружению зон трещиноватости и кавернозности в проблеме ИНМ.

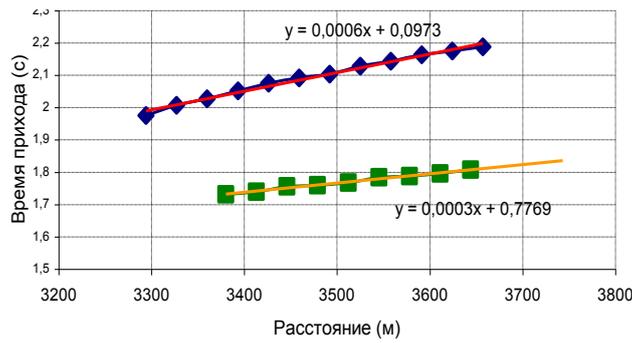


Рисунок 4. Зависимость времени вступления головной волны от расстояния для сред: сплошной (нижний график), через флюидонасыщенную зону (верхний график)

В [5] по результатам численного моделирования процесса распространения плоской упругой волны в случайно-трещиноватой среде применительно к волнам P и S показано, что в зонах трещиноватости формируется волновой отклик с доминированием обменных волн PS, характеризующихся существенно большей интенсивностью по сравнению с продольными волнами PP. То же самое относится к трещинам, заполненным водой. Таким образом, зона, содержащая множество трещин, отзывается преимущественно обменными волнами.

При изменении характера распределения плотности трещин от равномерной до существенно неравномерной общая энергия отклика от зон трещиноватости и кавернозности удваивается, причем уровень отраженной энергии от трещиноватой зоны примерно в 2 раза ниже, чем от кавернозной (при одинаковых размерах неоднородностей и их числе). Соотношение продольных PP- и обменных PS-волн изменяется в пользу последних. В этой связи раздельная регистрация продольных и поперечных колебаний создает предпосылки для прогнозирования преобладающего типа неоднородности. Сказанное иллюстрирует график зависимости рассеянной энергии E от степени неравномерности распределения микронеоднородностей в пределах зоны трещиноватости (рисунок 5).

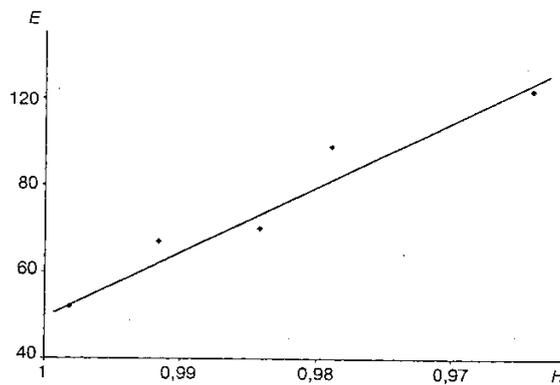


Рисунок 5. Количественная зависимость рассеянной отраженной энергии E от степени неравномерности распределения микронеоднородностей в среде, измеряемой энтропией H

Зависимость построена для зоны трещиноватости в виде эллипса, который разбит на N ячеек равной площади. Энтропия вычислена как  $H = -(\sum_i p_i \ln p_i) / \ln N$ , где  $p_i$  — доля микронеоднородностей, попавших в i-ячейку разбиения эллипса [5]. Энтропия равна 0, когда все микронеоднородности попадают в одну ячейку эллипса и 1, когда во все ячейки попадают равное число микронеоднородностей (микронеоднородности распределены в зоне трещиноватости равномерно). С ростом неравномерности трещин происходит рост энергии волнового отклика, усиливаются многофазность и интерференционность как продольных PP, так и обменных PS волн.

Следующий важный этап — локализация очага ПЯВ, — может быть выполнен с использованием узконаправленного излучения и приема виброрейсмических колебаний. Благодаря формированию просвечивающего поля вибратора с высокими метрологическими характеристиками по амплитуде, частоте и фазе излучения может быть достигнута высокая точность определения азимутального положения неоднородности. Зондирование последней на перекрестных азимутальных направлениях с помощью передвижного вибратора и перестановки приемной сейсмической группы позволит определить координаты очага. Дополнительным резервом повышения точности является учет локальной геологической неоднородности среды в районе полигона методом виброрейсмической разведки, которая реализуется фактически в процессе виброрейсмического зондирования зоны

ИНМ. Более подробно теоретическое обоснование данного подхода и соответствующие результаты экспериментальных исследований рассмотрены в [6].

Следует остановиться еще на одном вопросе - сейсмической эмиссии горных пород, обусловленной пространственными градиентами напряжений и общим напряженным состоянием среды в целом. В [7] отмечено, что зоны трещиноватости обладают высокой эмиссионной способностью. Процессы сейсмической эмиссии могут быть интенсифицированы воздействием сейсмическим полем от вибрационных источников. Эмиссионный процесс состоит из множества отдельных актов, каждый из которых представляет высокочастотное микроземлетрясение, порождающее эмиссионную волну. Энергия вибросейсмического колебания низкой частоты способна подпитывать эмиссионную волну в результате их нелинейного взаимодействия. Этот процесс сопровождается трансформацией энергии низкочастотных вибросейсмических колебаний в энергию высокочастотных микросейсмов. С учетом этого вправе ожидать интенсификации афтершокового процесса, сопровождающего возвращение энергетически активной среды вблизи очаговой зоны взрыва в равновесное состояние. Учитывая, что афтершоковый процесс играет определяющую роль в методах пассивной локации очага ПЯВ и принимая во внимание большую скорость затухания этого процесса во времени, очевиден позитивный эффект вибросейсмического зондирования в увеличении срока жизни автершокового процесса.

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Предлагается и анализируется метод активной сейсмометрии с использованием сейсмических вибраторов для локализации очага ПЯВ в проблеме Инспекции на месте (ИНМ).

Использование вибраторов позволяет вести сканирование среды направленным сейсмическим полем, которое характеризуется высокими метрологическими параметрами. В соответствии с принципом обратимости сканирование возможно с помощью направленного приема.

В основе подхода лежит методика обнаружения зон кавернозности и трещиноватости, возникновение которых обусловлено ядерным взрывом в области очага.

Сейсмические поля на выходе из зон деструкции (кавернозности и трещиноватости) характеризуются набором информативных параметров, которые отличаются их от полей на выходе из сплошной среды. Такие параметры связаны с появлением рассеянных волн вслед за головными, с расширением спектра вибрационных сейсмограмм, с вариациями скоростей и параметров затухания сейсмических волн.

Параметры очага могут быть уточнены благодаря вибросейсмической разведке среды, которая реализуется одновременно с мониторингом среды. Получаемые при этом оценки скоростных характеристик среды позволят учесть влияние геологической неоднородности на точность определения параметров очага.

В результате воздействия на среду в области очага низкочастотными колебаниями от вибратора возможна интенсификация афтершокового процесса, сопровождающего возвращение энергетически активной среды вблизи очаговой зоны взрыва в равновесное состояние.

Предложенный подход к решению задач ИНМ может существенно дополнить традиционный метод пассивной сейсмометрии.

### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Алексеев, А.С. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / А.С. Алексеев, Б.М. Глинский, А.Л. Собисевич, В.В. Ковалевский [и др.]: Отв. ред. Г.М. Цибульчик. – Новосибирск: Филиал "Гео" издательства СО РАН. - 2004. - С. 387.
2. Вербицкий, Т.З. Особенности распространения упругих волн в нелинейно-упругих пористых средах. Проблемы нелинейной сейсмологии / Т.З. Вербицкий. - М.: Наука. – 1987. - С.94 - 103.
3. Зарембо, Л.К. Введение в нелинейную акустику / Зарембо Л.К., Красильников В.А.- М.: Наука. - 1966.
4. Geertsma, J. Some Aspects of elastic Wave Propagation in Fluid Saturated Porous Solids / J. Geertsma, D. Smit // *Geophysics*, 1961. – 26, No. 2. – P.169 - 181.
5. Левянт, В.Б. О природе отклика рассеянной сейсмической энергии от зоны диффузной кавернозности и трещиноватости в массивных породах / В.Б. Левянт, И.Б. Петров, Ф.Б. Челноков // *Геофизика*, 2005. - № 6. - С. 5 - 19.
6. Воскобойникова, Г.М. Пространственная селекция очага подземного ядерного взрыва с помощью направленного излучения и приема вибросейсмических колебаний / Г.М. Воскобойникова, Г.Ф. Седухина, М.С. Хайретдинов // *Наст. сборник*.
7. Николаев, А.В. Развитие нетрадиционных методов в геофизике / А.В. Николаев // *Физические основы сейсмического метода*. - М.:Наука. – 1991. - С. 5 – 17.

**ОРНЫНДАҒЫ ИНСПЕКЦИЯ ПРОБЛЕМАСЫНДА ДІРІЛДІТКІШ КӨЗДЕРІН  
ҚОЛДАНУЫМЕН БЕЛСЕНДІ СЕЙСМОМЕТРИЯ**

**Алексеев А.С., Глинский Б.М., Хайретдинов М.С.**

*РФА СБ Есептеуіш математика және математикалық физика институты, Новосибирск, Ресей*

Орнындағы инспекция (ОИ) мақсаттарында пайдалану үшін, жер бетіндегі сейсмикалық дірілдеткіштері тудыратын сейсмикалық тербелістерімен ортаны зондтауында негізделген белсенді сейсмометрия әдісі ұсынылады және негізделеді. Сейсмикалық тербелістерінің тарбағытталған сәулеленуі мен қабылдауы, сәулеленетін тербелістер түрінің қатал қайталанатыны, сәулеленуінің GPS белгілері бойынша жоғары дәлділік синхрондауы, сейсмикалық белгілерін синхронды жинау мүмкіншілігі (зондтауының қашықтығын және көпеселі асатын техногенді тегіндегі шулар аясында сейсмикалық толқындардың кинематикалық және динамикалық сипаттарын өлшеу дәлдігін көбейтуіне мүмкіндік туғызатын), афтершок эмиссия процессін қарқындату мүмкіншілігі (пассивті сейсмика әдісінің тиімділігін жоғарылатуына мүмкіндік тудыратын) – ұсынылған технологияның оң тараптары болып табылады. Санды әдістерін және эксперименталды зерттеулер нәтижелерін қолдануымен ұсынылған белсенді сейсмометрия әдісін іске асыруымен байланысты мәселелерінің кешені талдауға жатқан.

**ACTIVE SEISMOLOGY WITH THE HELP OF VIBRATIONAL SOURCES  
IN THE PROBLEM OF IN SITU INSPECTION**

**A.S. Alekseev, B.M. Glinsky, M.S. Khairtdinov**

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

An active seismometry method based on the medium's sounding by seismic oscillations generated by ground-based seismic vibrators to solve the problem of in situ inspection (ISI) is proposed and validated. The use of the vibrational technology of active seismometry is characterized by some positive features. The main features are as follows: the possibility of narrow directed radiation and receiving of seismic oscillations, strict reproducibility of the shape of radiated oscillations, high-precision synchronization of the radiation process by GPS signals, using the method of synchronous accumulation of vibroseismic signals to increase the sounding distance and accuracy of the measurement of kinematic and dynamic characteristics of seismic waves against the background of multiply exceeding man-caused noise, and intensifying the aftershock emission process with the help of vibroseismic oscillations. This will increase the effectiveness of the passive seismometry method. In this paper, the totality of questions associated with the realization of the active seismometry method proposed by using numerical methods and results of experimental investigations is analyzed.

УДК 550.34: 621.039.9

**ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СЕЛЕКЦИЯ ОЧАГА  
ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ВЗРЫВА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ  
НАПРАВЛЕННОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И ПРИЕМА ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ**

Воскобойникова Г.М., Седухина Г.Ф., Хайретдинов М.С.

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

Рассматривается подход к решению задачи локализации и определения параметров очаговой зоны подземного ядерного взрыва (ПЯВ) путем сканирования инспектируемого района вибросейсмическим просвечивающим полем. Для метода, применение которого обосновано в [1] в связи с решением проблем Инспекции на месте (ИНМ), приводятся результаты численного моделирования характеристики направленности сейсмической антенны, описаны результаты экспериментов по направленному приему вибросейсмических колебаний, обсуждаются вопросы практического использования при решении задач Инспекции на месте.

Один из подходов к решению задачи локализации и определения параметров очаговой зоны подземного ядерного взрыва (ПЯВ) может быть реализован путем сканирования инспектируемого района просвечивающим сейсмическим полем. При этом должно обеспечиваться достаточно высокое пространственное разрешение и учет линейных размеров области, в пределах которой происходит нарушение исходного равновесного состояния среды, вызванного взрывом. На сегодня высокое пространственное разрешение по угловым координатам на этапах излучения и регистрации сейсмических колебаний может быть достигнуто за счет использования вибросейсмического метода зондирования геологической среды, который развивается в Сибирском отделении РАН под руководством академика Алексеева А.С. [2]. Высокое пространственное разрешение может быть получено за счет использования синхронно работающей группы сейсмических вибраторов, либо же приемной сейсмической группы датчиков. Такие группы имеют аналогию с антеннами, используемыми в радиофизике. Как известно, необходимое пространственное разрешение может быть обеспечено за счет выбора геометрических размеров антенны и учета неоднородности среды распространения волн, приводящей к искажению волнового фронта.

**ХАРАКТЕРИСТИКА НАПРАВЛЕННОСТИ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ ГРУППЫ**

Основной характеристикой сейсмической группы является диаграмма направленности антенны (Д.Н.). Аналитическое выражение её получено для модели среды в виде однородного идеально упругого полупространства  $Z > 0$ , на поверхность которого действует нормально распределенная сила  $p$ . Пусть сила приложена в пределах области  $\Omega$ . Зададимся целью найти такое распределение  $p(x, y, t)$  силы, чтобы в заданном направлении  $\varphi_0, \theta_0$  для волны  $P$  излучался максимум энергии. Это соответствует известному в радиофизике принципу синтеза антенн на основе максимума энергии излучения в заданном направлении. Соответствующее выражение для  $p(x, y, t)$  во временной области примет вид:

$$p(x, y, t) \equiv f \left[ t - \frac{\sin \theta_0}{v_p} (x \cos \varphi_0 + y \sin \varphi_0) \right], \quad x, y \in \Omega \quad (1)$$

Здесь  $f(t)$  – произвольная функция, вид которой определяется исходя из дополнительных условий, например, из условий оптимального прохождения сигнала через среду.

Соотношение (1) показывает, что излучатели должны работать по одному и тому же закону  $f(t)$ , но с задержкой, соответствующей выражению аргумента. Вывод аналогичен принципу фазирования антенных решеток в радиофизике. Если сила приложена в узлах прямоугольной сетки с координатами  $\bar{r}_{nm} = n \cdot \Delta x, m \cdot \Delta x$ , то диаграмма направленности, соответствующая выражению (1), имеет вид:

$$Д.Н. = \Psi \left( \frac{\sin \theta}{v_p}, \varphi \right) \cdot W_1(\theta), \quad (2)$$

где:  $\theta$  – угол, образованный сейсмическим лучом с осью  $Z$ ;

$$\Psi(\alpha, \varphi) = \frac{2}{2\pi} \sum_{n=-2N}^{2N} \sum_{m=-2M}^{2M} B_1 \bar{\mu} \bar{r}_{nm} \times 1/2 + 2N - |n| \cdot 1/2 + 2M - |m|, \quad (3)$$

$$\bar{\mu} = c_1, c_2, \quad B_1 \tau = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{df}{dt} \frac{t}{dt} \frac{df}{dt} \frac{t+\tau}{dt} d\tau, \quad (2N+1) \cdot (2M+1) - \text{число излучателей в решетке};$$

$$c_1 = \frac{1}{v_p} \sin \theta_0 \cos \varphi_0 - \alpha v_p \cos \varphi_0, \quad c_2 = \frac{1}{v_p} \sin \theta_0 \sin \varphi_0 - \alpha v_p \sin \varphi_0,$$

$W_\theta$  – индикатриса распределения энергии по углу в продольной волне для одиночного излучателя, т.е. доля энергии, излученной в телесный угол раствора  $d\theta$ .

Вид функции (2) получен ранее [3] и представлен на рисунке 1.

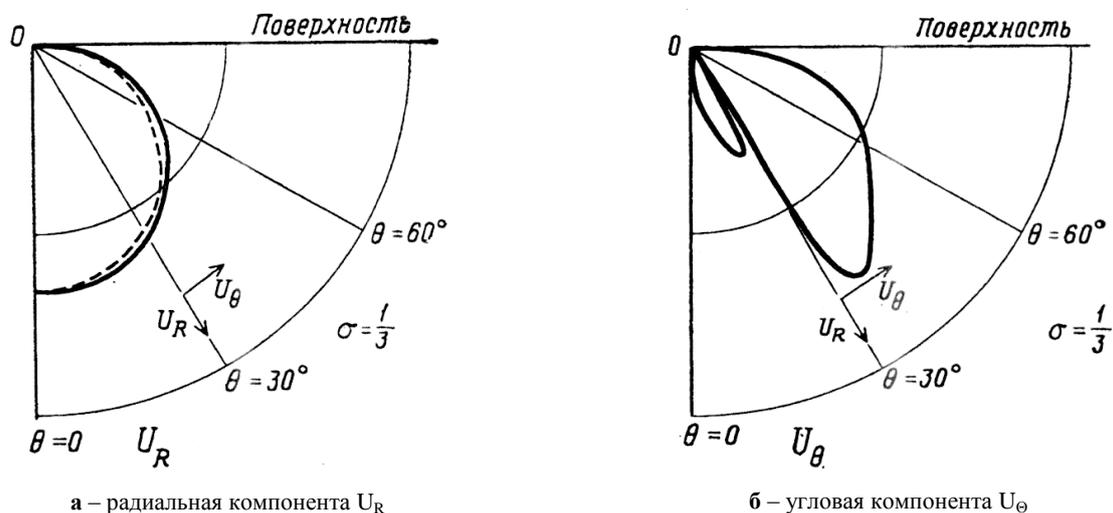


Рисунок 1. Диаграмма направленности одиночного излучателя

На рисунке 1а приведена диаграмма направленности одиночного излучателя в среде, характеризующейся значением коэффициента Пуассона  $\sigma=1/3$ , и отражающая смещение  $U_R$  в радиальном направлении, на рисунке 1 б – смещение  $U_\theta$  под углом с вертикалью  $\theta$ , что соответствует продольным и поперечным колебаниям, соответственно. Диаграмма направленности для радиального смещения  $U_R$  приблизительно пропорциональна  $\cos\theta$  и почти не меняется с изменением  $\sigma$ . Выбранное значение коэффициента Пуассона  $\sigma=1/3$  (или  $V_p/V_s=2$ ) характерно для большинства осадочных пород, что подтверждено данными полевых наблюдений.

Смещение, вызванные SV-колебаниями в плоскости, перпендикулярной к направлению распространения волны (поперечные колебания), является более сложной функцией. Диаграмма направленности имеет два лепестка с нулевым значением функции между ними (рисунок 1 б). Наиболее сильное смещение происходит при углах, близких к  $30^\circ$ .

Ширина главного лепестка диаграммы направленности (ДН) продольной волны определяется по формулам:

$$\begin{aligned} \text{в сечении } \theta = \theta_0 \quad \left| \sin \frac{\varphi - \varphi_0}{2} \right| &\leq \frac{v_p \tau_0}{2d \sin \theta_0} \\ \text{в сечении } \varphi = \varphi_0 \quad \left| \sin \theta_0 - \sin \theta \right| &\leq \frac{v_p \tau_0}{d_x |\cos \varphi_0| + d_y |\sin \varphi_0|} \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь:  $d$  – диаметр области  $\Omega$ ;  $d_x$  и  $d_y$  – проекции  $\Omega$  на оси X и Y, соответственно;  $\tau_0$  – характерный интервал задания функции  $B_1 \tau$ .

$$\text{В случае, когда } f(t) = \begin{cases} 0 & \text{при } t \notin [0, T] \\ A \sin \omega_0 t & \text{при } t \in [0, T] \end{cases}, \text{ величина } \tau_0 = \frac{3\pi}{2\omega_0}$$

Путем численных расчетов показано, что вышеприведенные оценки (4) выделяют область изменения  $\varphi, \theta$ , за пределами которой мощность излучения пренебрежительно мала.

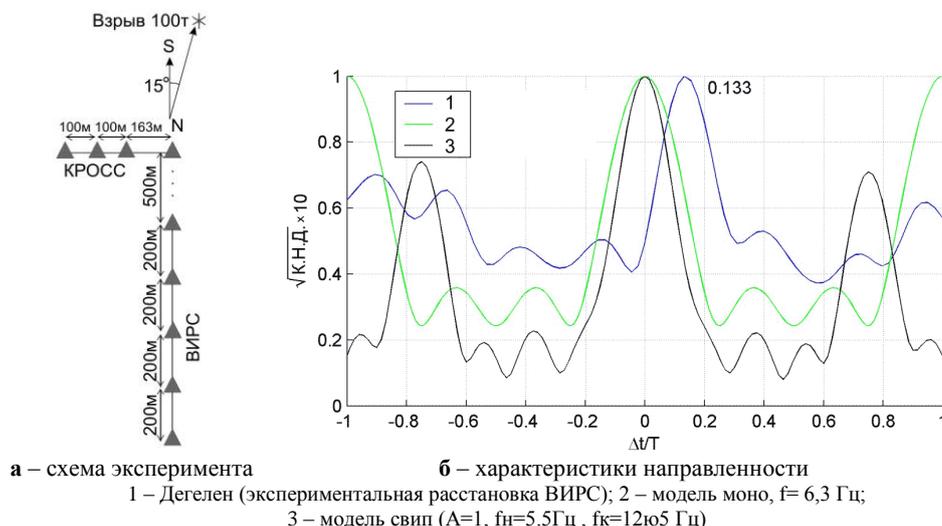
Экспериментальная проверка характеристик направленности излучающей сейсмической антенны наиболее доступна путем использования принципа подобия к приемной сейсмической антенне. По аналогии с (1) введем нормированный коэффициент направленного действия группы из  $n$  приемников в виде

$$K.H.D._n = E_\Sigma / E_{\max}, \quad (5)$$

$$\text{где: } E_\Sigma = \int_{-\infty}^{\infty} \left[ \mu_1 f(t) + \mu_2 f(t + \Delta t_1) + \dots + \mu_n f(t + \Delta t_{n-1}) \right]^2 dt \text{ и } E_{\max} = \left[ \sum_{k=1}^n \mu_k \right]^2 \int_{-\infty}^{\infty} f^2(t) dt$$

суммарная и максимальная энергии, соответственно, на выходе группы приемников, каждый из которых регистрирует в среде амплитуду колебаний  $\mu_k$ .

С применением соотношения (5) рассчитаны значения К.Н.Д. мощного вибратора ЦВ-100, использованного в реальных экспериментах, мощных химических взрывов серии «Омега-2», «Омега-3», а также модельных гармонических и свип-сигналов. Сводный график представлен на рисунке 2.



*Рисунок 2. К результатам оценки коэффициента направленного действия*

Графики К.Н.Д. (по оси ординат - квадратный корень из значения К.Н.Д, умноженный на 10) построены в зависимости от  $\Delta t/T$ , где  $T$  – средний период колебаний регистрируемых сейсмограмм на анализируемом участке (в данном случае - волны Р). График «Дегелен» рассчитан по формуле (5) для 100-тонного химического взрыва (Семипалатинский полигон, 1999). Регистрация взрыва осуществлялась двумя линейками трехкомпонентных сейсмоприемников типа СК1-П, расположенных от источника на удалении 630 км (рисунок 2а). График К.Н.Д. построен по результатам регистрации Z- компоненты аппаратурой ВИРС-М (линейка из 5-ти сейсмоприемников, ориентированная на источник – рисунок 2а) по участку сейсмограммы, соответствующему первому вступлению волны (преломленной на границе Мохоровичича) на временах 85 – 87 с. Дополнительно на рисунке 1б приведены графики К.Н.Д., рассчитанные для модельных сигналов: 1 - гармонического с частотой 6.3 Гц («модель моно 6.3 Гц»), 2 – свип-сигнала («модель свип») с полосой частот 5.5 – 12.5 Гц. В обоих случаях отражен результат моделирования направленного приема теми же 5-тью сейсмоприемниками. Из сопоставления модельных графиков видно, что расширение полосы частот зондирующих сигналов приводит к сужению основного лепестка диаграммы направленности: в случае «модель свип» ( $n=5$ ) ширина диаграммы в 1.5-1.6 раза меньше, чем в случае «модель моно 6.3 Гц». Относительный уровень боковых лепестков К.Н.Д. для второй модели ниже соответствующего уровня, характерного для монохроматического режима зондирования. Так, во второй модели отношение максимума основного лепестка К.Н.Д к максимуму второго лепестка составляет 4.5, в то время как в первой модели это соотношение равно 2.7.

Сопоставление графиков К.Н.Д. для расчетной «модели свип» и эксперимента «Дегелен» показывает, что ширина раскрытия основного лепестка К.Н.Д., полученного при эксперименте, несколько больше, чем для модели, а отношение уровней основного лепестка к боковому в эксперименте значительно хуже, чем для модели (2 вместо 4.5). Ухудшение соотношения уровней может определяться влиянием ряда таких факторов: как более узкая полоса частот на используемом участке полевой сейсмограммы Р-волны в сравнении с модельной; влияние фонового шума при регистрации полевой сейсмограммы; снижение функции корреляции волнового импульса Р вдоль регистрирующего профиля. Как известно, этот параметр определяет меру сходства формы волновых импульсов (выбор окна на участке волны Р для построения диаграммы направленности должен соответствовать максимально высоким значениям функции корреляции).

В связи с применением метода для решения задач ИНМ интерес представляют, в первую очередь, характеристики направленности, соответствующие дальностям зондирования, определяемым линейными размерами инспектируемого района. На рисунке 3 в качестве примера даны диаграммы направленности, построенные в полярных координатах, которые количественно характеризуют пространственные селективные свойства сейсмической группы и точность определения азимута на источник. Диаграммы построены по результатам обработки экспериментальных данных, полученных при зондировании геологической среды с применением центростремительного вибромодуля типа ЦВ-100 в режиме излучения свип-сигналов в полосе частот 7.422-10.74 Гц.

Схема взаимного расположения вибратора и приемной сейсмической группы при проведении эксперимента показана на рисунке 4. В примере, приведенном на рисунке 3, соотношение максимума ДН к уровню боковых лепестков составляет 4, ширина диаграммы направленности на уровне 0,7 составляет 10 градусов. Приведенный на рисунке 3 график относится к 4 профилю расположения сейсмоприемников.

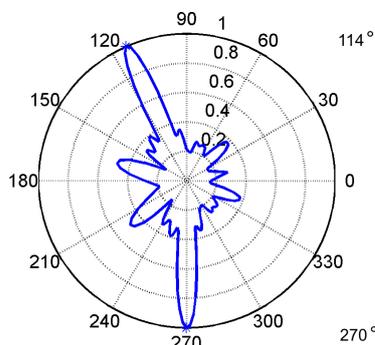


Рисунок 3. Диаграмма направленности приёмной сейсмической группы в режиме регистрации вибросейсмических колебаний от вибратора ЦВ-100. Расстояние источник-приёмник 5 км

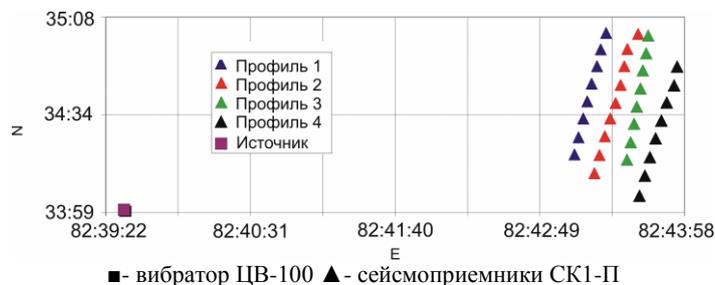


Рисунок 4. Схема взаимного расположения вибратора и приемной группы при эксперименте

В общем случае на характеристики направленности влияют два вида ошибок – детерминированные, обусловленные неоднородностью среды, и случайные, вызванные влиянием внешних шумов. Ошибки первого рода могут быть скомпенсированы, поскольку они имеют регулярный характер. Для их учета был разработан алгоритм автоматического определения времен вступления сейсмических волн. Идея алгоритма основана на оценивании формы волны по группе датчиков и соответствующих времен прихода ее на каждом из сейсмоприемников.

#### АЛГОРИТМ И ПРОГРАММА ДЛЯ АВТОМАТИЧЕСКОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОМЕНТОВ ВСТУПЛЕНИЯ ВОЛН

Для определения вектора времен вступлений волн  $n_1, \dots, n_M$  в автоматизированном режиме измерений применен алгоритм определения моментов вступлений квазипериодической последовательности импульсов на фоне гауссовых шумов и оценивания их формы [4]. В качестве целевой функции выбрано выражение вида:

$$\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M \sum_{k=0}^{q-1} y_{n_i+k} y_{n_j+k} \rightarrow \max_{\Omega}, \quad (6)$$

где:  $n_i, n_j, (i, j=1, \dots, M)$  – моменты вступления первых волн;  $y_{n_i+k}, y_{n_j+k}, i, j = \overline{1, M}, k = \overline{0, q-1}$ , - волны заданной длительности  $q$ ;  $M$  – количество сейсмограмм;

$$\Omega = \{ n_1, \dots, n_M \mid 0 \leq n_1 \leq T_{\max} - q - 1, N - T_{\max} - q \leq n_M \leq N - q - 1, q \leq T_{\min} \leq n_i - n_{i-1} \leq T_{\max}, i = \overline{2, M} \}$$

Критерий (6) основан на методе максимального правдоподобия. В результате ряда преобразований, описанных в [4], для выражения (6) получено следующее эквивалентное выражению:

$$S(n_1, \dots, n_M) = \sum_{i=1}^M \sum_{k=0}^{q-1} u_k (u_k - 2y_{n_i+k}) \rightarrow \min_{\Omega} \quad (7)$$

Для решения задачи минимизации (7) предложен следующий алгоритм: на множестве  $\Omega$  справедливы следующие рекуррентные формулы динамического программирования:

$$S(n) = 0, \text{ если } n \in [-T_{\max}, T_{\max} - T_{\min} - q - 1],$$

$$S(n) = \min_{n-T_{\max} \leq m \leq n-T_{\min}} \{S(m) + G(m)\}, \text{ если } n = \overline{0, N - q + T_{\min} - 1},$$

$$S(N) = \min_{N-q \leq n \leq N-q-1+T_{\min}} \{S(n) + G(n)\}, \text{ Ind}(n) = 0, \text{ если } n \in [-T_{\max}, T_{\max} - T_{\min} - q - 1],$$

$$\text{Ind}(n) = \text{Arg min}_{n-T_{\max} \leq m \leq n-T_{\min}} S(m) + G(m), \text{ если } n = \overline{0, N - q + T_{\min} - 1},$$

где через  $S(n)$  и  $\text{Ind}(n)$  обозначены минимальное значение функционала и указатель минимума на  $n$ -ом шаге.

Число импульсов и их расположение в последовательности определяется рекуррентным вычислением в обратном порядке по указателю минимума:

$$\begin{cases} m_0 = \underset{N-q \leq n \leq N-q+T}{\text{Arg min}} S(n) + G(n) - 1, \\ m_i = \text{Ind}(m_{i-1}), i = 1, 2, \dots, \end{cases} \quad (8)$$

причем процесс останавливается на таком шаге  $i=r$ , что  $\text{Ind}(m_r) = 0$ . В результате вычисления по формуле (8) получается последовательность  $m_r, m_{r-1}, \dots, m_1$  такая, что:  $\tilde{n}_1, \tilde{n}_2, \dots, \tilde{n}_{\tilde{M}-1}, \tilde{n}_{\tilde{M}} = m_r, m_{r-1}, \dots, m_1$ . Величина  $r$  дает оценку  $\tilde{M}$  числа импульсов, попавших в кадр. В результате решения задачи минимизации найден оптимальный набор моментов времени начала импульсов и их количество:

$$\tilde{n}_1, \dots, \tilde{n}_{\tilde{M}}, \tilde{M} = \underset{\Omega}{\text{Arg min}} \tilde{S}_1 n_1, \dots, n_M.$$

С учетом оценок максимального правдоподобия и найденных параметров  $\tilde{n}_i = \overline{1, \tilde{M}}, \tilde{M}$ , определяются искомые компоненты импульса  $U$ :

$$\hat{u}_k = \frac{\sum_{i=1}^{\tilde{M}} y_{\tilde{n}_i+k}}{\tilde{M}}, \quad k = 0, \dots, q-1.$$

В качестве примера, иллюстрирующего работу описанного алгоритма в автоматическом режиме, на рисунке 5 приведены экспериментально полученные сейсмограммы от импульсного источника. Результат определения на каждой их сейсмограмм время вступления головной волны в автоматическом режиме с помощью описанного алгоритма, помечено красным кружком. Точность измерений в данном примере была не хуже 3 %.

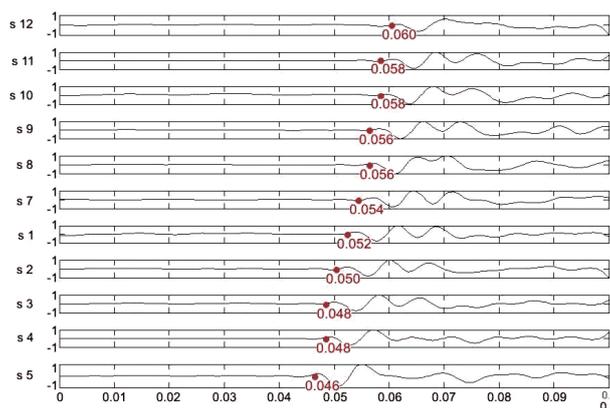


Рисунок 5. Иллюстрация результата работы алгоритма определения момента вступления головной волны

#### ВЛИЯНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ПОГРЕШНОСТЕЙ

Ошибки второго рода имеют статистическую природу. С учётом влияния ошибок диаграмма направленности мощности линейной антенны длиной  $d$  является функцией ряда параметров [5]:  $|\overline{DH}_n|^2 = F(\alpha, c_\phi, c, u, n)$ , где  $\alpha = \sigma_\phi^2$  – дисперсия фазовых ошибок в предположении, что они распределены по длине  $d$  по нормальному закону с параметрами  $N(0, \sigma_\phi)$ ;  $c_\phi = 2\rho_\phi / d$  – относительный радиус корреляции фазовых ошибок;  $\rho_\phi$  – абсолютный радиус корреляции;  $c = c_\phi / \sqrt{n}$ ;  $u = \frac{kd}{2}(\sin \theta - \gamma)$  – переменная, которая является функцией угловой координаты  $\theta$  и безразмерного параметра  $\gamma$ . В частности, при осевом направлении к линии расположения датчиков ( $\theta = 90^\circ$ )  $|\gamma| = 1$ .

Наличие ошибок приводит к уменьшению регистрируемого поля в направлении главного лепестка ДН, к увеличению уровня боковых лепестков и заплыванию нулей в ДН. При неограниченном возрастании радиуса корреляции  $c \gg 1$  диаграмма направленности стремится к неискаженной диаграмме, поскольку все сейсмодатчики оказываются синфазными по длине  $d$ . Если радиус корреляции  $c \ll 1$ , что соответствует участку шума, то:  $\overline{K.H.D}_n \approx K.H.D_n \exp(-\alpha)$ , где  $\overline{K.H.D}_n, K.H.D_n$  – коэффициенты направленного действия с шумами и без шумов, соответственно. Отсюда может быть оценена степень сужения диаграммы направленности.

В таблице по диаграммам направленности, построенным по экспериментальным данным, приведены результаты оценки погрешности определения азимутов «приемник-источник» сейсмическим методом по сравнению с географическим азимутам, рассчитанным по данным определения координат с помощью GPS.

Из таблицы видно, что чем больше соотношение сигнал/шум при регистрации сейсмограмм (п. 3 таблицы), тем выше точность измерения. Это подтверждает сказанное выше. Кроме того, искомая погрешность пропорциональна  $1/(K.H.D_n)'$ , где знаменатель является производной от функции направленности. Увеличение скорости изменения последней может быть достигнуто за счет сужения раскрытия диаграммы, а это, в свою очередь, согласно (4), достигается за счет увеличения базы d. Наконец, другой и, по-видимому, определяющей является азимутальная погрешность ориентирования регистрирующего профиля по отношению к источнику, а также трехкомпонентных сейсмоприемников, располагающихся на профиле. Погрешность ориентации последних лежит, по крайней мере, в пределах  $\pm 5^\circ$ .

*Таблица. Погрешность определения азимутального направления «источник – приемник» по диаграмме направленности*

№	Пункты и расстояние «источник-приемник»	Тип источника	Географический азимут	Расчетный азимут	Ошибка в град.,
1	Дегелен-Быстровка, 630 км	Омега-2	212° 43' 16"	209°	3° 43' 16"
2	Дегелен-Малиновое оз., 249.3 км	Омега-3	210° 34' 28"	209°	1° 34' 28"
3	Быстровка-Савушки, 355 км	Вибратор ЦВ-100	4° 56' 23"	5°	3' 37"

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев, А.С. Активная сейсмометрия использованием вибрационных источников в проблеме Инспекции на месте / А.С. Алексеев, Б.М. Глинский, М.С. Хайретдинов М.С. // Настоящий сборник.
2. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / А.С. Алексеев, [и др.]: отв. ред. Г.М. Цибульчик. – Новосибирск: Филиал "Гео" Издательства СО РАН. - 2004. - С. 387.
3. Уотерс, К. Отражательная сейсмология / К. Уотерс. - М.: Мир. – 1981. - 452 с.
4. Воскобойникова, Г.М. Выделение и измерение параметров квазипериодических последовательностей сейсмических волн / Г.М. Воскобойникова // Матер. 2-го междунар. Симпозиума «Активный геофизический мониторинг литосферы Земли». – Новосибирск: изд. СО РАН. - 2005. – С. 101 - 105.
5. Антенны /Под ред. Л.Д. Бахраха. - М.: Сов. радио. - 1979.

### **ДІРІЛДІСЕЙСМИКАЛЫҚ ТЕРБЕЛІСТЕРІН БАҒЫТТАЛҒАН СӘУЛЕЛЕУІ МЕН ҚАБЫЛДАУЫН ҚОЛДАНУЫМЕН ЖЕРАСТЫНДАҒЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТЫҢ ОШАҒЫН КЕҢІСТІКТІК ЖАСАНДЫ СҰРЫПТАУЫ**

**Воскобойникова Г.М., Седухина Г.Ф., Хайретдинов М.С.**

*РФА СБ Есептеуіш математика және математикалық физика институты, Новосибирск, Ресей*

Жерастындағы ядролық жарылыстың (ЖЯЖ) ошақтық белдемін оқшаулау және параметрлерін анықтау мәселелерін, инспекцияға жататын ауданды дірілдісейсмикалық сәулесін түсіруімен жаймалау тексеру жолымен шешуіне көзқарасы қаралған. Орнындағы инспекция (ОИ) проблемаларын шешу үшін қолдануына негізделген әдісі үшін [1] сейсмикалық антеннаның бағытталуының санды модельдеу нәтижелері келтіріледі, дірілдісейсмикалық тербелістерін бағытталған қабылдауы бойынша эксперименттерінің нәтижелері сипатталады, Орнындағы инспекция мәселелерін шешуінде практикалық қолдану мәселелері талқыланады.

### **SPATIAL SELECTION OF FOCAL OF UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION BY MEANS OF DIRECTED INVESTIGATINO AND A METHOD OF VIBROSEISMIC OSCILLATION**

**G.M. Voskoboynikova, G.F. Sedukhina, M.S. Khairtudinov**

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

An approach to task solving on parameters localization and determination within focal area of underground nuclear explosion (UNE) by scanning the inspected area by vibroseismic translucent field is considered. For the method, which application has been justified in [1] for task solving on On-Site Inspection (OSI), results of numerical modeling of seismic antenna orientation specifications are given, results of experiments on directed method of vibroseismic oscillation is described, questions on practical application of On-Site Inspection tasks are discussed.

УДК 550.344

## О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ И ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОН

Глинский Б.М., Фатьянов А.Г., Хайретдинов М.С.

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

Обсуждаются вопросы применения вибросейсмических методов для изучения флюидонасыщенных и трещиноватых зон, возможность использования мощных вибраторов для мониторинга мест проведения ядерных взрывов. В качестве примера приводятся результаты экспериментальных исследований структуры грязевого вулкана Шуго (Таманская грязевулканическая провинция). На основе статистического подхода предложена модель среды с разномасштабной неоднородностью и трещиноватостью. В результате численного моделирования уточнена модель среды в районе вулкана Шуго, полученная по данным вибросейсмических зондирований.

### ВВЕДЕНИЕ

Проведение подземных ядерных взрывов в скважинах приводит к растрескиванию околоскважинных пород и другим необратимым явлениям. Для изучения зон с повышенной трещиноватостью и дилатантных зон Семипалатинского испытательного полигона предлагается использовать вибросейсмические методы, разрабатываемые в Институте вычислительной математики и математической геофизики СО РАН. В качестве примера применения этих методов для изучения дилатантных зон приводятся результаты экспериментальных работ на грязевом вулкане Шуго.

Впервые в истории изучения грязевых вулканов проведено активное вибросейсмическое зондирование наземного грязевого вулкана Шуго. На основе математического моделирования разработана методика вибросейсмического зондирования с применением мощных контролируемых источников с усилием на грунт 40-100 тонн.

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ

Математическая модель среды может быть построена на основе представления об образовании разномасштабной неоднородности и трещиноватости в зонах разрушения пород [1], как это имеет место и при проведении подземных ядерных взрывов. Описание может быть сделано с помощью телеграфного случайного процесса  $\xi(z)$  [2] следующим образом. После перехода в спектральную область параметры соответствующих уравнений заменяются случайными функциями. Применительно к практическим приложениям рассматриваются средние значения сейсмического поля  $\langle u \rangle$ . Затем осуществляется переход в физическую область. В случае, волнового уравнения в результате усреднения поля получено уравнение распространения сферических волн в разномасштабно неоднородной среде в цилиндрической системе координат:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^4 \langle u \rangle}{\partial z^4} + 4\nu \frac{\partial^3 \langle u \rangle}{\partial z^3} + 4\nu^2 \frac{\partial^2 \langle u \rangle}{\partial z^2} + \left\{ \frac{\partial^2}{\partial z^2} + 4\nu \frac{\partial}{\partial z} + 4\nu^2 \right\} \left( \frac{\partial^2 \langle u \rangle}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \langle u \rangle}{\partial r} \right) = \\ \frac{2}{c^2} \frac{\partial^4 \langle u \rangle}{\partial z^2 \partial t^2} + 4\nu \frac{\partial^3 \langle u \rangle}{\partial t^2 \partial z} + \frac{(a^4 - 1)}{c^4} \frac{\partial^4 \langle u \rangle}{\partial t^4} + \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial^2 \langle u \rangle}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \langle u \rangle}{\partial r} \right) + 4\nu^2 \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \langle u \rangle}{\partial t^2}. \end{aligned} \quad (1)$$

Аналогично разномасштабной неоднородности рассмотрена модель разномасштабной трещиноватости. Для этого в соответствующей эквивалентной анизотропной среде анизотропные коэффициенты  $c_{ij}$  заменены случайными функциями. Затем, аналогично (1) получены уравнения для среднего поля в среде с разномасштабной трещиноватостью. Методы математического моделирования соответствующих краевых задач для блоковых сред разработаны в [3 - 6], а для сред произвольной геометрии - в [7].

Для обоснования экспериментальных работ в Таманской грязевулканической провинции проведено моделирование волновых полей при произвольных расстановках вибратора, регистрирующих систем и параметрах. Известно, что можно достаточно уверенно прогнозировать разлом в ядре синклинали, которая является подводным каналом для вулкана Шуго. Именно в ней расположена и грязевулканическая камера вулкана, а на большой глубине находится его "магматический" очаг. С целью выяснения основных особенностей волнового поля для данного региона работа по моделированию была проведена в несколько этапов. Сначала, для обеспечения возможности сравнения, была взята упрощенная модель прямоугольного сброса без вулканической камеры. Затем в модель была введена вулканическая камера. На рисунке 1 приведен фрагмент теоретического сейсмического профиля для очаговой зоны вулкана Шуго, на рисунке 2 дана сейсмограмма с источником над центром очаговой зоны.

**О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ  
ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ И ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОН**

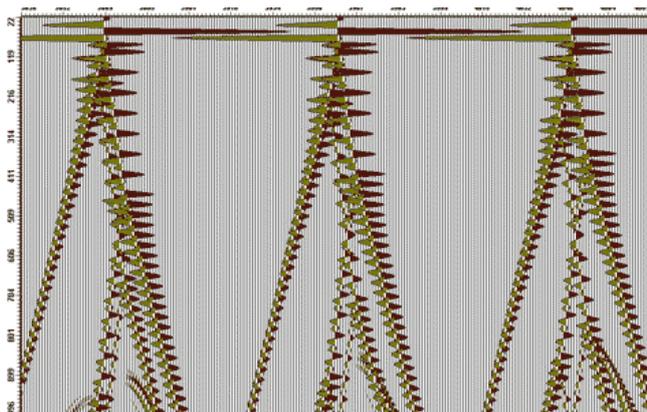


Рисунок 1. Фрагмент сейсмического профиля при наличии вулканической зоны

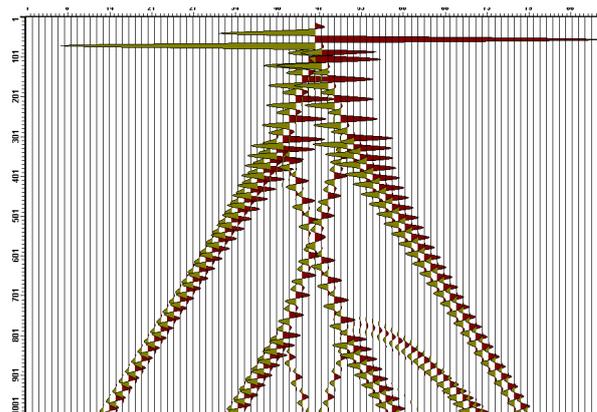
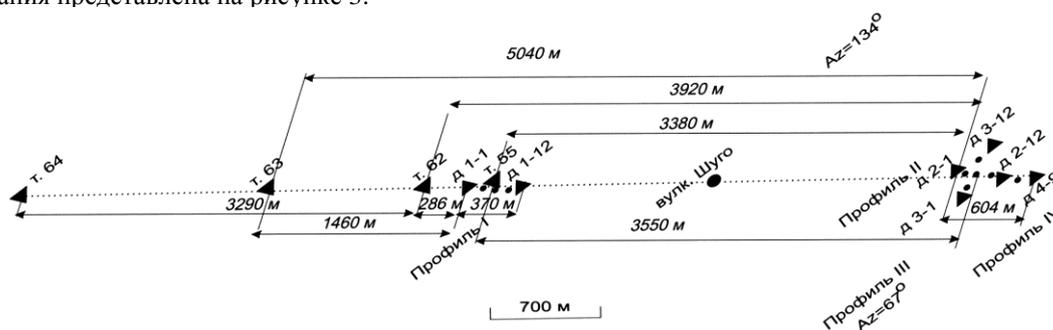


Рисунок 2. Сейсмограмма с источником над центром очаговой зоны

Проведенные численные расчеты послужили основой для постановки экспериментальных вибросейсмических исследований на грязевом вулкане Шуго.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ**

В ИВМиМГ СО РАН развиваются подходы к созданию систем активного мониторинга магматических структур с контролируемым вибросейсмическим источником, которые позволяют получить новые знания о строении вулканов и о динамике поведения магматических структур живущих вулканов [1], [8 - 9]. В 2005 г. проведена комплексная эколого-геофизическая экспедиция Института вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Кубанского государственного университета Минобрнауки РФ и Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН с целью экспериментального вибросейсмического зондирования вулкана Шуго. В методическом плане предусматривалось изучение условий трансформации волновых полей геологических структур по результатам работ вдоль продольных профилей на траверсах «вибратор – регистрирующая сейсмостанция – грязевой вулкан» и «вибратор – вулкан – регистрирующая сейсмостанция». Схема зондирования представлена на рисунке 3:



I – IV - линии расстановки сейсмических групп; т.55 (т.62, т.63, т.64) - точки зондирования, Д1-1–Д1-12- сейсмические группы

Рисунок 3. Схема расстановки вибратора и датчиков при вибрационном зондировании вулкана Шуго

В принятой технологии полевых работ зондирование геологической среды производилось путем перемещения сейсмического вибратора вдоль выбранных траверсов, а также расстановкой сейсмических датчиков в пределах базы «источник-приемник», которая изменялась в диапазоне 500 – 5500 м. Количество повторяющихся сеансов зондирования в каждом пункте установки вибратора выбиралось в пределах 5 – 7. В условиях повышенных сейсмических шумов, характерных в районе вулкана, такого количества сеансов было достаточно для повышения помехоустойчивости вибрационных сейсмограмм при их обработке. Вычисление вибрационных сейсмограмм  $\bar{r}(m)$  – аналогов сейсмограмм от взрывов, – производилось в соответствии с алгоритмом

$$\bar{r}(m) = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^L \sum_{n=0}^{N-1} x_n^i \cdot S_{n-m}, \quad m = 0, \dots, M-1; \quad i = 1, \dots, L, \quad (2)$$

где:  $M$  – число дискретных отсчетов вибрационной сейсмограммы,  $L$  – число усреднений,  $S_n = S(t_n)$  – опорный сигнал с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ)  $S$  вида  $S t = a t \cos(2\pi f_0 t + \beta t^2 / 2)$  с параметрами:  $a(t)$  – огибающая,  $f_0$  – начальная частота развёртки,  $\beta$  – скорость развёртки по частоте, равная  $\beta = f_{\max} - f_0 / T$ ;  $f_{\max}$  – максимальная частота,  $T$  – длительность развёртки.

При проведении эксперимента были выбраны следующие значения параметров:  $f_0 = 10$  Гц,  $f_{\max} = 64$  Гц,  $T = 60$  с. Частный вид вибрационных сейсмограмм  $\bar{r}(m)$ , полученных при этих параметрах, показан на рисунке 4.

**О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ  
ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ И ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОН**

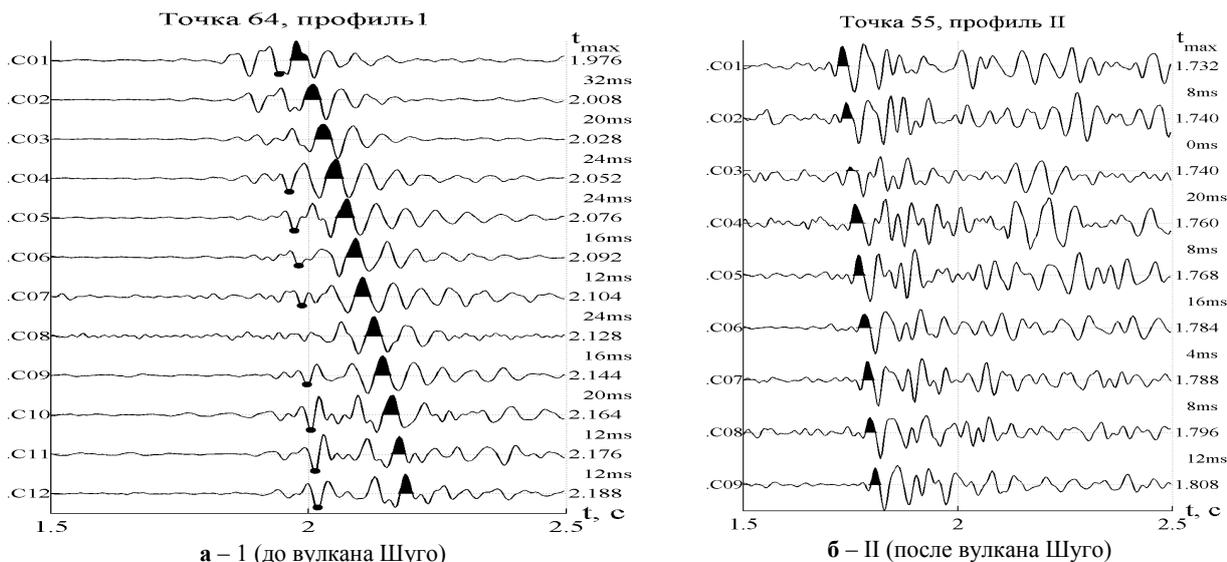


Рисунок 4. Вибрационные сейсмограммы, полученные на профилях

Вибрационные сейсмограммы характеризуются высоким соотношением уровней полезных волн к шумам, достигающим в отдельных случаях 20. Из рисунка 4 видно, что характер сейсмограмм резко меняется при прохождении сейсмических волн через область грязевого вулкана (рисунок 4 б). Другой важной характеристикой вибросейсмических сигналов являются спектрально-временные функции (СВФ), позволяющие изучать характерные временные особенности спектров вибрационных сигналов и полученных сейсмограмм. Важно отметить, что эти процессы являются нестационарными и, следовательно, описывающие их спектральные функции могут быть представлены выражением вида  $F(\omega, t)$ . При этом алгоритм вычисления СВФ будет иметь вид:

$$F(\omega_k, t_q) = F(k, q) = \sum_{n=0}^{N_1-1} x_{n+q} \exp -j2\pi kn/N, \quad (3)$$

где:  $n=0, 1, \dots, N_1-1$ ;  $q=0, 1, \dots, N_2-1$ ;  $N_1 \cdot N_2 = N$ ;  $N = T/\Delta t$ ,  $T$  – общее время анализа,  $\Delta t$  – интервал квантования исходных сигналов.

В качестве последовательностей  $x_{n+q}$  в одном случае использовались исходные сигналы, регистрируемые со стороны входа системы регистрации сейсмических сигналов, в другом – вибрационные сейсмограммы  $\bar{r}(m)$ . Вид этих функций по отношению к обоим сигналам показан на рисунках 5 и 6.

В соответствии с принятой технологией натурного эксперимента представилось возможным:

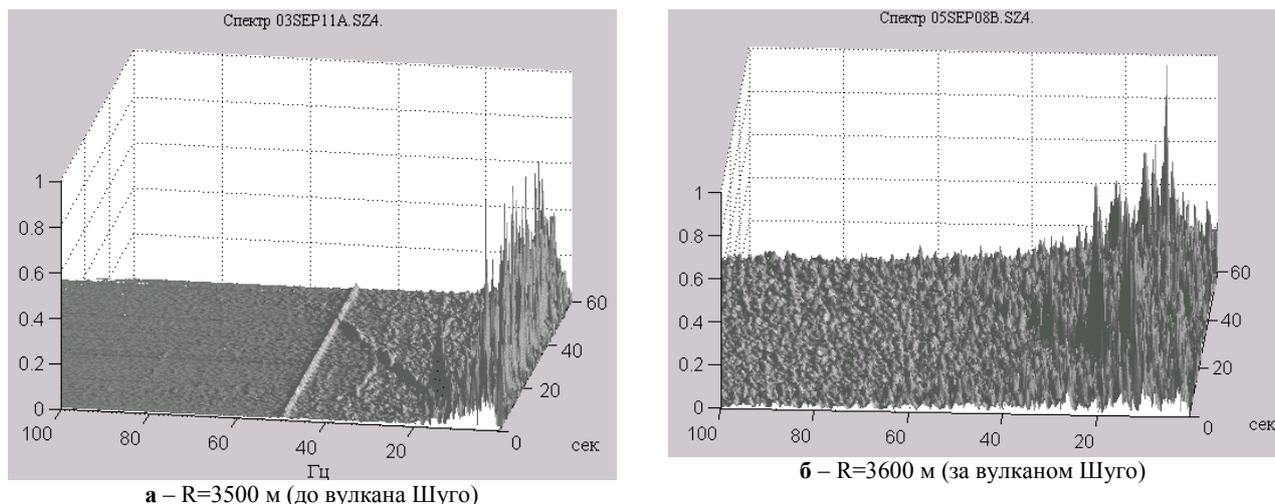
- зафиксировать особенности волновых структур в окрестности вулканической постройки и оценить вклад наведенных волновых процессов в параметры регистрируемых сейсмических полей;
- построить скоростной разрез геологической среды в районе вулканической постройки грязевого вулкана Шуго.

Следует подчеркнуть наиболее характерные особенности регистрируемых сейсмических полей. При вибросейсмическом зондировании тела грязевого вулкана наблюдается существенное усложнение структуры поля (рисунок 4б), обусловленное прохождением сейсмических волн через сложно построенную геологическую среду вулканической постройки в сравнении с волновой картиной, регистрируемой на сейсмограммах, зарегистрированных до вулкана (рисунок 4а).

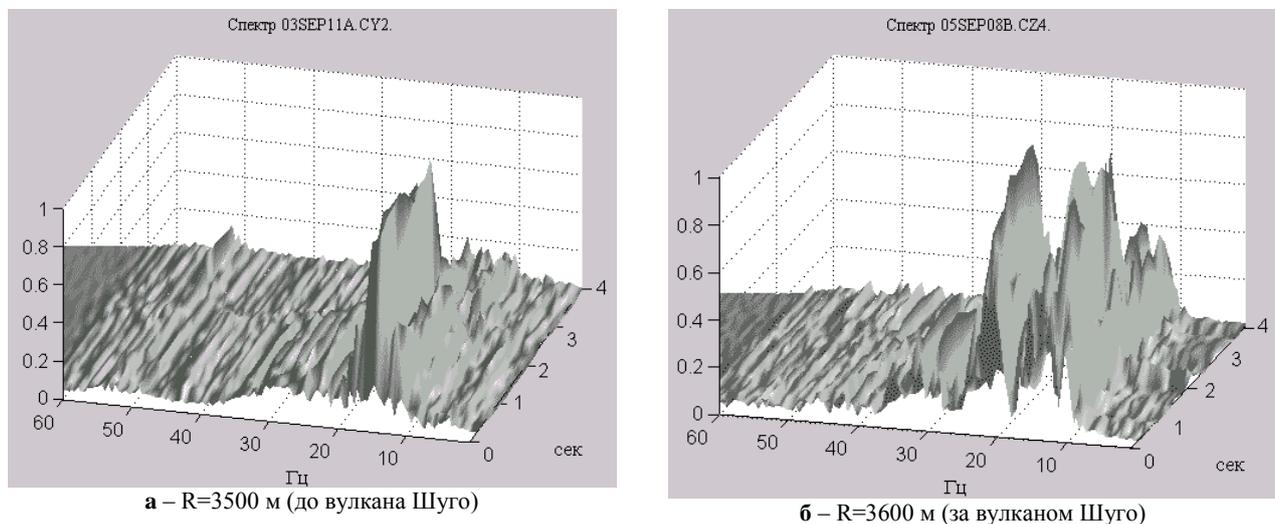
Во временной области это приводит к появлению на вибрационных сейсмограммах вслед за головными волнами хаотически распределенных вторичных волн (рисунок 5б). При этом наблюдается увеличение длительности преобладающей части сейсмограмм до 1.5 - 2.0 сек вместо 0.3 сек, полученных в первом случае.

На всех соответствующих СВФ одновременно наблюдается и расширение спектра отклика среды (как, например, на рисунке 6б) в полосе частот зондирования 10 – 64 Гц в сравнении с преобладающим узкополосным откликом (рисунок 6а), регистрируемым до вулкана в диапазоне дальностей 550 - 3500м.

**О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ВИБРОСЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ  
ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫХ И ТРЕЩИНОВАТЫХ ЗОН**



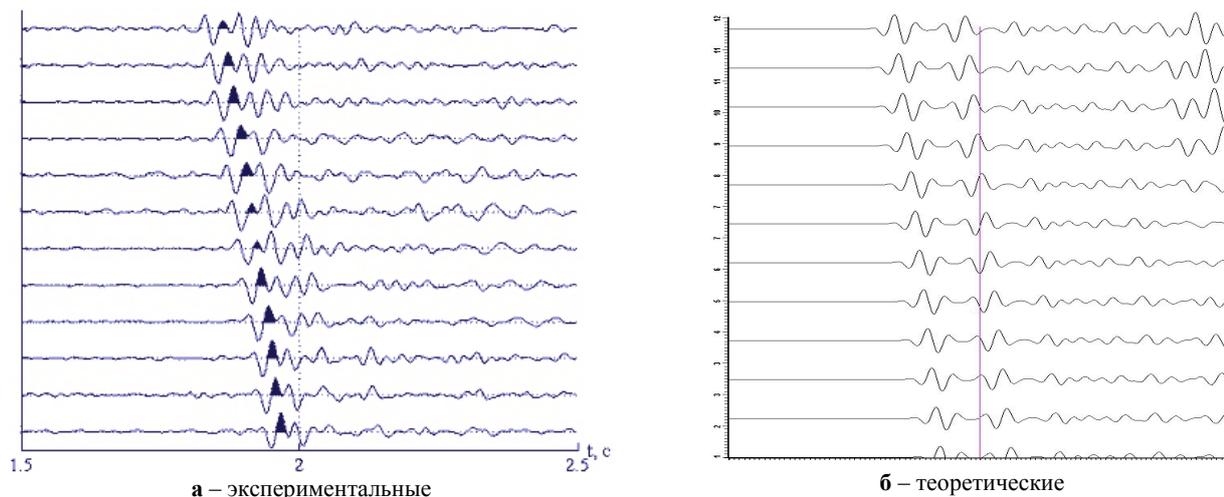
*Рисунок 5. Спектрально-временные функции исходных сейсмических сигналов для расстояний «вибратор-приемник»*



*Рисунок 6. Спектрально-временные функции вибрационных сейсмограмм для расстояний «вибратор-приемник»*

Сопоставление двух СВФ, полученных в расстановках «до вулкана» и «за вулканом» на сравнимых расстояниях «источник- приемник» (рисунок 6а для расстояния 3500 м и рисунок 6б для расстояния 3600м) наглядно показывает вклад флюидо-магматических структур вулканической постройки в процесс обогащения спектра колебаний. При этом наблюдается 10-ти кратное расширение преобладающего спектра колебаний. Подобные эффекты представляется возможным связать с трансформацией излучаемых сигналов на нелинейных структурах геологической среды в условиях распространения сейсмических волн во флюидонасыщенных образованиях, какими являются выводящие каналы грязевых вулканов. При этом важно отметить следующее. Дополнительная особенность сейсмического волнового поля на выходе вулкана связана с появлением ряда резонансов в характерных полосах частот (например, на рисунке 6б можно видеть 2 резонанса), что связано с наличием внутри вулканической постройки явно выраженных отдельных с присущими только им резонансными особенностями (выводящие каналы, грязевулканическая камера и др.). Есть все основания полагать, что основная причина отмеченных геофизических явлений может быть связана с динамическими перестройками дилатантных структур резонансного типа, которые развиваются в теле вулканической постройки грязевых вулканов на всех этапах его функционирования [10 - 12].

Данные вибросейсмических зондирований, проведенных на вулкане Шуго, позволили в первом приближении определить модель трехслойной горизонтально слоистой среды с границами, расположенными на глубинах 70 и 702 м. Эта модель была уточнена в результате численного моделирования. При этом вибратор моделировался распределённым источником типа вертикальной силы [13]. На рисунке 7 приведены виброграммы для принятой модели - экспериментальные и рассчитанные.



*Рисунок 7. Виброграммы*

Как видно из рисунка 7, проведённое численное моделирование подтвердило качественную возможность представления сложно построенной среды в районе вулкана Шуго в виде трёхслойной модели

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Результаты проведенных исследований позволили сделать следующие выводы:

- В рамках практического использования развиваемых в России методов вибросейсмического мониторинга сложно построенных геологических образований, на примере грязевого вулкана Шуго (Таманская грязе-вулканическая провинция) впервые выполнено активное зондирование вулканической постройки.
- По результатам полевых экспериментов получен сейсмический разрез в районе расположения вулкана и изучены условия взаимодействия вибросейсмических полей с телом вулканической постройки и окружающей геологической средой.
- Наблюденные структурные изменения динамических характеристик волновых полей позволяют на новом уровне подойти к анализу условий генерации наведенных волновых процессов в теле вулканической постройки грязевого вулкана.
- Проведенные эксперименты являются основой для создания системы и методики активного мониторинга живущих вулканов с применением вибрационных источников.
- Полученные результаты показывают, что вибросейсмический метод зондирования и разработанные методы математического моделирования могут быть использованы для изучения трещиноватых и дилатантных зон, в частности, при изучении последствий подземных ядерных взрывов.

*Работа выполнена при поддержке программы РАН № 13.6, Интеграционных проектов СО РАН № 57, 16.*

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Алексеев, А.С. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / А.С. Алексеев, Б.М. Глинский, А.Л. Собисевич, М.С. Хайретдинов [и др]: Отв. ред. Г.М. Цибульчик. - Новосибирск: ИВМиМГ СО РАН, Филиал "Гео" Издательства СО РАН, 2004. - С. 387.
2. Кляцкин, В.И. Стохастические уравнения глазами физика / В.И. Кляцкин. - М.: Физматлит, 2001. - 528 с.
3. Фатьянов, А.Г. Полуаналитический метод решения прямых динамических задач в слоистых средах / А.Г. Фатьянов // Докл. АН СССР. - 1990. - Т. 310, № 2. - С. 323 - 327.
4. Фатьянов, А.Г. Волновые поля в многомерно-неоднородных средах / А.Г. Фатьянов // Математические методы в геофизике. - Новосибирск, 2003. - Ч. 1. - С. 142 - 145.
5. Фатьянов, А.Г. Математическое моделирование волновых полей в средах с криволинейными границами / А.Г. Фатьянов // Докл. РАН. - 2005, Т. 401, № 4. - С. 529 - 532.
6. Mathematical Simulation of Wave Fields in Media with Arbitrary Curvilinear Boundaries / A.G. Fatyanov // Applied Mathematics Letters. - 2005. - V. 18, I.11. - P. 1216 - 1223.
7. Михайленко, Б.Г. Сейсмические поля в сложно построенных средах / Б.Г. Михайленко. - Новосибирск, 1988. - С. 312.
8. Glinsky, V.M. Distributed system for vibroseismic monitoring / V.M. Glinsky, V.V. Kovalevsky, A.V. Varlakhov // Proceedings of the V-th International Seminar "Distributed Information Processing". - Novosibirsk, 1995. - P. 350 - 355.
9. Glinsky, V.M. Method and technology for large-scale vibroseismic experiments / V.M. Glinsky // ICT 2000. Collection of papers NSTU. - Novosibirsk, 2001. - P. 52 - 56.
10. Николаевский, В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред / В.Н. Николаевский. - М.: Недра, 1984. - С. 231.

11. Собисевич, Л.Е. Локальные резонансы в слоистых средах / Л.Е. Собисевич, В.И. Шумейко, М.Г. Селезнев [и др.] - М.: ОИФЗ РАН, 2000. - С. 178.
12. Собисевич, Л.Е. Волновые процессы и резонансы в геофизике / Л.Е. Собисевич, А.Л. Собисевич. – М.: ОИФЗ РАН, 2001.- С. 297.
13. Чичинин, И.С. Вибрационное излучение сейсмических волн / И.С. Чичинин. - М.: Недра, 1984. - С. 220.

**ФЛЮИДКЕ ҚАНЫҚҚАН ЖӘНЕ ЖАРЫҚШАҚТЫҚ БЕЛДЕМДЕРІН ЗЕРДЕЛЕУ ҮШІН  
ДІРІЛДІСЕЙСМИКАЛЫҚ ӘДІСТЕРІН ҚОЛДАНУ МҮМКІНШІЛІГІ ТУРАЛЫ**

**Глинский Б.М., Фатьянов А.Г., Хайретдинов М.С.**

*РГА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей*

Флюидке қаныққан және жарықшақтық белдемдерін зерделеу үшін дірілдісейсмикалық әдістерін қолдану мәселелері талқылауында. Ядролық жарылыстар өткізілген жерлерде мониторинг үшін күрделі дірілділерін қолдану мүмкіншілігі қаралған. Үлгі ретінде, Шуго лайлы жанартауында (Таман лайлы жанартау провинциясы) экспериментальды зерттеулерінің нәтижелері келтірілген. Статистикалық көзқарас негізінде ортаның әр масштабты біртекті еместігі және жарықшақтығымен моделі ұсынылған. Санды модельдеу нәтижесінде, дірілдісейсмикалық зондтау деректері бойынша алынған Шуго жанартау ауданындағы ортаның моделі дәлденілген.

**ON APPLICATION OF VIBROSEISMIC METHODS FOR STUDYING  
FLUID-SATURATED AND CRACKED ZONES**

**B.M. Glinsky, A.L. Sobisevich, A.G. Fatyanov, M.S. Khairtdinov**

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

This paper describes some aspects of application of vibroseismic methods for studying fluid-saturated and cracked zones. It is considered a possibility to apply powerful vibrators for the monitoring of nuclear explosion locations. As an example of investigation, results are given for modeling and experimental studies on mud volcano Shugo (Tamansk mud-volcanic province). Based on the statistical approach, environmental model with heterogeneity and fracturing was. As a result of numerical modeling, the seismic environmental model in the vicinity of volcano Shugo has been refined, obtained by vibro-seismic sounding data.

УДК 550.37/38.504

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ  
ГОРНОГО АЛТАЯ В СВЯЗИ С ЧУЙСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 2003 г.**<sup>1</sup>Неведрова Н.Н., <sup>2</sup>Бабушкин С.М., <sup>1</sup>Дашевский Ю.А.<sup>1</sup>*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*<sup>2</sup>*Сейсмологический филиал Геофизической службы СО РАН, Новосибирск, Россия*

Геоэлектрические исследования проводятся комплексом методов электротометрии (ЗСБ, ВЭЗ, МТЗ) в пределах Чуйской, Курайской впадин и их ближайшего горного обрамления. Работы направлены на уточнение геоэлектрического строения эпицентральной области разрушительного Чуйского землетрясения, а также на выяснение динамики изменений геологической среды, находящейся под воздействием происходящих тектонических процессов.

**ВВЕДЕНИЕ**

Чуйское землетрясение произошло в ближайшем горном обрамлении Чуйской и Курайской впадин в сентябре 2003 г. ( $M=7.5$ ). Наибольшие разрушения, обширные выбросы и разливы разжиженных пород верхней части разреза в виде грифонов и грязевых вулканчиков наблюдались в западной части Чуйской впадины. В верховьях р. Чаган на поверхности долины образовалась система локальных трещин, имеющих простирание с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении в ближнем горном хребте обнаружены оползни. В настоящее время в эпицентральной зоне землетрясения проводятся комплексные геофизические исследования с целью изучения процесса консолидации геологической среды, нарушенной сильным сейсмическим воздействием. В поддержку исследований существует значительный объем фоновых материалов по электротометрии, полученных на территории Алтайских впадин во второй половине прошлого века, но обработанных тогда не в полном объеме.

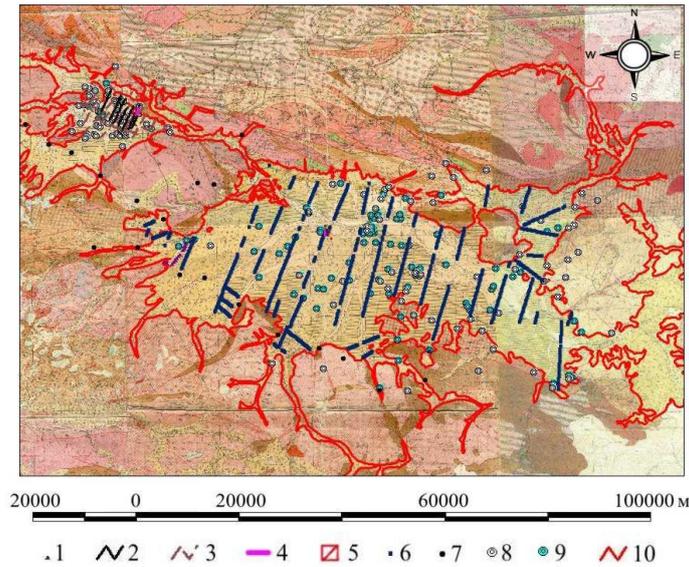
Чуйская впадина является наиболее крупной в этой горной системе. В 80-х гг. прошлого века здесь были проведены работы методами зондирования становлением поля (ЗС) и вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Основным являлся метод ЗС, так как в геоэлектрических условиях межгорных впадин именно этот метод позволял исследовать разрез до глубины в несколько километров. Основной целью проведенных работ являлось изучение геоэлектрического строения осадочного чехла [1]. Для ЗС применялась соосная, симметричная установка (петля в петле). Размер генераторной и приемной петель равнялся 400 (м) x 400 (м), таким же был шаг по профилю. В течение последнего столетия в области Чуйской впадины крупных сейсмических событий не происходило, поэтому можно считать, что геоэлектрические параметры разреза оставались стабильными, и измерения методом ЗС, проведенные после Алтайского землетрясения, дают возможность выявить динамику изменения геологической среды, нарушенной крупным сейсмическим событием. В 60-80 гг. в пределах Курайской впадины выполнен значительный ВЭЗ. Длина генераторной линии АВ составляла 1 - 3 км, что позволяло изучать разрез до глубины опорного электрического горизонта и получать геоэлектрические характеристики осадочного заполнения впадины.

Геоэлектрические исследования в 2004-2005 гг. проводятся в пределах Чуйской и Курайской впадин комплексом методов электротометрии, в который входят электромагнитное зондирование становлением поля (ЗС) в различных модификациях, вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ), а также магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), выполненное по двум профилям, ориентированным вдоль и поперек линии основного разрыва Алтайского землетрясения [2]. Результаты интерпретации данных МТЗ позволили получить распределение электрических параметров разреза до глубины в несколько десятков километров. Удалось выделить субвертикальные электропроводящие зоны и слой с пониженным электрическим сопротивлением на глубине 8 - 10 км.

На рисунке 1 приведена геологическая карта района исследований с тектоническими границами впадин, со всеми профилями и пунктами электромагнитных наблюдений, выполненных в разные годы, а также с гидро-геологическими и разведочными скважинами.

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ И ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ****Зондирование становлением электромагнитного поля (ЗС)**

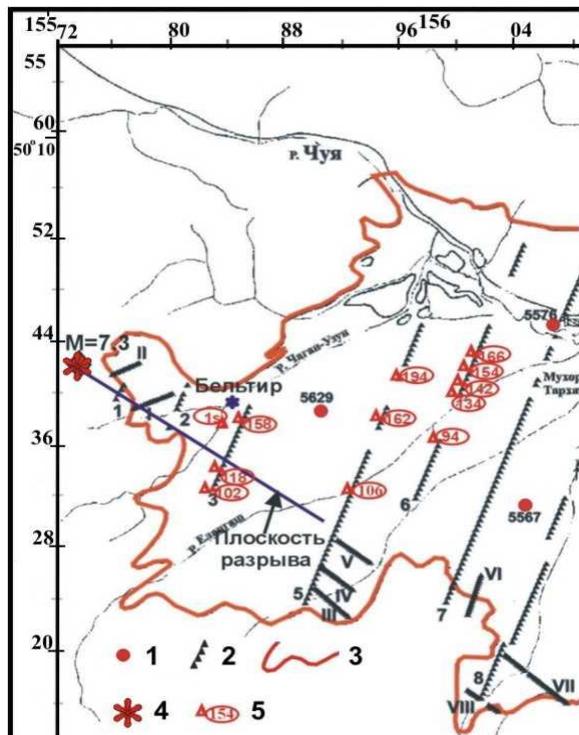
Полевые данные ЗС, полученные в прошлом веке, проинтерпретированы с использованием компьютерных комплексов моделирования и инверсии, разработанных для горизонтально слоистых и сложно построенных сред. Это позволило построить трехмерную геоэлектрическую модель осадочного чехла Чуйской депрессии, установить блоковое строение осадочного чехла и верхней части фундамента, получить характеристики разломных нарушений [3]. После Алтайского землетрясения полученные сведения стали основой для выбора пунктов измерений с целью контроля динамики изменений геоэлектрических параметров разрезов. На рисунке 2а приведена схема западной части Чуйской впадины с профилями и пунктами измерений ЗС (установка «соосные петли»), отмечен эпицентр Алтайского землетрясения, обозначена схематическая линия основного разрыва. Реальный разрыв имеет более сложную конфигурацию и проявляется на дневной поверхности локальными трещинами, группами трещин, оползнями.



1 – точки ВЭЗ; 2 – 3 – профили ВЭЗ разных лет; 4 – генераторная линия; 5 – приемная линия и рамка; 6 – точка ЗС; 7 – точка МТЗ; 8 – скважина; 9 – гидрогеологическая скважина; 10 – горное обрамление

Рисунок 1. Геологическая карта района исследований с профилями и пунктами геоэлектрических наблюдений

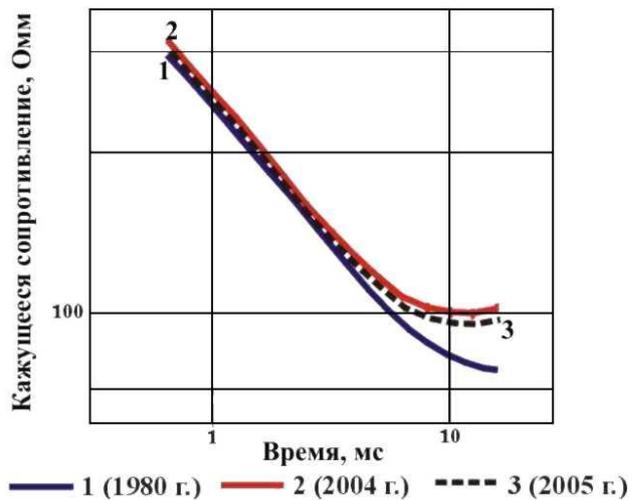
Механизм землетрясения 2003 г. определен как правосторонний сдвиг двух крупных тектонических блоков – юго-западного и северо-восточного, разделенных плоскостью основного разрыва. Пункты зондирования, выполненных за последние годы, размещаются в этих двух блоках. На рисунке 2а показаны пункты измерений 2004 - 2005 г. в западной части впадины на профилях 3, 5 и 6. Основная цель современных измерений состоит в выяснении динамики площадного изменения удельного электрического сопротивления (УЭС) геологической среды, подвергшейся сильному сейсмическому воздействию. Ниже представлены некоторые результаты зондирования, выполненных в разных блоках.



а – схема размещения пунктов измерений

1 – скважины; 2 – профили электромагнитного зондирования 1990 г. 3 – граница горного обрамления; 4 – эпицентр Алтайского землетрясения; 5 – пункты зондирования становлением поля 2004 г.

Рисунок 2. К результатам зондирования методом ЗС в западной части Чуйской впадины



б – полевые кривые кажущегося сопротивления ЗС в пункте № 102 (юго-западный блок)

На рисунке 2б даны кривые электрического зондирования в пункте № 102 (юго-западный блок), а в таблице 1 - геоэлектрические модели, полученные в результате инверсии полевых данных, приведенных на рисунке 2б, 1980 г. (кривая 1), 2004 г. (кривая 2, сразу после землетрясения), 2005 г. (кривая 3).

Таблица 1. Геоэлектрическая модель по данным ЗС. Профиль 3, пункт № 102 (юго-западный блок)

№ слоя	1980 г.		2004 г.		2005 г.	
	Сопротивление, Ом	Мощность, м	Сопротивление, Ом	Мощность, м	Сопротивление, Ом	Мощность, м
1	1106	343	1100	343	1000	343
2	78	124	190	124	170	124
3	23	340	33	340	30	349
4	2000		2000		2000	

Как следует из сравнения геоэлектрических моделей, УЭС всех слоев разреза в этом пункте после сейсмического события 2003 г. значительно повысилось. Наиболее сильно изменились значения УЭС второго и третьего слоев - на 100 и 60 процентов, соответственно.

На рисунке 3 приведены кривые, а в таблице 2 - геоэлектрические модели по результатам зондирования в пункте № 158, расположенном в северо-восточном блоке. Общая мощность осадочной толщи в этой части разреза в 2 раза меньше, чем, в пункте № 102. В 2004 г. после землетрясения УЭС всех слоев разреза значительно понизилось, максимально на 30%. Таким образом, реакция среды на сейсмическое воздействие в двух разных блоках, выраженная в электрическом сопротивлении, резко отличается от предыдущего случая, вариации этого параметра противоположны по знаку.

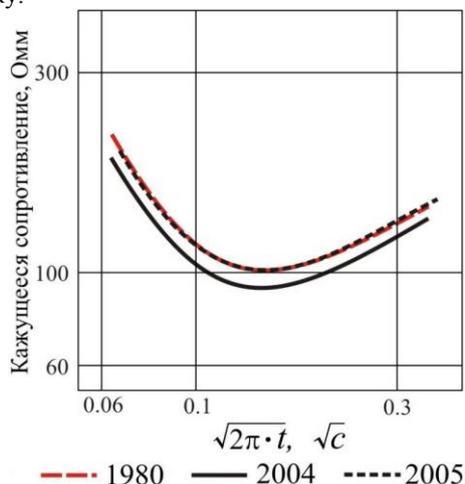


Рисунок 3. Полевые кривые кажущегося сопротивления ЗС в пункте № 158 (северо-восточный блок)

Таблица 2. Геоэлектрическая модель по данным ЗС. Профиль 3, пункт 158 (северо-восточный блок)

№ слоя	1980 г.		2004 г.		2005 г.	
	Сопротивление, Ом	Мощность, м	Сопротивление, Ом	Мощность, м	Сопротивление, Ом	Мощность, м
1	1100	130	630	130	1100	130
2	700	105	412	100	700	101
3	11,2	43	11,5	44	11,4	44
4	240		265		280	

Обобщение результатов полевых работ за 2004 г. показало, что характер изменения электрических характеристик по площади разнороден и зависит от местоположения пунктов наблюдения, тектонических условий, и, более всего, от того, в каком из тектонических блоков выполнены наблюдения. Установлено, что наиболее существенные вариации электрических характеристик имеют место в разломных зонах и при большой мощности осадочной толщи. Полученные данные позволили сделать следующие предварительные выводы и отметить следующие закономерности:

- изменение электрических параметров горных пород после сейсмического события значительно и достигает 100 и более процентов;
- наблюдается определенная закономерность в изменении этих параметров: в тектоническом блоке, который двигался на северо-запад, УЭС всех пород осадочного чехла возросло. УЭС пород юго-восточного блока изменилось в основном согласно следующей известной закономерности: у глинистых низкоомных отло-

жений нижней части разреза сопротивление еще более понизилось, у высокоомных пород самой верхней части разреза сопротивление возросло.

В 2005 г измерения методом ЗС в пунктах № 102 и № 158 были повторены. Геоэлектрические параметры разреза (таблица 2) в пункте № 158 практически восстановились до уровня, предшествующего событию (модели за 1980 г и 2005 г. различаются в пределах погрешности). Для пункта № 102 после землетрясения также отмечается тенденция к восстановлению геоэлектрических параметров среды (таблица 1).

Во время полевого сезона 2005 г. район работ был существенно расширен. Кроме зондирований «соосные петли» были выполнены электромагнитные зондирования с гальваническим возбуждением поля и различными приемными установками (заземленные линии и незаземленные петли). В качестве заземления генераторной линии использовались обсаженные скважины. Эти работы проведены в Чуйской и Курайской впадинах. На рисунке 4 показана схема измерений с гальваническим возбуждением поля для центральной части Чуйской впадины в районе пос. Мухор-Тархата.

Скважины для заземления генераторной линии находятся на окраине поселка. Приемные установки размещались только с одной стороны генераторной линии, так как с другой стороны находится поселок и заболоченный берег реки. В каждом пункте измерений раскладывалось три приемных линии MN, ориентированных по разным азимутам, и одна приемная петля (q). Предварительная обработка результатов измерений показала, что геоэлектрическая модель, полученная в результате инверсии, выполненной программным комплексом «Эра» [4], хорошо согласуется с результатами обработки результатов зондирования, полученными с установкой «соосные петли» в 80-е годы. Использование модификации электромагнитных зондирований с гальваническим возбуждением и приемом дали также возможность исследовать анизотропные свойства геологической среды на значительной глубине, включая верхнюю часть палеозойского фундамента.

На данном этапе исследований экспериментально доказано, что метод зондирования становлением поля с индукционным и гальваническим возбуждением дает возможность оценивать вариации как удельного сопротивления геоэлектрического разреза, так и параметров электрической анизотропии.

#### Вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ)

В районе пос. Бельтир в течение двух полевых сезонов проводились режимные наблюдения на постоянном токе методом вертикального электрического зондирования с симметричной установкой Шлюмберже. Величина минимального полуразноса составляла 1,5 м, максимального – 480 м. Для измерений использовалась стандартная низкочастотная электроразведочная аппаратура АНЧ-3.

Район наблюдений расположен в долине реки Чаган, примерно в 20 км от эпицентра Чуйского землетрясения (рисунок 5).

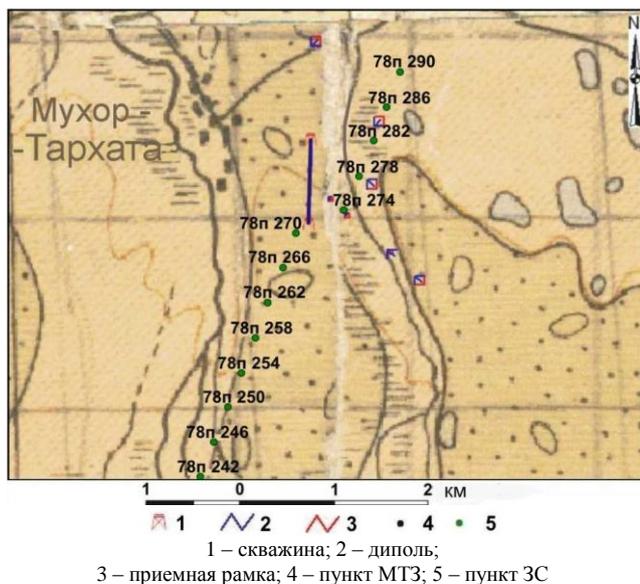


Рисунок 4. Центральная часть Чуйской впадины Район работ методом ЗС с гальваническим возбуждением поля

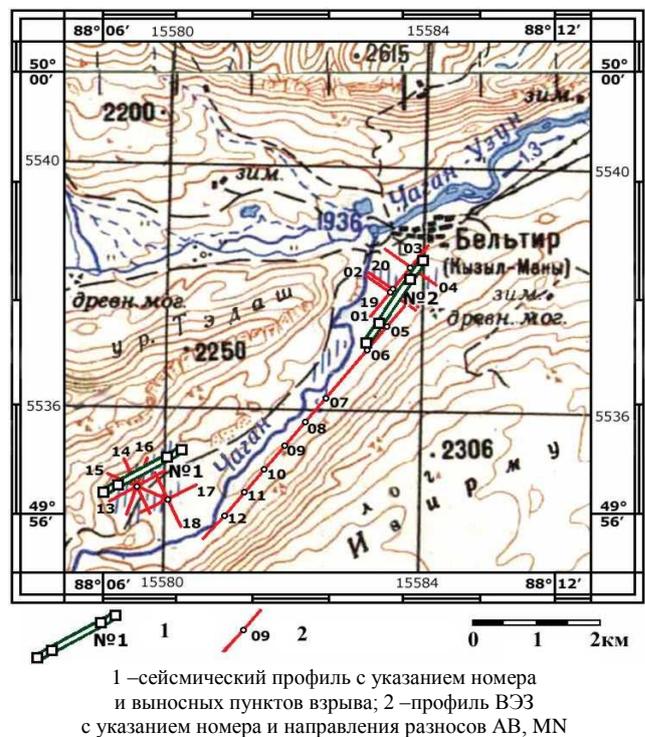


Рисунок 5. Схема размещения пунктов ВЭЗ

В верховьях реки на левом берегу развита система трещин, ориентированных преимущественно с северо-запада на юго-восток. Здесь выполнено круговое и крестовое ВЭЗ. В этой же долине на правом берегу находится протяженный участок, на территории которого разрывные нарушения не наблюдаются. На этом участке выполнены ВЭЗ вдоль линейного профиля (11 измерений с шагом 500 м), а также два крестовых зондирования. Обработка данных ВЭЗ и решение обратной задачи проведены с использованием программного продукта «СОНЕТ» (Новосибирский государственный университет, 1991 г.). На этапе качественной интерпретации ВЭЗ установлено, что полученные кривые не противоречат априорной модели и характеризуют следующий разрез:

- поверхностный слой со значением удельного сопротивления, сильно изменяющимся по профилю (100 – 800 Ом·м);
- мощный изолятор, ярко выраженный на кривых ВЭЗ (до 6000 Ом м);
- проводящий слой (пачка проводящих слоев) – (20 – 60 Ом м);
- высокоомный фундамент (более 2000 Ом м).

При решении обратной задачи, в процессе подбора параметров слоев, для этой модели выявлена высокая неоднозначность оценки мощности и сопротивления, так как второй слой обладает очень высокими значениями УЭС (до 6000 Ом·м) и является, таким образом, экранирующим горизонтом для нижележащих пород [6]. В связи с большой S-эквивалентностью разреза, затруднено достоверное раздельное определение мощности слоя и значения его удельного сопротивления. Поэтому, при инверсии данных зондирования, значения сопротивления проводящих слоев, погребенных под мощным изолятором, выбирались в соответствии с априорной информацией о разрезе. Так, опираясь на данные, приведенные в [3], значение сопротивления фундамента взято равным 2000 Ом·м, поскольку по кривым ВЭЗ это определение сделать не удалось. В результате интерпретации кривых ВЭЗ в рамках одномерной модели построен обобщенный геоэлектрический разрез.

Возможности скважинных и наземных методов постоянного тока при изучении анизотропии сред в настоящее время хорошо известны. В изотропных средах напряженность электрического поля и вектор плотности тока совпадают по направлению. В анизотропных средах, в общем случае, эти вектора не совпадают, кроме направления главных осей тензора анизотропии. Для оценки параметра анизотропии применяют азимутальное профилирование и азимутальное зондирование. Определяемыми параметрами являются азимут простираения анизотропной толщи и отношение осей эллипса анизотропии. При вертикальном залегании это отношение равно истинному коэффициенту анизотропии, при наклонном залегании имеет смысл кажущегося параметра.

Основные свойства установок постоянного тока при исследовании анизотропии могут быть сформулированы следующим образом:

- все установки с ориентацией электродов по одной прямой на поверхности земли дают равнозначную информацию, т.е. идентичные эллипсы кругового профилирования.
- при заземлении питающих и приемных электродов на поверхности земли нельзя определить направление и угол падения, а только азимут простираения анизотропной толщи.
- заземление на глубине дает возможность определить все параметры анизотропии.
- дипольная экваториальная установка (ДЭУ) обладает существенно большей чувствительностью к анизотропии. Отношение осей эллипса для вертикального залегания анизотропной толщи пропорционально пятой степени коэффициента анизотропии, вместо первой степени - для линейных установок

Для выявления основных закономерностей кривых ВЭЗ, соответствующих различным направлениям линии зондирования, применительно к условиям изучаемой территории, проведены специальные полевые измерения. В трещиноватой зоне (левый берег реки), одно направление было выбрано параллельно простираению трещин, выходящих на поверхность, другое – перпендикулярно ему. В районе без видимых нарушений (правый берег реки), азимуты разносов соответствовали параллельному и перпендикулярному направлениям электрического профиля. В изотропной среде (в условиях горизонтального залегания слоев и в отсутствии трещин), кривые, соответствующие разным разносам, должны совпадать. Подтверждением этого стали сходные между собой кривые ВЭЗ, полученные на правом берегу реки. Незначительное различие между кривыми, наблюдаемое при малых разносах ( $AB = 5-20$  м), свидетельствовало об искажающем влиянии поверхностных неоднородностей.

Кривые крестового и кругового ВЭЗ, выполненные на левом берегу реки, в трещиноватой зоне, выявили заметное расхождение значений кажущегося сопротивления для различных направлений разносов при характерных значениях  $AB/2 = 80-100$  м. Максимальные значения кажущегося сопротивления соответствовали линии зондирования, ориентированной в крест простираения трещин; для зондирования вдоль трещин эти значения - минимальны.

Для оценки зависимости коэффициента анизотропии разреза от глубины использован параметр кажущейся анизотропии  $\Lambda_k(r)$ :

$$\Lambda_k(r) = \sqrt{\rho_{kn}(r)/\rho_{kt}(r)}$$

где:  $r = AB/2$ ,  $\rho_{kn}(r), \rho_{kr}(r)$  - кривые кажущегося электрического сопротивления, соответствующие линии зондирования, ориентированной перпендикулярно и параллельно простиранию трещин.

Построенная зависимость коэффициента кажущейся электрической анизотропии от величины разнота, показала, что для трещиноватой зоны наблюдается возрастание параметра  $\Lambda_k$ , начиная с разнот  $AB/2 \sim 80$  м, и выход на максимальные значения при  $AB/2 \sim 270$  м. На площади без видимых нарушений этот коэффициент фактически постоянен, поскольку разброс экспериментальных точек находится в пределах погрешности измерений. Как и ожидалось, наибольшее значение коэффициента  $\Lambda_k = 2.7$  соответствует зондированию, центр установки которого был в непосредственной близости от трещин, видимых на поверхности. Для крестового ВЭЗ, проведенного в трещиноватой зоне,  $\Lambda_k = 1.8$ . Таким образом, обработка измерений ВЭЗ показала возможность изучения электрической анизотропии разреза.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Электромагнитные поля обладают высокой чувствительностью к изменению напряженно-деформированного состояния геологической среды. Это подтверждено полевыми измерениями в эпицентральной области Чуйского землетрясения 2003 г. Исследования методами электротометрии позволили уточнить строение и выявить геоэлектрические параметры наиболее чувствительные к происходящим сейсмическим событиям, а также выбрать участки, перспективные для проведения электромагнитного мониторинга.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 05-05-64503.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Лузгин, Б.Н. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алта / Б.Н. Лузгин, Г.Г. Русанов // Геология и геофизика, 1992. - № 4. - С. 23 - 29.
2. Баталев, В.Ю. Проявление рамповой структуры Чуйской впадины (республика Алтай) в результатах глубинных магнитотеллурических зондирований / В.Ю. Баталев, А.К. Рыбин, Е.А. Баталева, И.В. Сафронов // Тезисы докладов третьего Международного симпозиума «Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке», г. Бишкек., 2005 г. - С. 67 - 69.
3. Реконструкция глубинного строения Чуйской Впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований / Неведрова Н.Н. и [и др.] // Геология и геофизика, 2001. - 42, № 9. - С. 1399 - 1416.
4. Эпов, М.И. Автоматизированная система интерпретации электромагнитных зондирований / М.И. Эпов М.И., Ю.А. Дашевский, И.Н. Ельцов – Новосибирск, 1990. – 29 с.

### 2003 ж. БОЛҒАН ШУ ЖЕРСІЛКІНІСІНЕ БАЙЛАНЫСТЫ ТАУ АЛТАЙ АУДАНЫНДА ГЕОЭЛЕКТРИКАЛЫҚ ЗЕРТТЕУЛЕР

<sup>1</sup>Неведрова Н.Н., <sup>2</sup>Бабушкин С.М., <sup>1</sup>Дашевский Ю.А.

<sup>1</sup>РФА СБ Мұнайгаз геология және геофизика институты, Новосибирск, Ресей  
<sup>2</sup>РФА СБ Геофизикалық қызметінің сейсмологиялық филиалы, Новосибирск, Ресей

Геоэлектрикалық зерттеулері, Шу, Құрай ойпаңдары және жақындағы тау қоршау шекарасында электротометрия әдістері (ЗСБ, ВЭЗ, МТЗ) кешенімен өткізілген. Жұмыстар, қатты Шу жерсілкінісінің эпиорталықтық аймағының геоэлектрикалық құрылысын нақтылауына, сондай-ақ, өтіп жатқан тектоникалық процесстері әсеріндегі геологиялық ортаның өзгеру динамикасын анықтауына арналған.

### GEOELECTRICAL INVESTIGATIONS IN GORNY ALTAI REGIONS AFTER CHUYA SEISMIC EVENT IN SEPTEMBER 2003

<sup>1</sup>N.N. Nevedrova, <sup>2</sup>S.M. Babushkin, <sup>1</sup>Yu.A. Dashevsky

<sup>1</sup>Institute of Oil-and-Gas Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia  
<sup>2</sup>Seismology Branch of Geophysical Service SB RAS, Novosibirsk, Russia

Electrical prospecting data of different methods (TEM, VES, MTS) obtained on the territory of the Chuya and Kurai depressions were analyzed. Activities are oriented to precise geoelectric structure of epicentral area of destructive Chuya earthquake and also to determine change dynamics of geology medium, under impact of the occurred tectonic process.

## СПИСОК АВТОРОВ

- Guilbert J., 50  
Junek W.N., 33  
Kemerait R.C., 33  
Sèbe O., 3, 50  
Woods M.T., 33  
Алексеев А.С., 142  
Ан В.А., 27  
Аристов И.Л., 60  
Архипкин О.П., 97  
Бабушкин С.М., 161  
Баранов С.А., 111  
Батырбаева М.Ж., 97  
Васильев А.П., 5  
Витковская И.С., 97  
Воскобойникова Г.М., 149  
Гиббонс С., 11  
Глинский Б.М., 142  
Глинский Б.М., 155  
Годунова Л.Д., 27  
Дашевский Ю.А., 161
- Дробжева Я.В., 79, 86  
Дубровин В.И., 92  
Епифанова И.Э., 111  
Каазик П.Б., 27  
Кайдаш Т.М., 39  
Кверна Т., 11  
Кирюхина Н.Н., 122  
Ковалевский В.В., 136  
Комаров И.И., 19  
Копничев Ю.Ф., 60  
Краснов В.М., 79, 86  
Кругликов Д.А., 106  
Куанг Ф., 127  
Кудайбергенов К.З., 106  
Кунаков В.Г., 71  
Максименко А.Ф., 118, 122  
Мартысевич П.Н., 71  
Маслов А.Н., 79  
Михайлова Н.Н., 19, 60  
Мукушева М.К., 111
- Неведрова Н.Н., 161  
Поляков Л.Е., 106  
Рингдал Ф., 11  
Сагатдинова Г.Н., 97  
Седухина Г.Ф., 149  
Смирнов А.А., 92  
Соколова И.Н., 60  
Спивак Л.Ф., 97  
Спиридонов С.И., 111  
Старовойт Ю.О., 71  
Степаненко Н.П., 39  
Тлебаев М.Б., 111  
Фатьянов А.Г., 155  
Хайретдинов М.С., 142, 149, 155  
Челюбеева Т.В., 27  
Шахиджанов Ю.С., 122  
Шацеров В.И., 39  
Шепелев О.М., 43  
Шубина О.А., 111

Сборник содержит первую часть докладов, представленных на Четвертую Международную конференцию «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий» (14 -18 августа 2006 г., Боровое, Казахстан).



---

## ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ СТАТЕЙ

Статьи предоставляются в виде электронной (на гибком 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 подписанных подписей.

Текст печатается через одинарный междустрочный 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.

### **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, города и страны местонахождения организации, которую они представляют;
- Ссылки на литературные источники даются в тексте статьи цифрами в квадратных [1] скобках по мере упоминания. Список литературы следует привести по ГОСТу 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, \*.ps, \*.dxf 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);
- на отдельном листе автор сообщает сведения о себе: фамилия, имя, отчество, ученая степень, должность, кафедра и указывает служебный и домашний телефоны, адрес электронной почты.

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, адрес электронной почты.

Статьи, оформление которых не соответствует указанным требованиям, к публикации не допускаются.

---

---

**Ответственный секретарь** к.ф.-м.н. М.К. Мукушева  
тел. (095) 745-54-04, (322-51) 2-33-35, E-mail: MUKUSHEVA@NNC.KZ

**Технический редактор** А.Г. Кислухин  
тел. (322-51) 2-33-33, E-mail: KISLUHIN@NNC.KZ

---

**Адрес редакции:** 071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Ленина, 6.  
<http://www.nnc.kz/vestnik>

---

© Редакция сборника «Вестник НЯЦ РК», 2001.

---

**Регистрационное свидетельство** №1203-Ж от 15.04.2000г.  
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. Ленина, 6.

