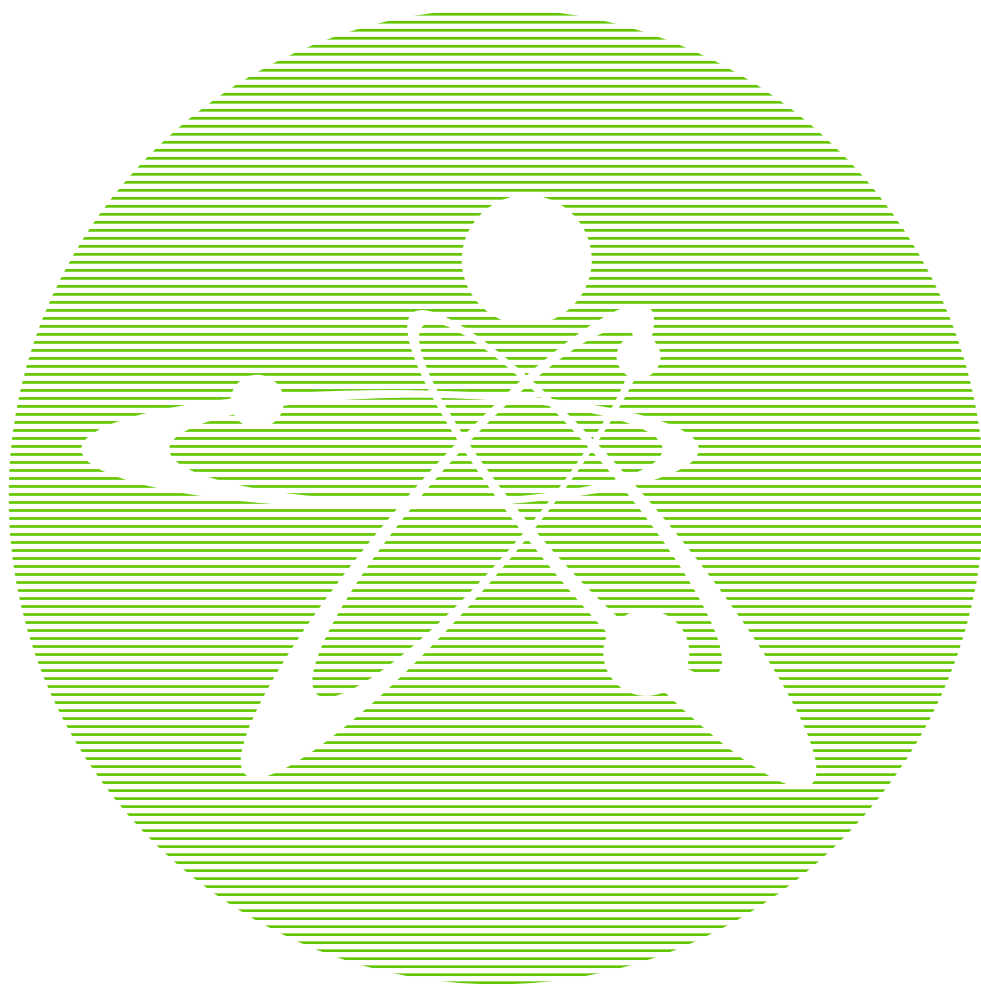


2020
ВЫПУСК 3

ISSN 1729-7516

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ
ВЕСТНИК



Вестник НЯЦ РК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 3(83), СЕНТЯБРЬ 2020

Издается с января 2000 г.

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: д.ф.-м.н. СКАКОВ М.К. – заместитель главного редактора,
к.б.н. АЙДАРХАНОВ А.О., д.ф.-м.н. БУРТЕБАЕВ Н.Т., доктор инженерии ВИЕЛЕБА В.К. (Польша),
к.ф.-м.н. ВИТЮК В.А., к.ф.-м.н. ВУРИМ А.Д., д.т.н. ГРАДОБОВ А.В. (Россия), д.ф.-м.н. МАКСИМКИН О.П.,
д.ф.-м.н. МИХАЙЛОВА Н.Н., к.г.-м.н. ПОДГОРНАЯ Л.Е., д.ф.-м.н. СОЛОДУХИН В.П.,
д.ф.-м.н. ТАЖИБАЕВА И.Л., профессор ФУДЖИ-Е (Япония)

ҚР ҰЯО Жаршысы

ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ ҰЛТТЫҚ ЯДРОЛЫҚ ОРТАЛЫҒЫНЫҢ
МЕРЗІМДІК ҒЫЛЫМИ-ТЕХНИКАЛЫҚ ЖУРНАЛЫ

3(83) ШЫҒАРЫМ, ҚЫРҚҮЙЕК, 2020 ЖЫЛ

NNC RK Bulletin

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

ISSUE 3(83), SEPTEMBER 2020

Периодический научно-технический журнал «Вестник НЯЦ РК» входит в перечень научных изданий, рекомендуемых Комитетом по контролю в сфере образования и науки Министерства образования и науки Республики Казахстан для публикации основных результатов научной деятельности по следующим направлениям:

- Естественные науки;
- Науки о Земле и географические науки.

В журнале представлены доклады **XI Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий» (Алматы, Казахстан)** (стр. 24–165).

СОДЕРЖАНИЕ

КУЛЬТУРА БЕЗОПАСНОСТИ В ТЕХНОЛОГИЯХ ОБРАЩЕНИЯ С ОТХОДАМИ ЯДЕРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ЯДЕРНЫМ ТОПЛИВОМ

- ¹⁾ Горин Н.В., ¹⁾ Краев В.С., ¹⁾ Смирнов В.Г., ²⁾ Васильев А.П., ³⁾ Андреюк А.Н., ³⁾ Буренков С.В.,
⁴⁾ Куценко В.М. 5

ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПЛАЗМЫ ОПТИЧЕСКИМИ ДИАГНОСТИКАМИ В ВИДИМОМ ДИАПАЗОНЕ СПЕКТРА НА ВТОРОМ ЭТАПЕ ФИЗИЧЕСКОГО ПУСКА ТОКАМАКА КТМ

- Жүнісбек С.А., Чектыбаев Б.Ж., Садыков А.Д., Кашикбаев Е.А. 13

ФРАКТОГРАФИЯ ОБЛУЧЕННОЙ В РЕАКТОРЕ БН-350 СТАЛИ 12X18H10T ПОСЛЕ МЕХАНИЧЕСКИХ ИСПЫТАНИЙ ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ 350 И 450 °С

- Диков А.С., Акаев С.О., Дикова Л.А., Кислицин С.Б., Фирсова В.В. 19

СОВРЕМЕННЫЙ МОНИТОРИНГ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ИЗ РАЙОНА ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА ЛОБНОР ПО ДАННЫМ СЕТИ ИГИ РК

- Соколова И.Н., Великанов А.Е. 24

ВЗРЫВЫ БОЕПРИПАСОВ БЛИЗ Г. АРЫС ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКОЙ СЕТИ МОНИТОРИНГА

- Сейнасинов Н.А., Михайлова Н.Н. 33

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ВЫЯВЛЕНИЯ И МОНИТОРИНГА СЛАБО ПРОЯВЛЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ОБВОДНЕННОСТИ ГРУНТОВ В УПРУГИХ, ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ И ГАЗОПРОНИЦАЕМОСТИ НА ПРИМЕРЕ ПЛОЩАДКИ КИР «БАЙКАЛ-1»

- Шайторов В.Н., Ефремов М.В., Жолдыбаев А.К., Кушербаева Н.Н., Шульга М.В., Утегенова М.А. 38

СЕЙСМИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ 11 НОЯБРЯ 2018 Г. ВБЛИЗИ О. МАЙОТТА ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКИХ СТАНЦИЙ МОНИТОРИНГА

- Рябенко П.В., Соколова И.Н. 44

SOURCE DEPTH DETERMINATION OF THE DPRK'S SIX NUCLEAR TESTS (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S, AND 2017) USING REGIONAL AND TELESEISMIC DATA

- ¹⁾ S.G. Kim, ²⁾ Y. Gitterman, ^{1,3)} S. Lee 50

РАСПОЗНАВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ РАЙОНА ПОЛИГОНА ЛОБНОР ПО ДАННЫМ СЕТИ KNET

- ¹⁾ Берёзина А.В., ²⁾ Соколова И.Н., ¹⁾ Першина Е.В., ¹⁾ Никитенко Т.В. 60

ИСТОРИЧЕСКИЕ ЗАПИСИ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В АРХИВЕ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

- Бекбулатова Д.Б., Михайлова Н.Н., Соколова И.Н. 65

ИСТОРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И АРХИВНЫЕ СЕЙСМОГРАММЫ КАК ПОДТВЕРЖДЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА

- Соколова И.Н., Михайлова Н.Н. 73

РКИР_{ВС} НА ТРАССЕ НЕВАДА – СТАНЦИЯ «МИРНЫЙ» (АНТАРКТИДА)

- ¹⁾ Непеина К.С., ²⁾ Ан В.А. 81

ПЛОЩАДКА БАЛАПАН СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА – СИСТЕМЫ ГРУППИРОВАНИЯ «ОЖЕРЕЛЬЕ» ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ»

- ¹⁾ Непеина К.С., ²⁾ Ан В.А., ²⁾ Челюбеева Т.В. 89

ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ПОСТОЯННОЙ СЕТЬЮ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА РОВЕНСКОЙ АЭС

- Андрущенко Ю.А., Ляшук А.И., Корниенко И.В., Осадчий В.И. 94

ОЦЕНКА РАСХОЖДЕНИЙ В ОПРЕДЕЛЕНИИ МАГНИТУД ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ СТАНЦИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ	
Пивоваров С.П., Пивоваров Р.С., Калинина Э.В., Ефременко М.А.	100
ВЫЯВЛЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СЛЕДОВ ОТ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ПОЛИГОНЕ С ПОМОЩЬЮ АКТИВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО МЕТОДА	
Беляшов А.В., Суворов В.Д., Мельник Е.А.	105
ПРИНЦИПЫ РТУТОМЕТРИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ ГРАНИЦ ОБЛАСТЕЙ НАВЕДЁННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ОТ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ	
Мурзадилов Т.Д.	113
МОНИТОРИНГ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН НА ОСНОВЕ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ	
Ким А.С., Литвинов Ю.Г., Андреев А.Б., Капытин В.И.	122
КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В ОКРЕСТНОСТЯХ ТОКИО: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ	
¹⁾ Копничев Ю.Ф., ²⁾ Соколова И.Н.	129
КОЛЬЦЕВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ И СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА	
¹⁾ Копничев Ю.Ф., ²⁾ Соколова И.Н.	135
КОЛЬЦЕВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА ВОСТОКЕ ЭГЕЙСКОГО МОРЯ И В ЗАПАДНОЙ ТУРЦИИ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ К ЮГУ ОТ СТАМБУЛА	
¹⁾ Копничев Ю.Ф., ²⁾ Соколова И.Н.	142
НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА	
^{1,2)} Рогожин Е.А., ^{2,3)} Семенов А.Е., ^{2,3)} Надежка Л.И.	150
ГЕОДИНАМИКА ГАЗОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРА АЗИИ	
Хайдаров М.С.	158
ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИРОДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	
Погода Э.В.	164
СПИСОК АВТОРОВ	166

УДК 621.039

КУЛЬТУРА БЕЗОПАСНОСТИ В ТЕХНОЛОГИЯХ ОБРАЩЕНИЯ С ОТХОДАМИ ЯДЕРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ЯДЕРНЫМ ТОПЛИВОМ

¹⁾ Горин Н.В., ¹⁾ Краев В.С., ¹⁾ Смирнов В.Г., ²⁾ Васильев А.П., ³⁾ Андреюк А.Н., ³⁾ Буренков С.В., ⁴⁾ Куценко В.М.

¹⁾ *Федеральное государственное унитарное предприятие «Российский Федеральный ядерный центр – Всероссийский НИИ технической физики им. академика Е.И. Забабахина», Снежинск, Россия*

²⁾ *АО НИКИЭТ им. Н.А. Доллежалея, Москва, Россия*

³⁾ *Федеральное государственное унитарное предприятие «Российский Федеральный ядерный центр – Всероссийский НИИ экспериментальной физики», Саров, Россия*

⁴⁾ *Госкорпорация «Росатом», Москва, Россия*

Продemonстрирована культура безопасности при ликвидации ядерного наследия от оборонных и гражданских программ бывшего СССР на примерах трех разных технологий обращения с отходами ядерной деятельности и ядерным топливом, осуществленных РФЯЦ-ВНИИТФ совместно с РФЯЦ-ВНИИЭФ, ОАО РИ, АО НИКИЭТ и Национальным ядерным центром Республики Казахстан. Рассмотрен вывоз топлива исследовательских реакторов НЯЦ РК в Россию. Обсуждены особенности ликвидации доступа к отходам ядерной деятельности на бывшем Семипалатинском полигоне в интересах режима нераспространения. Показана организация работ по вывозу на ПО «Маяк» ОТВС реакторов АМБ-100 и АМБ-200, как ядерного наследия первых объектов гражданской атомной энергетики. Отмечено, что соблюдение национальных законодательств, нормативной документации и обеспечение культуры безопасности позволило успешно выполнить уникальные в техническом и организационном плане работы. В результате Республика Казахстан выполнила все требования, предъявляемые к неядерному государству при постановке исследовательских реакторных комплексов под гарантии МАГАТЭ; Российская Федерация, Республика Казахстан и США совместно ликвидировали угрозы режиму нераспространения на бывшем Семипалатинском испытательном полигоне; ГК «Росатом» ликвидировала «вялотекущую аварию» на одном из объектов ядерного наследия гражданской атомной энергетики.

Ключевые слова: культура безопасности, отходы ядерной деятельности, режим нераспространения, ядерное наследие.

Авторы приняли на себя ответственность изложить основные результаты многолетних работ от имени большого коллектива специалистов многих предприятий, каждый из которых, на том или ином этапе работ, внес существенный вклад в создание и реализацию рассмотренных технологий.

Культура безопасности при ликвидации ядерного наследия от оборонных и гражданских программ бывшего СССР продемонстрирована на примерах трех разных технологий по обращению с отходами ядерной деятельности (ОЯД) и отработавшим ядерным топливом (ОЯТ). Они реализованы РФЯЦ-ВНИИТФ (далее ВНИИТФ) совместно с РФЯЦ-ВНИИЭФ (далее ВНИИЭФ), ОАО РИ, НИКИЭТ и Национальным ядерным центром Республики Казахстан (НЯЦ РК) на протяжении последних двух десятилетий.

Ядерное наследие СССР было велико [1–3], наиболее значимые «болевые точки» находились в России (оз.Карачай, Челябинская область) – там, где ядерное оружие изготавливали и в Казахстане на бывшем Семипалатинском испытательном полигоне (СИП) – там, где его испытывали [4, т. III, с. 27–30].

Понятие «культура безопасности» впервые было сформулировано МАГАТЭ в 1986 году в процессе анализа причин и последствий аварии на Чернобыльской АЭС, когда было признано, что *отсутствие культуры безопасности* явилось одной из основных

причин этой аварии. В дальнейшем термин был уточнен в «Общих положениях обеспечения безопасности атомных станций» (ОПБ-88), но его значение было оставлено открытым для толкования. Через пять лет причина аварии на ЧАЭС была сформулирована более точно и лаконично «... из-за неправильных действий оператора реактор был приведен в аномальное состояние, в котором проявились недостатки как научной проработки реактора, так и конструкции...» [5]. Первым приоритетом назван «человеческий фактор», а затем в неявном виде обозначены требования нормативных документов, в создании которых, к сожалению, неизбежен тот же самый «человеческий фактор». Регламентировать его невозможно, но вполне возможно поддерживать постоянное внимание общества к ядерным технологиям, которые в последнее время все шире внедряются в практику.

Два десятилетия назад практика информирования общественности только начинала складываться, тем не менее, как показано ниже, кооперации крупнейших научных центров страны совместно с центральным аппаратом ГК «Росатом», в те непростые годы удалось решить несколько очень важных проблем и обеспечить при этом культуру безопасности, а именно:

– В 1995...1998 гг. организован и выполнен вывоз из Республики Казахстан (РК, Казахстан) в Российскую Федерацию (РФ, Россия) топлива исследо-

вательских ядерных реакторов [4] по межправительственному соглашению, что позволило РК поставить свои исследовательские комплексы под гарантии МАГАТЭ.

– в 1995...2012 гг. проведен комплекс работ по ликвидации инфраструктуры ядерных испытаний, повышению безопасности и исключению доступа к отходам ядерной деятельности СИП [4, 6–8]. Работы выполнялись на двухсторонней основе (Российская Федерация – Республика Казахстан и Республика Казахстан – США), а также на трехсторонней основе (Российская Федерация – Республика Казахстан – США). В результате ликвидированы основные угрозы режиму нераспространения. В настоящее время работы продолжаются на отдельных площадках СИП.

– В 2000...2017 гг. подготовлен и начат вывоз на ПО «Маяк» ОТВС реакторов АМБ-100 и АМБ-200, как ядерного наследия первых объектов гражданской атомной энергетики [9] и, тем самым, ликвидирована «вялотекущая авария» на бассейнах выдержки ОЯТ Белоярской АЭС.

Очевидно, что столь значимые работы, декларированные на уровне правительств государств, выполнялись в соответствии с действующим национальными законодательствами и с гарантированным обеспечением безопасности и культуры безопасности.

ВЫВОЗ ВЫСОКООБОГАЩЕННОГО ТОПЛИВА ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РЕАКТОРОВ

На территории СИП расположены комплексы исследовательских реакторов ИГР, ИВГ.1 (ИВГ.1М) и ИРГИТ (РА), созданные полвека назад с целью разработки космических ядерных ракетных двигателей [10]. После присоединения в 1993 году Казахстана как неядерного государства к Договору о нераспространении ядерного оружия началась их подготовка к обязательной постановке под гарантии МАГАТЭ. Однако, при этом возникли проблемы, связанные с наличием на комплексах российских ядерных материалов. Для разрешения проблем часть российских ядерных материалов была передана казахстанской стороне (топливо активных зон реакторов ИГР и ИВГ.1М), и принято решение о вывозе остальных российских ядерных материалов на предприятия Минатома России.

В соответствии с межправительственным соглашением РФ в 1996 году декларировала список российских ядерных материалов, в том числе высокообогащенного урана-235, общей массой 182 кг (облученного и необлученного), находящихся в Институте атомной энергии (ИАЭ) НЯЦ РК, и взяла на себя обязательство вывезти этот материал [4, т. III, с. 91–100]. Обычно перевозки ядерного материала проводились железнодорожным транспортом в специальных вагонах и контейнерах. Экономическая ситуация в России и действовавшие в то время тарифы сделали железнодорожную перевозку очень дорогой. РФЯЦ-ВНИИТФ, которому была поручена транспортировка

российских ядерных материалов, принял решение провести перевозку автомобильным транспортом. Это существенно удешевило перевозку и ликвидировало опасные этапы перегрузки ядерного материала на железнодорожных станциях: загрузка автотранспорта выполнялась на территории хранилища ИАЭ НЯЦ РК с последующим транспортированием груза непосредственно к хранилищу в месте назначения.

Решение об автомобильной перевозке потребовало разработки комплекса организационных и технических мероприятий по обеспечению безопасности на всех этапах перемещения ядерного материала, начиная от его разделки, загрузки в специальные пены и заканчивая помещением его в хранилище в одном из российских НИИ. Участники работ выполнили следующее:

– Провели работу в соответствии с межправительственным соглашением РФ и РК по техническому заданию ГосНИИ НПО «Луч» и НИКИЭТ.

– Из имеющихся в наличии сертифицированных контейнеров, предназначенных для перевозки делящегося материала и обладающих достаточными защитными свойствами, выбрали подходящий для перевозки ЯМ, чтобы не разрабатывать, изготавливать и затем сертифицировать новый контейнер. Такой подход существенно сократил стоимость и продолжительность работ.

– Обосновали ядерную и радиационную безопасность перевозки ЯМ в выбранном контейнере в штатных и аварийных ситуациях. Ядерная безопасность была обоснована расчетами ВНИИТФ и подтверждена заключением, выпущенным ОЛЯБ ВНИИЭФ и ФЭИ. Радиационная безопасность транспортировки облученного ядерного материала обоснована расчетами ВНИИТФ. На основании расчетов и заключений руководством Минатома РФ утверждены «Дополнение к сертификату...» и «Сертификат на упаковку и перевозку», а предприятием-разработчиком контейнеров (ВНИПИЭТ) была выдана разрешительная документация на право перевозки ЯМ.

– Выбрали, провели рекогносцировку и сдали в эксплуатацию автомобильный маршрут.

– Оформили таможенные декларации на перевозимый груз.

– Оформили документацию по взаимодействию российского воинского караула с органами власти Казахстана по маршруту движения, позволяющую ему выполнять боевую задачу по охране перевозимого груза.

– Обосновали безопасность хранения ЯМ и подготовили хранилища к приему ядерного материала.

– Разделали и упаковали ядерный материал в пены.

– Контейнеры с ядерным материалом перевозили отечественными большегрузными автомобилями МАЗ с прицепами и английскими бронеавтомобилем FODEN (рисунок 1). В грузовых отсеках бронеавто-

мобилей, имеющих дополнительную степень защиты, перевозили наиболее ответственный груз.

– Перевезли (октябрь 1996 г. – май 1998 г.) ядерный материал из ИАЭ НЯЦ РК в Россию пятью рейсами под охраной российского воинского караула.



Рисунок 1. Бронеавтомобиль FODEN

Все работы по организации и транспортировке российских ядерных материалов проводились под руководством Департамента разработки и проектирования атомных реакторов и лазерных установок Минатома России (название Департамента в 1996...1998 гг.) с российской стороны и НЯЦ РК с казахстанской стороны. В работе принимали участие следующие предприятия:

– В России: Минатом РФ, ВНИИТФ, ГосНИИ НПО «Луч», НИКИЭТ, СФ НИКИЭТ (ныне ИРМ – институт реакторных материалов, г. Заречный Свердловской области), ВНИПИЭТ, ОЛЯБ ВНИИЭФ, ФЭИ, ПО «Маяк», НПП «ЭнЭко».

– В Казахстане: ИАЭ НЯЦ РК.

ЛИКВИДАЦИЯ ИНФРАСТРУКТУРЫ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ, ПОВЫШЕНИЕ БЕЗОПАСНОСТИ И ИСКЛЮЧЕНИЕ ДОСТУПА К ОТХОДАМ ЯДЕРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА

Указом Президента Республики Казахстан от 29.08.1991 был закрыт СИП. В течение последующих лет были проведены мероприятия, направленные на ликвидацию инфраструктуры ядерных испытаний, в частности, на невозможность использования испытательных площадок, штолен и скважин по их первоначальному назначению.

При закрытии испытательных площадок масштабных работ по защите чувствительной информации и отходов ядерной деятельности (ОЯД) не проводилось. Закрытие штолен горного массива Дегелен выполнялось по соглашению между Департаментом обороны США и Министерством науки и новых технологий Республики Казахстан о ликвидации инфраструктуры ядерных испытаний (03.10.1995) и сводилось к осмотру состояния штолен, возведению бетонной защиты и обрушению припортовой части штольни, либо просто обрушению штольни на длину 15...20 м, что, по первоначальному замыслу, должно

было сделать их непригодными к дальнейшему использованию и исключать несанкционированный доступ в штольни [4]. На площадках и внутри штолен были оставлены ОЯД и некоторые конструкции, которые содержали чувствительную информацию.

Выяснилось, что принятые меры защиты оказались недостаточными и сразу же обнаружилось многочисленные несанкционированные попытки проникновения к объектам испытаний на площадках и в штольни. Цель проникновения – вначале вынос для продажи цветного металла (кабели), затем – черного (рельсы и элементы конструкций). При этом лица, занимавшиеся противоправной деятельностью, пренебрегали правилами безопасности, выносили загрязнение на дневную поверхность и, что самое опасное, при противоправном целенаправленном руководстве и действиях могли получить доступ не только к чувствительной информации, но и к ОЯД, создав тем самым угрозу режиму нераспространения. Для противодействия этому, в течение последующих лет проводились работы по созданию дополнительных защитных барьеров, препятствующих несанкционированному доступу к ОЯД и к чувствительной информации.

Работы проводились в соответствии с соглашением между правительствами России и Казахстана «О контейнерах «Колба» и специальном технологическом оборудовании, находящимся на территории бывшего СИП» от 28.03.1997. Были предложены, спроектированы, согласованы, утверждены и реализованы беспрецедентные меры исключения доступа к ядерным материалам. Сферы деятельности Сторон были распределены следующим образом:

– Федеральные центры на основании анализа архивных материалов предоставляли исходную информацию для выпуска проекта работ по усилению защитных сооружений и осуществляли инженерно-консультативную поддержку при реализации проекта.

– НЯЦ РК разрабатывал проект работ в соответствии с законодательством, а затем проводил полевые работы по усилению защиты объектов СИП. В реализации проектов принимали участие казахстанские предприятия ТОО «Дегелен» и ТОО «Востокавтопром».

– Начиная с 2000 г. к работам по дополнительной защите инженерных сооружений и исключению доступа к ОЯД присоединилась американская сторона в части финансирования и контроля выполнения совместных работ.

Первоочередные работы были направлены на уничтожение чувствительной информации и исключения доступа к ОЯД в скважинах на относительно небольших глубинах. Для предотвращения доступа к ОЯД скважины были накрыты или мощными железобетонными колпаками, как показано на рисунке 2, либо окружены «забором» из железобетонных колонн по всей глубине, так что для их несанкциониро-

ванного преодоления потребовались бы строительные работы, масштаб которых должен быть соизмерим с их изготовлением. Такие работы незамедлительно могут быть обнаружены и пресечены.



Рисунок 2. Железобетонный колпак $5 \times 5 \times 5 \text{ м}^3$ над одной из скважин

Для защиты штолен горного массива Дегелен силами Федеральных ядерных центров совместно с ГК Росатом были разработаны количественные и качественные критерии оценки их состояния. Они позволили классифицировать штольни по степени опасности распространения и уязвимости в выполнении Договора о нераспространении ядерного оружия. На их основании были выбраны объекты, для которых несанкционированный доступ к диспергированным ОЯД при игнорировании правил безопасности был бы связан с минимальными трудозатратами и сроками, а при удачном стечении обстоятельств для злоумышленников был бы возможным доступ к ОЯД.

Главная цель полевых работ заключалась в создании дополнительных барьеров защиты, которые вместе с существующими защитными барьерами штольни обеспечивали гарантированное исключение несанкционированного доступа к ОЯД. Работы выполнялись в следующей последовательности: бурение скважин в полость концевой бокса штольни, отбора мазка с поверхности бокса, проверки методами γ -спектрометрии наличия ОЯД в полости бокса и заполнения объема бокса цементно-песчаным раствором или магнетитовым раствором - цементно-песчаным раствором с добавлением магнетита (Fe_2O_3), который не только обеспечивал физическую защиту, но и химически связывал ОЯД. После заполнения бокса и создания дополнительных барьеров физической защиты штольня становилась безопасной. Действительно злоумышленнику, даже с учетом использования тяжелой строительной техники, невозможно было получить доступ к ОЯД и вынести радиоактивное загрязнение на дневную поверхность.

Работы выполнялись двумя принципиально разными способами [4, 11].

Если глубина залегания бокса с ОЯД была невелика, а рельеф местности над боксом позволял установить буровое оборудование, то применяли «вертикальную» технологию, при которой бурили скважину с дневной поверхности для обеспечения доступа в бокс (рисунок 3-а). В пробуренную в скважину опускали видеокамеру и специалисты Федеральных ядерных центров после осмотра полости убеждались, что попали именно в бокс с ОЯД. Для окончательного подтверждения наличия ОЯД в боксе через пробуренную скважину отбирали мазок с его поверхности, и совместно с представителями DTRA (Defense Threat Reduction Agency) США проводили верификационные γ -спектрометрические измерения, демонстрирующие наличие следов ОЯД в пробе (рисунок 4). После этого принималось совместное решение о заполнении полости бокса связующим материалом через пробуренную скважину.

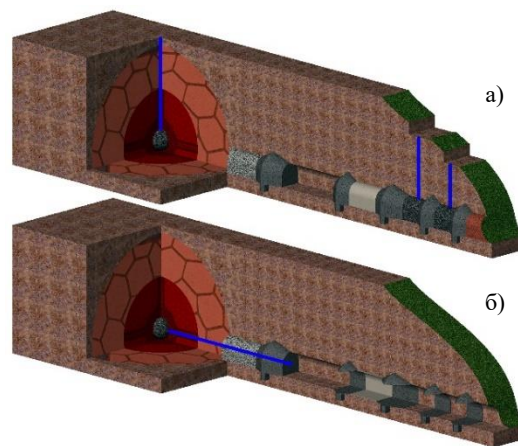


Рисунок 3. «Вертикальная» (а) и «горизонтальная» (б) технологии работ

На начальном этапе работ (2009 г.) вертикальную технологию применяли начиная с глубины залегания бокса $\sim 30 \dots 35 \text{ м}$, на заключительных этапах (2011...2012 гг.) была отработана технология попадания в боксы на глубинах $\sim 80 \text{ м}$.



Рисунок 4. Характерная линия в спектре от ОЯД на мазке из концевой бокса на экране спектрометра при подтверждающих измерениях

Если глубина залегания бокса была велика (>100 м), или рельеф местности над боксом не позволял установить буровое оборудование, то применяли «горизонтальную» технологию, при которой вскрывали портал штольни (рисунок 3-б), последовательно преодолевали все забивки, подходили к концевому боксу и бурили скважину в его полость. Так же, как и при «вертикальной» технологии, через пробуренную скважину с помощью видеокамеры специалисты Федеральных ядерных центров проводили осмотр бокса, отбирали мазок с его поверхности, и совместно с представителями DTRA США проводили верификационные γ -спектрометрические измерения, демонстрирующие наличие следов ОЯД в пробе. Через пробуренную скважину заполняли полость бокса связующим материалом. После этого восстанавливали элементы забивки штольни, закрывали портал и маскировали территорию под естественный горный ландшафт.

Более предпочтительной была «вертикальная» технология как более безопасная и менее затратная.

На всех этапах работ специалисты Федеральных ядерных центров оказывали инженерно-консультационные услуги – разрабатывали исходные данные по конструкции защиты штольни и предлагали мероприятия по усилению защитных барьеров, прогнозировали возможные аварийные ситуации, выдавали рекомендации по их предотвращению и действиям при их возникновении. При проведении полевых работ на любом из объектов бывшего СИП основной задачей специалистов Федеральных ядерных центров было обеспечение контроля нераспространения ОЯД и другой чувствительной информации во исполнение Договора о нераспространении ядерного оружия. Поэтому особое внимание при обследовании объектов обращалось на сохранность защитных барьеров штольни, а в случае их вскрытия на наличие следов извлечения ОЯД. Ни на одном из объектов выполнения работ таких следов целенаправленного извлечения ОЯД обнаружено не было и можно гарантировать, что при работах по усилению защитных барьеров распространения чувствительной информации не было.

Основные результаты совместных работ:

1. Исключен несанкционированный доступ к ОЯД и чувствительной информации на испытательных площадках и штольнях бывшего СИП. Президентами РФ, РК и США на ядерном саммите в Сеуле заявлено, что *«усилиями России, США и Казахстана ядерный полигон в Семипалатинске больше не представляет угрозы для безопасности»*;

2. Созданы дополнительные бетонные и железобетонные защитные барьеры на более четырех десятках объектах СИП, в том числе на штольнях горного массива Дегелен. Внутренние полости боксов, содержащих ОЯД, на этих объектах заполнены связующим материалом – цементно-песчаным и магнетитовым растворами;

3. Получен опыт международного сотрудничества в области чувствительных технологий и конфиденциальной информации.

Вывоз на ПО «Маяк» ОТВС РЕАКТОРОВ АМБ-100 и АМБ-200

Сразу же после запуска Первой в мире АЭС (реактор АМ, «Атом мирный», г. Обнинск. Калужская обл.) в поселке Заречный Свердловской области в 1964...1967 гг. была построена Белоярская АЭС с реакторами АМБ-100 и АМБ-200 («Атом мирный большой»). Они были выведены из эксплуатации в 1981 и 1989 гг., соответственно, а их отработавшие тепло-выделяющие сборки (ОТВС) стали одним из элементов ядерного наследия первых объектов атомной энергетики. Они были размещены в двух бассейнах выдержки и предполагалась их отправка на радиохимическую переработку на ПО Маяк. Изначально планировалось кратковременное хранение чехлов в бассейнах, но в связи с распадом СССР процесс затянулся на два десятилетия.

Часть чехлов была изготовлена из черновой стали, они хранились в бассейнах в течение десятков лет, корродировали и теряли герметичность, вода заполняла пенал и ОТВС оказывались в воде, становились возможными просыпи топлива, содержащего уран. Бассейны выдержки были загружены практически полностью и это, в дополнение ко всему прочему, не позволяло проводить ремонт их облицовки, где появились протечки. Таким образом, проблемы непрерывно нарастали, так что спустя годы ситуация стала уже рассматриваться как «вялотекущая авария».

Технология безопасного вывоза ОТВС с БАЭС на ПО Маяк требовала специального транспортно-упаковочного комплекта (ТУК) для длинномерных ОТВС длиной ~14 м, специального вагона-контейнера, обоснование безопасности транспортирования и хранения коррозионно-поврежденного топлива реакторов АМБ и отработки обращения с длинномерными ОТВС. Весь комплекс работ продолжался около 15 лет, его организовывал и проводил ВНИИТФ.

Прежде всего, ВНИИТФ разработал ТУК именно для длинномерных ОТВС. «Изыюминкой» конструкции стала оригинальная «рулонированная» технология (или технология «витого сосуда»), когда стальная полоса шириной 1400 мм и толщиной 5 мм свивается на уникальном оборудовании в рулон (царгу), затем царги состыковываются, образуют длинный цилиндр с осевой полостью и стыки свариваются по всей толщине автоматической сваркой. Так получают ТУК длиной ~16 м и массой чуть менее 100 т. Такие сосуды для высокого давления более 100 атм. в многослойно-рулонированном исполнении, изготавливаемые ОАО «Уралхиммаш», широко используются в химической и других отраслях промышленности.

Разработка ТУК включала в себя выбор конструкции, обоснование ее герметичности, температурного режима, оценку реакции на аварийные условия экс-

плуатации, обоснование ядерной и радиационной безопасности, проведение бросковых испытаний. Все это было выполнено.

Шесть унифицированных ТУК, позволяющих транспортировать всю номенклатуру хранящихся на БАЭС чехлов с топливом АМБ, были изготовлены на ОАО «Уралхиммаш», г. Екатеринбург (2014). Они были приспособлены как для транспортировки автомобилем, так и железнодорожным вагоном.

В соответствии с действующими правилами ТУК был испытан на все виды аварийного воздействия, в том числе на падение с высоты 9 м на плоскость и с 1 м на штырь. Все испытания на специализированном стенде ОАО КБСМ (г. Санкт-Петербург) контейнер выдержал и культура безопасности была обеспечена.

На рисунке 5 представлено исходное положение ТУК перед падением с высоты 9 м. Процесс взаимодействия ТУК с основанием стенда был предсказан математическим моделированием и полностью подтвердился при испытаниях. Он состоял из шести последовательных ударов крышкой и днищем, из которых наиболее значимыми были первые четыре. После каждого удара ТУК отскакивал от основания стенда, при этом направление угловой скорости его вращения относительно центра масс менялось на противоположное.



Рисунок 5. Исходное положение ТУК перед бросковыми испытаниями

Результаты испытаний показали, что:

- после воздействия механических нагрузок ТУК сохранил герметичность, прочность и работоспособность;

- транспортные демпферы обеспечили снижение амплитуд ударных нагрузок до расчетных величин, обеспечив работоспособность конструкции ТУК.

- при падении с высоты 9 м при первом ударе корпус ТУК испытывает упругие деформации, а при втором – пластические.

- при проведении испытаний ТУК на механическое повреждение при его падении на штырь с высоты 1 м силовая конструкция не получила заметных повреждений.

В интернете на сайте ВНИИТФ размещен зрелищный видеоролик по результатам испытаний транспортного контейнера для перевозки отработавших ТВС реакторов АМБ с Белоярской АЭС на ПО Маяк и показано, как 100-тонная конструкция падает с высоты 9 метров и остается невредимой. На рисунке 6 представлен QR-код для поиска фильма.



Рисунок 6. QR-код фильма в интернете

Оборудование систем контроля разработано ВНИИТФ, шесть вагон-контейнеров для перевозки ТУК изготовил вагоностроительный завод, г. Тверь (2008). Обращение со 100-тонной длинномерной конструкцией требовало специальной техники, аттестованных производственных помещений, оборудования и оснастки. Все это было сделано.

Таким образом, культура безопасности, сложившаяся в российских и казахстанских научных центрах и предприятиях, создавших и реализовавших технологии обращения с отходами ядерной деятельности и отработавшим ядерным топливом, позволили успешно выполнить поставленные задачи. В результате:

- Республика Казахстан выполнила все требования, предъявляемые к неядерному государству при постановке исследовательских реакторных комплексов под гарантии МАГАТЭ;

- Республика Казахстан, Российская Федерация и США – ликвидировали реальные угрозы СИП [3];

- ГК «Росатом» – ликвидировала «взлотекущую аварию» на одном из объектов ядерного наследия гражданской атомной энергетики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Евстратов Е.В., Агапов А.М., Лаверов Н.П., Большов Л.А., Линге И.И. (редакторы) – Проблемы ядерного наследия и пути их решения // М.: ОАО «Энергопроманалитика», 2012, 356 стр., Т. 1.
2. Проблемы ядерного наследия и пути их решения. Под общей редакцией Л.А. Большова, Н.П. Лаверова, И.И. Линге. // М.: ОАО «Энергопроманалитика», 2013, 392 с., Т. 2.
3. Проблемы ядерного наследия и пути их решения. Вывод из эксплуатации.— Под общей редакцией Л.А. Большова, Н.П.Лаверова, И.И.Линге // Москва: 2015, 316 с., т. 3.
4. Назарбаев Н.А., Школьник В.С., Батырбеков Э.Г., Березин С.А., Лукашенко С.Н., Скаков М.К. Проведение комплекса научно-технических и инженерных работ по приведению бывшего Семипалатинского испытательного полигона в безопасное состояние // Трехтомник. г. Курчатов, 2016.
5. Большов Л.А. Ядерная безопасность как фактор экономики // Атомный эксперт, 2016, № 8, стр. 38–45.
6. Куценко В.М. Нам есть чем гордиться. Научно публицистический журнал «Человек. Энергия. Атом», № 1 (19), 2013, с. 14–23.
7. Степанюк В.С. Снятие угроз. Научно публицистический журнал «Человек. Энергия. Атом», № 1 (19), 2013, с. 24–31.
8. Совместное заявление президентов Республики Казахстан, Российской Федерации и Соединенных Штатов Америки относительно трехстороннего сотрудничества на бывшем Семипалатинском испытательном полигоне // Научно публицистический журнал «Человек. Энергия. Атом», № 1 (19), 2013, с. 6–7.
9. Анфалова О.В., Горин Н.В., Краев В.С. Вывоз ОЯТ реакторов АМБ-100 и АМБ-200 Белоярской АЭС на ПО Маяк // Вопросы радиационной безопасности. № 2. 2019. с. 47–52.
10. Васильев Ю.С., Колодешников А.А. Ядерный двигатель для освоения космоса. // Научно публицистический журнал «Человек. Энергия. Атом», № 1 (23), 2015, с. 38–53.
11. Коровикова Т.В., Мустафина Е.В., Осинцев А.Ю., Дмитропавленко В.Н., Яковенко Ю.Ю. Влияние проведенных работ по созданию дополнительной защиты инженерных сооружений штолен горного массива Дегелен на радиационную обстановку припортовых участков // Вестник НЯЦ РК, вып. 2 (46), 2011, с. 5–19.

ЯДРОЛЫҚ ҚЫЗМЕТ ҚАЛДЫҚТАРЫМЕН ЖӘНЕ ЯДРОЛЫҚ ОТЫНМЕН ЖҰМЫС ІСТЕУ ТЕХНОЛОГИЯЛАРЫНДАҒЫ ҚАУІПСІЗДІК МӘДЕНИЕТІ

¹⁾ Н.В. Горин, ¹⁾ В.С. Краев, ¹⁾ В.Г. Смирнов, ²⁾ А.П. Васильев, ³⁾ А.Н. Андреюк, ³⁾ С.В. Буренков, ⁴⁾ В.М. Куценко

¹⁾ «Ресей федералдық ядролық орталығы – Академик Е.И. Забабахин атындағы Бүкілресейлік техникалық физика ғылыми-зерттеу институты» федералдық мемлекеттік унитарлық кәсіпорны, Снежинск, Ресей

²⁾ Н.А. Доллежал атындағы ҒЗКЭТИ, Мәскеу, Ресей

³⁾ «Ресей федералдық ядролық орталығы – Бүкілресейлік эксперименттік физика ғылыми-зерттеу институты» федералдық мемлекеттік унитарлық кәсіпорны, Саров, Ресей

⁴⁾ «Росатом» мемлекеттік корпорациясы, Мәскеу, Ресей

РФЯО-БТФҒЗИ, РФЯО-БЭФҒЗИ, РИ ААҚ, ҒЗКЭТИ және Қазақстан Республикасының Ұлттық ядролық орталығымен бірлесіп жүзеге асырған ядролық қызмет қалдықтарымен және ядролық отынмен жұмыс істеудің үш түрлі технологиясы үлгісінде бұрынғы КСРО-ның қорғаныс және азаматтық бағдарламаларынан қалған ядролық «мұраны» жою кезіндегі қауіпсіздік мәдениеті көрсетілді. ҚР ҰЯО зерттеу реакторларының отынын Ресейге әкету қарастырылды. Ядролық қаруды таратпау режимі мүддесінде бұрынғы Семей полигонындағы ядролық қызмет қалдықтарына қол жеткізуді жою ерекшеліктері талқыланды. Азаматтық атом энергетикасының алғашқы объектілерінің ядролық «мұрасы» ретінде АМБ-100 және АМБ-200 реакторларының пайдаланылған ЖБЖ-ларын «Маяк» өндірістік бірлестігіне әкету жұмыстарын ұйымдастыру көрсетілді. Ұлттық заңнамаларды, нормативтік құжаттамаларды сақтау және қауіпсіздік мәдениетін қамтамасыз ету техникалық және ұйымдастырушылық жағынан бірегей жұмыстарды ойдағыдай орындауға мүмкіндік бергендігі туралы айтылды. Нәтижесінде Қазақстан Республикасы реакторлық зерттеу кешендерін МАГАТЭ кепілдігіне қою кезінде ядролық емес мемлекетке қойылатын барлық талаптарды орындады; Ресей Федерациясы, Қазақстан Республикасы және АҚШ бірлесіп бұрынғы Семей сынақ полигонында таратпау режиміне төнген қауіп-қатерлерді жойды; «Росатом» мемкорпорациясы азаматтық атом энергетикасының ядролық «мұра» объектілерінің бірінде «баяу жүретін аварияны» жойды.

Түйінді сөздер: қауіпсіздік мәдениеті, ядролық қызмет қалдықтары, таратпау режимі, ядролық «мұра».

SAFETY CULTURE IN TECHNOLOGIES FOR HANDLING NUCLEAR WASTE AND NUCLEAR FUEL

¹⁾ N.V. Gorin, ¹⁾ V.S. Krayev, ¹⁾ V.G. Smirnov, ²⁾ A.P. Vasilyev, ³⁾ A.N. Andreyuk³⁾, ³⁾ S.V. Burenkov, ⁴⁾ V.M. Kutsenko

¹⁾ *Federal State Unitary Enterprise «Russian Federal Nuclear Center – Zababakhin
All-Russia Research Institute of Technical Physics», Snezhinsk, Russia*

²⁾ *JSC N.A. Dollezhal Research and Development Institute of Power Engineering (JSC NIKIET), Moscow, Russia*

³⁾ *Federal State Unitary Enterprise “Russian Federal Nuclear Center –All-Russia Research Institute
of Experimental Physics”, Sarov, Russia*

⁴⁾ *State Atomic Energy Corporation “Rosatom”, Moscow, Russia*

The safety culture in the elimination of the nuclear legacy from the defense and civil programs of the former USSR is demonstrated by the example of three different technologies for handling nuclear waste and spent nuclear fuel. These technologies have been implemented by RFNC-VNIITF together with RFNC-VNIIEF, OJSC RI, JSC NIKIET, and the National Nuclear Center of the Republic of Kazakhstan (NCC RK). The export of nuclear fuel from the NCC RK research reactors to Russia is considered. The key aspects of eliminating access to nuclear waste at the former Semipalatinsk Test Site in the interests of the non-proliferation regime are discussed. The set of activities associated with the export of the spent fuel assemblies (SFAs) of reactors AMB-100 and AMB-200 as the nuclear legacy of the first civil nuclear power facilities to the “Mayak” PA is shown. It is noted that compliance with the national laws, regulatory documents, and safety culture has made it possible to successfully perform unique technical and organizational tasks. As a result, the Republic of Kazakhstan has met all the requirements for a non-nuclear state when staging research reactor complexes under the IAEA safeguards; the Russian Federation, the Republic of Kazakhstan, and the United States have jointly eliminated the threat to non-proliferation regime at the former Semipalatinsk Test Site, the State Atomic Energy Corporation “Rosatom” has eliminated the “sluggish accident” at one of the sites of the nuclear legacy of the civil nuclear power engineering.

Keywords: *safety culture, nuclear waste, non-proliferation regime, nuclear legacy.*

УДК 533.9.082

ИЗМЕРЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ПЛАЗМЫ ОПТИЧЕСКИМИ ДИАГНОСТИКАМИ В ВИДИМОМ ДИАПАЗОНЕ СПЕКТРА НА ВТОРОМ ЭТАПЕ ФИЗИЧЕСКОГО ПУСКА ТОКАМАКА КТМ

Жүнісбек С.А., Чектыбаев Б.Ж., Садыков А.Д., Кашикбаев Е.А.

Филиал «Институт атомной энергии» РГП НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

zhunisbek@nnc.kz

В статье описаны характеристики оптических диагностик токамака КТМ и полученные с их помощью результаты измерения параметров плазмы токамака КТМ. Измерения параметров плазменного разряда проводились в рамках работ по проведению второго этапа физического пуска токамака КТМ. На основе полученных экспериментальных данных проведена оценка элементного состава плазмы по измерению линейчатого излучения в видимом диапазоне (380–700 нм), определен момент пробоя плазмы, а также произведена оценка положения и формы плазменного шнура.

ВВЕДЕНИЕ

Проводятся завершающие работы по созданию в городе Курчатов Казахстанского материаловедческого токамака КТМ, основной задачей которого является изучение новых перспективных конструктивных материалов для будущих термоядерных реакторов. В ноябре 2019 года на токамаке КТМ был реализован заключительный этап физического пуска, который показал работоспособность установки и ее основных технологических систем. Во время экспериментальной кампании был получен плазменный разряд с током плазмы 60–100 кА в омическом режиме. Для достижения проектных параметров с током плазмы 750 кА с длительностью 5 с и средней электронной температурой $T_e > 1$ кэВ, необходимо выполнить ряд технических мероприятий и исследований.

К числу базовых параметров, требующих детального и надёжного измерения в условиях современных токамаков и будущего токамака-реактора, относятся такие параметры, как примесный состав плазмы и излучение линий изотопов водорода. Базовыми диагностиками, позволяющими обеспечить локальные измерения этих параметров в условиях токамака, являются оптические диагностик. Измерение параметров плазмы оптическими диагностиками осуществляются бесконтактно, обеспечивая универсальность, дистанционность и отсутствие возмущений на исследуемой плазме. На текущем этапе работ токамака КТМ был измерен спектр излучения плазмы с помощью оптических диагностик в диапазоне длин волн 380–700 нм. Проведен анализ спектральных линий для определения элементного состава плазмы. Также были проведены измерения интенсивности линий $H\alpha$, чтобы показать временную эволюцию излучения рабочего газа – водорода.

ОПТИЧЕСКИЕ ДИАГНОСТИКИ ТОКАМАКА КТМ

Для наблюдения за плазмой в видимом диапазоне на токамаке КТМ имеется набор оптических диагностик: обзорный спектральный прибор (ОСП), монитор излучения линий водорода $H\alpha$ – $H\delta$ и спектрометр (USB 2000+). Данные диагностик позволяют изме-

рить излучение плазмы в различные моменты времени и в разных областях объема плазменного шнура. Для обеспечения достоверности изучения параметров и поведения плазмы установлена система визуализации [1].

ОСП и USB2000+ позволяют проводить регистрацию излучения плазмы в видимом и ближнем ИК диапазонах (380–700 нм), что позволяет проводить исследования примесного состава плазмы и процессов переноса в плазме, а также определять источники и механизмы поступления примесей.

Таблица. Обзор диагностик

	Обзорный спектральный прибор	Спектрометр USB2000+	Монитор излучения линий $H\alpha$ – $H\delta$
Диапазон длин волн (нм)	380–710	360–1040	656,3
Спектральное разрешение (нм)	5	1.4	3
Хорды наблюдения (шт)	8	1	2
Детектор	спектрометры Черни-Тернера и ПЗС-камера	фотоэлектронный умножитель (ФЭУ)	
Время интеграции	35 мс	5 мс	10 мкс

Для наблюдения временной эволюции интенсивности спектральных линий ($H\alpha$ и $H\beta$), характеризующих поведение плазмы, обзорные спектрометры не очень эффективны. Чувствительность детектора спектрометра не позволяет проводить измерения с высоким временным разрешением. На современных установках типа токамак в качестве диагностики используют монитор $H\alpha$ – $H\delta$. В данной диагностике в качестве детекторов используются фотоэлектронные умножители (ФЭУ). При использовании данного типа детектора выделение спектральных линий из общего спектра излучения плазмы осуществляется с использованием интерференционного фильтра, установленного перед ФЭУ. Чувствительность ФЭУ очень высокая, а время обработки сигнала составляет порядка 10 мкс, что позволяет детально изучить по-

ведение плазмы. Основные технические параметры оптических диагностик токамака КТМ приведены в таблице.

СИСТЕМА СБОРА И РЕГИСТРАЦИИ ИЗЛУЧЕНИЯ

Одной из особенностей токамака КТМ является расположение внутри вакуумной камеры подвижного диверторного устройства, что позволит в ближайшие годы проводить материаловедческие эксперименты (исследования) для поддержки международного термоядерного реактора ITER [2]. При взаимодействии плазмы с материалами, обращенными к плазме, происходят различные процессы, связанные с образованием частиц пыли и поступлением тяжелых примесей [3, 4], влияющие на удержание и на качество получаемой плазмы. Для наблюдения за этими процессами систему сбора света оптических диагностик разместили в вертикальном треновом патрубке вакуумной камеры токамака КТМ. На рисунке 1 показаны эскизы расположения системы регистрации оптических диагностик на вакуумной камере (ВК) КТМ, а также хорды их наблюдения.

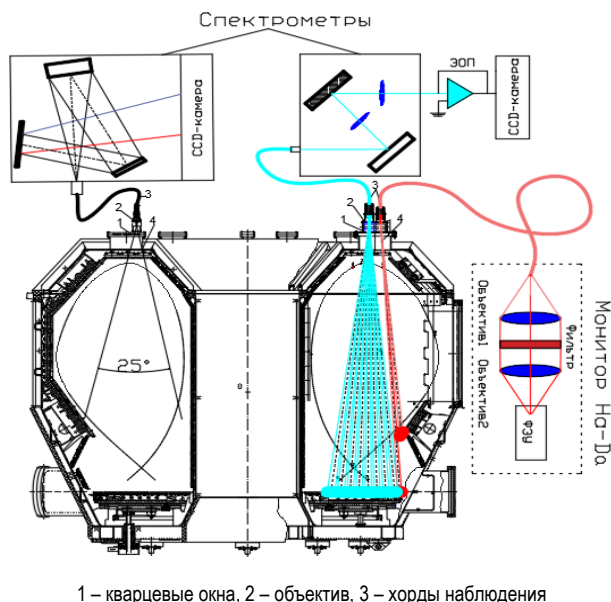


Рисунок 1. Схема размещения оптических диагностик на токамаке КТМ

Расположенные обзорные спектрометры в верхних треновых патрубках позволяют проводить наблюдение за процессами, происходящими на диверторном столе. Для обеспечения вакуумной развязки, на треновых патрубках вакуумной камеры токамака КТМ были использованы кварцевые стекла КУ-1 (поз. 1 на рис. 1). Вертикальные хорды используются для измерения излучения плазмы в диверторной области, которая играет решающую роль в рециклинге рабочего газа и поступлении примесей в плазму при взаимодействии плазма-стенка. Излучение из плазмы собирается вдоль хорд (поз. 4 на рис. 1) для каждого спектрометра. Сбор света и построение изображения осуществляется с использованием объективов (поз. 2

на рис. 1). Передача света производится с помощью кварцевого световода с диаметром 0,8 мм (поз. 3 на рис. 1). Длина светового коллектора составляет 10–15 м, что позволяет расположить спектрометры в специальном оптическом шкафу, который защищает чувствительные элементы диагностики от внешних воздействий, таких как сильные магнитные поля и жесткое рентгеновское излучение.

Измерительная система монитора Na–Da состоит из 10 канальных вертикальных хорд наблюдения с временным разрешением 0,01 мс. Хорды наблюдения монитора Na–Da обхватывают весь диверторный стол и часть витков пассивной стабилизации.

Излучение из плазмы вначале собирается объективом и фокусируется на входе 15-метрового кварцевого световода, выход которого находится в фокусе другого объектива, после чего свет преобразуется в параллельный пучок. Затем свет, проходя через интерференционный фильтр с пиковой пропускной способностью 65% на длине волны 656,3 нм и полной шириной на половине максимума (FWHM) 3 нм достигает ФЭУ. Токовый сигнал от фотоумножителей преобразуется в сигнал напряжения усилителем с коэффициентом усиления 10^5 В/А, результат которого отправляется в систему сбора данных.

Перед началом измерений были проведены работы по юстировке приемо-передающей оптической системы и настройке системы синхронизации запуска оптических диагностик с остальными подсистемами токамака КТМ. Обзорные спектрометры были откалиброваны по длинам волн с использованием источника излучения CAL 2000 [5], который служит эталонным источником света с постоянной излучательной способностью на определенных длинах волн в видимой области спектра.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Наилучшие результаты по параметрам плазмы в ходе проведения второго этапа физического пуска были получены в плазменном разряде № 3669. Но в данной работе приведены результаты разряда № 3594, во многом схожего с разрядом № 3669, т.к. при технологических режимах чистки ВК тлеющим разрядом с использованием разных газов в межпусковых периодах наблюдалось напыление смотровых окон, которое привело к ухудшению пропускной способности кварцевых стекол в конце экспериментальной кампании. Данное явление не позволило произвести измерение излучения плазмы во всей серии плазменных экспериментов на токамаке КТМ. На рисунке 2 показано изменение во времени основных параметров плазменного разряда № 3594.

Как видно из графика, максимальная величина тока плазмы составляет около 68 кА с длительностью разряда 75 мс. Наибольший рост тока плазмы происходил в период времени с 2,03 с до 2,06 с. Линейная плотность плазмы – $5 \cdot 10^{14}$ см⁻², измерена с помощью комплекса СВЧ диагностик [6]. Измерение яркости линий водорода производилось с помощью монитора

Н α –Д α . Из-за шума, характерного для ФЭУ, сигналы были отфильтрованы фильтром нижних частот для частоты 2000 Гц. По теоретическим представлениям и экспериментальным данным на других установках токамак предполагалось увидеть пик линии Н α в начале разряда и в конце. Первые 8 мс пробоя наблюдается яркое свечение газа за счет его ионизации и роста тока плазмы. Максимальная интенсивность излучения регистрировалась под конец разряда за счет перезарядки (рекомбинации) рабочего газа. В стабильной фазе с плоской вершиной разряда не наблюдались линии Н α , так как в это время плазма очень горячая, и большая часть излучения испускается на более коротких длинах волн.

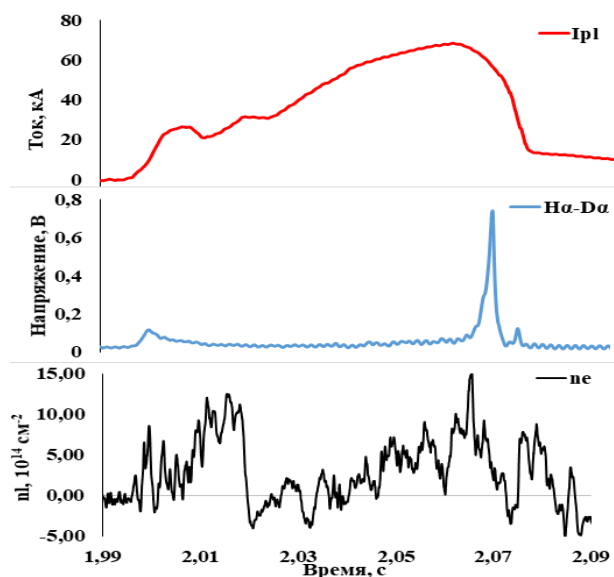


Рисунок 2. Ток плазмы, линия Н α (656,3 нм) и линейная плотность электронов для разряда № 3594

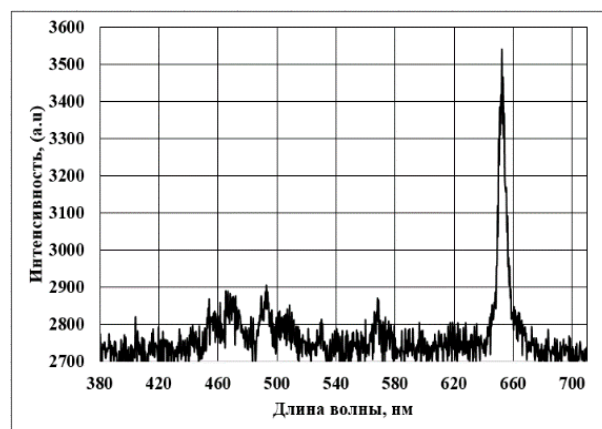
На рисунке 3 показан спектр излучения плазменного разряда в диапазоне длин волн 380–700 нм на водороде, измеренный с помощью ОСП.

На рисунке 3-а в спектре наблюдается преобладание линий серии Бальмера Н β (486,1 нм) и Н α (656,3 нм). Из-за большого спектрального разрешения прибора не удалось различить линии легких примесей (рисунок 3-б), т.к. в момент регистрации, спектральное разрешение прибора на половине максимума (FWHM) составляло более 5 нм.

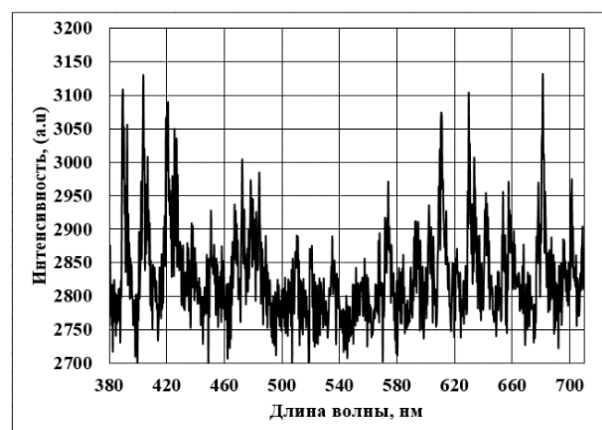
Спектр излучения плазмы в диапазоне 380–700 нм, измеренный с помощью спектрометра USB2000+, приведен на рисунке 4. Наблюдаемые спектральные линии соответствуют ионам легких примесей (азот, кислород, углерод) в различных ионизационных состояниях. Сравнение со спектрами излучения, измеряемыми на других токамаках (Т-10 [7], НТ-7 [8]), показывает совпадение основных наблюдаемых спектральных линий.

На спектре, кроме линий рабочего газа водорода (Н α 656,3 нм, Н β 486,1 нм, Н γ 434,1 нм) и углерода (С III 464,7 нм) хорошо видны линии азота (N II и N

III) и кислорода (O II), которые не должны наблюдаться при хорошей подготовке вакуумной камеры к экспериментальным пускам.



а) спектр излучения плазмы 1 – кадр



б) спектр излучения плазмы 2 – кадр

Рисунок 3. Спектр излучения плазмы токамака КТМ по ОСП, разряд № 3594

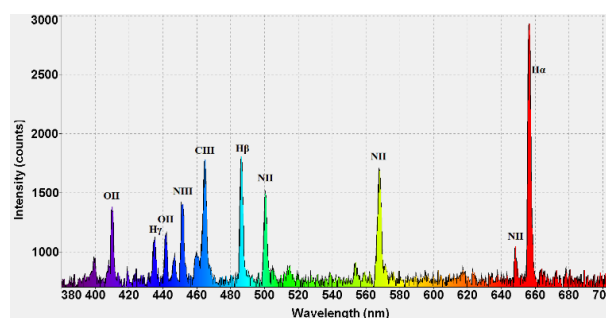


Рисунок 4. Спектр излучения плазмы токамака КТМ по USB2000+, разряд № 3594

В видимом диапазоне в нормальных условиях не наблюдаются спектральные линии тяжелых элементов, таких как Fe, Ni, Cr, но при взаимодействии края плазмы со стенкой в спектре появляются линии перечисленных элементов. Примеси с высоким зарядовым числом Z наиболее опасны, т.к. именно они дают значительный вклад в увеличение эффективного за-

ряда ($Z_{эф}$) плазмы, что приводит к ее неустойчивости. Для определения наличия высокоионизированных ионов (O IV, N IV, N V) и тяжелых элементов в плазме, в основном, проводят измерения спектров в ВУФ или мягком рентгеновском диапазоне.

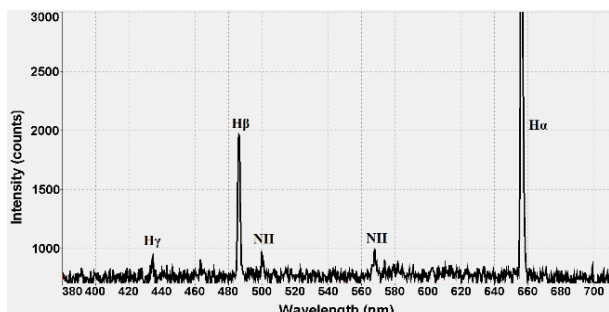


Рисунок 5. Спектр излучения плазмы 1 кадр

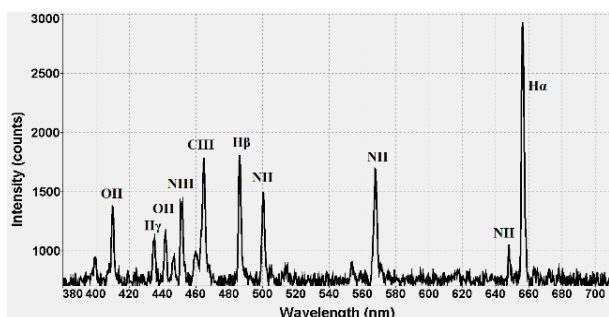


Рисунок 6. Спектр излучения плазмы 2 кадр

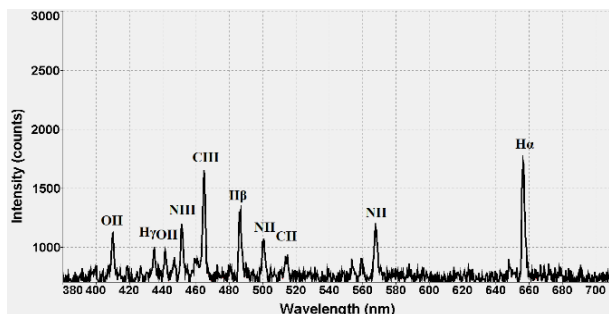


Рисунок 7. Спектр излучения плазмы 3 кадр

Динамика изменения спектров для пуска № 3594 показана на рисунках 5–10. Относительно маленькая интенсивность объясняется тем, что из 5 мс времени интегрирования 2 мс уходит на обработку и сохранение данных, т.е. фактическая экспозиция составляет 3 мс. Наблюдаемые линии были идентифицированы с использованием справочных таблиц [9, 10], со знанием того, какие виды примесей вероятны, например, из анализа масс-спектрометра и состава внутрикамерной облицовки.

Спектры излучения на рисунках 5–10 различаются по количеству линий и их относительной интенсивности. Количество линий зависит от вида элементов, которые присутствовали в плазме, а интенсивность линий зависит как от вероятностей собственного перехода, так и от условий плазмы. На кадрах 5–

19 наблюдаются линии из серии Бальмера, поэтому не было необходимости показывать все зарегистрированные кадры. Измеренный спектр содержит в себе информацию о пространственно-локализованном поступлении частиц различных сортов в плазму. В других сечениях токамака, вне угла обзора оптических диагностик, соотношение поступающих примесей может существенно отличаться.

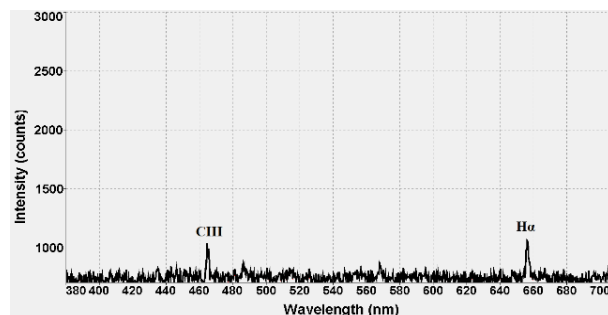


Рисунок 8. Спектр излучения плазмы 4 кадр

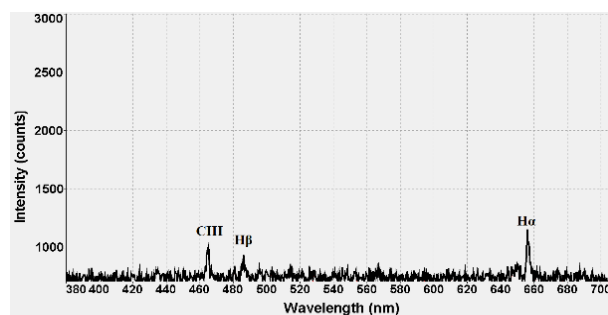


Рисунок 9. Спектр излучения плазмы 5 кадр

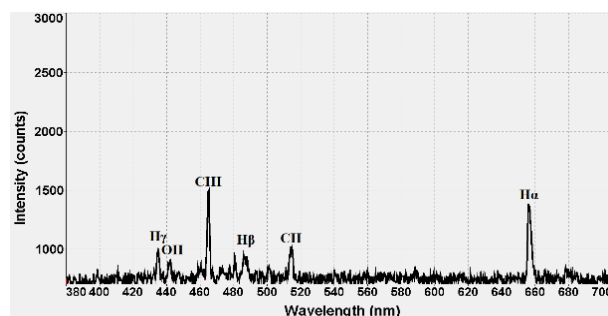


Рисунок 10. Спектр излучения плазмы 19 кадр

Как видно из рисунка 5, после пробоя в течение 6 мс в области измерения образуется облако примесей с графитовых ограничителей и в спектре появляются линии углерода. Линии углерода наблюдаются в зеленой (C II 515,1 нм и 513,3 нм) и в синей (C III 464,7 нм) областях спектра. Из-за небольшого спектрального разрешения не удалось разделить линии углерода в красной области спектра (C II: 658,3 и 657,8 нм), так как они сливаются с линией Hα.

Спектральные линии азота и ионов кислорода в основном располагаются в фиолетовой области спектра. Самая яркая линия кислорода O II 441,6 нм состоит из двух линий: 441,5 и 441,7 нм, а линии O III

наблюдаются только на уровне шума. Линии азота на разных стадиях ионизации наблюдались, как в красной (N II 653,2 нм) и желтой (N II 566,7 и 500,5 нм) областях, так и в синей области спектра (N III: 460 нм).

На рисунке 11 приведены видеокадры формирования плазменного шнура с быстрой камеры (250 к/с), по которым видно, что формирование плазменного шнура начинается на 2004 мс разряда, а на 2008 мс происходит быстрая объемная ионизация газа (лавинный пробой) с ростом тока плазмы, затем около 60 мс плазменный шнур держится в кольцевой форме, после чего уходит в нижнюю часть вакуумной камеры.

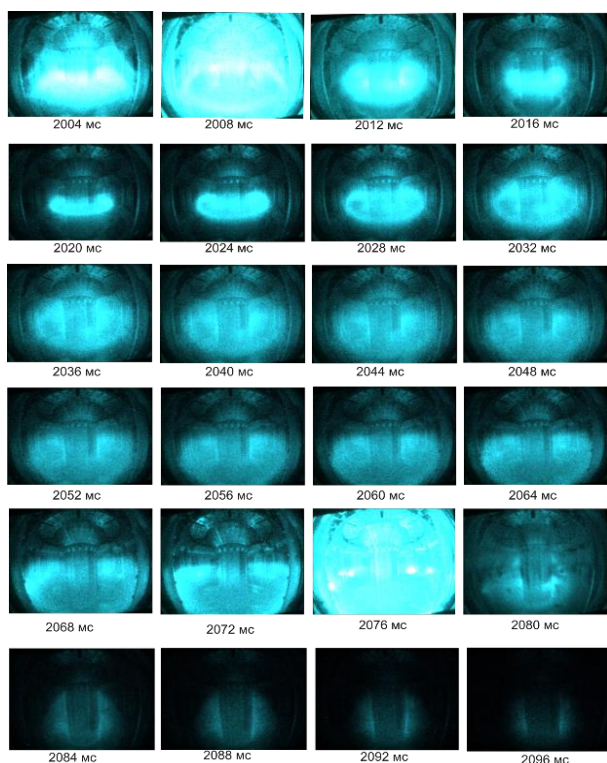


Рисунок 11. Видеокадры свечения рабочего газа – водорода с быстрой камеры (пуск № 3594)

Видеокадры плазменного шнура коррелируют со снимками спектрометров. Удалось различить основные легкие примеси после лавинной ионизации и в конце разряда, а основная часть излучения испускается во время нагрева плазмы на стадий ионизации примесей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Visible wide angle view imaging system of KTM tokamak based on multielement image fiber bundle / B. Chektybayev, G. Shapovalov, A. Kolodeshnikov // Review of Scientific Instruments. – May 2015. – Vol. 86, Issue 5. – doi: 10.1063/1.4921475.
2. Батырбеков Э.Г., Азизов Э.А., Тажибаева И.Л., Шаповалов Г.В., Казахстанский токамак материаловедческий. Основные параметры и системы, направления исследований и международное сотрудничество. – учебное пособие, М: НИЯУ МИФИ, 2016. – 112 с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках проведения работ по подготовке к проведению физического пуска токамака КТМ была проведена настройка, установка и калибровка оптических диагностик. В ходе экспериментальной кампании по проведению физического пуска токамака КТМ проведены измерения спектров излучения плазмы в видимой области (380–700 нм) с помощью спектрометра USB2000+, которые показали, что в плазме токамака КТМ кроме наличия линий рабочего газа (H α 656,3 нм, H β 486,1 нм, H γ 434,1 нм), также присутствовали линии легких примесей (C, O, N) в разных ионизационных состояниях. Присутствие углерода в ходе разрядов объясняется тем, что ВК токамака КТМ была частично облицована графитовыми тайлами. Наличие азота и кислорода в плазменном разряде говорит о недостаточной очистке ВК КТМ перед разрядами. Наличие данных элементов в плазме возможно значительно повлияло на параметры полученного разряда. По данным с монитора излучения линий водорода хорошо определяются стадия пробоя и окончания разряда, зарегистрированное время которых хорошо коррелирует с данными с других диагностик. По измерениям с системы видеонаблюдения определена форма и положение плазменного шнура в динамике.

По результатам измерения у оптических диагностик был выявлен ряд технических недостатков, таких как низкое спектральное разрешение (около 5 нм) и высокое временное разрешение (35 мс), которые недостаточны для более точного измерения параметров плазмы. В соответствии с этим были подготовлены технические предложения по модернизации оптических диагностик.

Данная работа выполнена в рамках тем «Исследование процесса формирования плазменного шнура токамака КТМ в режиме омического нагрева», «Определение параметров плазмы с использованием физических диагностик и расчетных методов» мероприятий «Научно-техническое обеспечение экспериментальных исследований на казахстанском материаловедческом токамаке КТМ».

3. Binfu Gao, Rui Ding, Hai Xie, Long Zeng, Ling Zhang, Baoguo Wang, Changjun Li, Dahuan Zhu, Rong Yan, Junling Chen. Plasma-facing components damage and its effects on plasma performance in EAST tokamak // Fusion Engineering and Design. – Volume 156. July 2020. 111616.
4. C. Arnas, J. Irby, S. Celli, G. De Temmerman, Y. Addab, L. Couëdel, C. Grisolia, Y. Lin, C. Martin, C. Pardanaud, S. Pierson. Characterization and origin of large size dust particles produced in the Alcator C-Mod tokamak // Nuclear Materials and Energy. – Volume 11. Pages 12–19.
5. Источник излучения CAL 2000 // руководство по эксплуатации. <https://oceanoptics.com/wp-content/uploads/cal2000.pdf>
6. Кашикбаев Е.А., Чектыбаев Б.Ж., Садыков А.Д., Жунисбек С.А. / Экспериментальные результаты измерения электронной плотности плазмы на токамаке КТМ // Вестник НЯЦ РК. – 2019 г. – 3. – С. 4.
7. Горбунов А.В., Ключников Л.А., Коробов К.В. Спектр излучения плазмы токамака Т-10 в видимом диапазоне». ВАНТ. Сер. Термоядерный синтез, 2015, т.38, – вып. 2. – С. 63–67.
8. Zhou Qian, Wu Zhenwei, Huang Juan. The Spectroscopic Systems for the Study of Light Impurity Particle Transport in the HT-7 Tokamak. Plasma Science and Technology, Volume 9, Number 1, February 2007.
9. А.Н. Зейдель, В.К. Прокофьев, С.М. Райский, В.А. Славный, Е.Я. Шрейдер «Таблица спектральных линий». – Москва, 1977 г.
10. А.Р. Стриганов, Н.С. Свинтицкий «Таблицы спектральных линий нейтральных и ионизованных атомов». – Москва, 1966.

ҚТМ ТОКАМАГІНІҢ ФИЗИКАЛЫҚ ІСКЕ ҚОСУДЫҢ ЕКІНШІ САТЫНДА СПЕКТРДІҢ КӨРІНЕТІН АРАЛЫҒЫНДА ОПТИКАЛЫҚ ДИАГНОСТИКАМЕН ПЛАЗМА ПАРАМЕТРЛЕРІН ӨЛШЕУ

С.А. Жүнісбек, Б.Ж. Чектыбаев, А.Д. Садыков, Е.А. Кашикбаев

ҚР ҰАО РМК «Атом энергиясы институты» филиалы, Курчатов, Қазақстан

Мақалада ҚТМ токамагінің оптикалық диагностикасының сипаттамалары және олардың көмегімен алынған ҚТМ токамагінің плазма параметрлерін өлшеу нәтижелері сипатталған. Плазмалық разряд параметрлерін өлшеу ҚТМ токамақты физикалық іске қосудың екінші кезеңіндегі жұмыс шеңберінде жүргізілді. Алынған эксперименттік мәліметтер негізінде плазманың элементтік құрамы көрінетін аралықта (380–700 нм) сызықтық сәулеленуді өлшеу арқылы бағаланды, плазманың бұзылу сәті анықталды және плазма бағанының жағдайы мен формасына баға беру іске асырылды.

MEASUREMENT OF PLASMA PARAMETERS BY OPTICAL DIAGNOSTICS IN THE VISIBLE SPECTRUM RANGE AT THE SECOND STAGE OF PHYSICAL START-UP OF THE TOKAMAK KTM

S.A. Zhunisbek, B.Zh. Chektybayev, A.D. Sadykov, E.A. Kashikbayev

Branch “Institute of Atomic Energy” RSE NNC RK, Kurchatov, Kazakhstan

The article describes the characteristics of optical diagnostics of the tokamak KTM and the results of measuring the plasma parameters of the tokamak KTM obtained with their help. The measurements of the parameters of the plasma discharge were carried out as part of the work at the second stage of the physical start-up of the tokamak KTM. Based on the obtained experimental data the elemental composition of the plasma was estimated by measuring line radiation in the visible range (380–700 nm), the moment of plasma breakdown was determined and the position and shape of the plasma column was estimated.

УДК 621.039.531

ФРАКТОГРАФИЯ ОБЛУЧЕННОЙ В РЕАКТОРЕ БН-350 СТАЛИ 12Х18Н10Т ПОСЛЕ МЕХАНИЧЕСКИХ ИСПЫТАНИЙ ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ 350 И 450 °С

Диков А.С., Акаев С.О., Дикова Л.А., Кислицин С.Б., Фирсова В.В.

РГП «Институт ядерной физики» МЭ РК, Алматы, Казахстан

dikov@inp.kz

Представлены результаты фрактографического исследования поверхности разрушения образцов облученной стали 12Х18Н10Т после испытаний на растяжение при температурах 24, 350, 450 °С. Образцы для исследований были изготовлены из грани чехла отработавшей тепловыделяющей сборки реактора БН-350. На основе многоуровневого подхода физической мезомеханики сделана попытка объяснения снижения пластичности стали с повышением температуры механических испытаний. По результатам анализа сделан вывод о том, что снижение пластичности стали с повышением температуры испытаний обусловлено квазиоднородным распределением напряжений в области локализации деформаций, чему способствовало локальное повышение пористости материала вызванное аккомодационными процессами поворотного типа.

Ключевые слова: аустенитная сталь, пластичность, аккомодация, фрактография, микроструктура.

ВВЕДЕНИЕ

Фрактографические исследования изломов облученных и необлученных сталей и сплавов показывают, что сравнительно небольшие изменения внешних условий (температура, давление) сказываются на количественных параметрах характеризующих структуру поверхности разрушения материалов. Изменяется доля вязкой составляющей, типы и форма ямок формирующих микрорельеф разрушения и др. [1]. Такими структурными перестроениями зачастую объясняется изменение характеристик прочности и пластичности материала.

Согласно многоуровневого подхода физической мезомеханики [2], локальные структурные перестроения приводят к изменению в распределении (нормальных и касательных) напряжений и деформаций в материале. В сталях с низким содержанием легирующих элементов, это способно вызвать задержку макролокализации деформации и повысить прочностные и пластические характеристики [3]. Однако, в сталях с высоким содержанием легирующих элементов и обладающих возможностью полиморфного превращения, перераспределение полей напряжений может иметь обратный эффект. В данной работе представлены результаты исследования особенностей структуры поверхности разрушения стали 12Х18Н10Т, облученной нейтронами в реакторе БН-350, формирующихся при температурах 350 и 450 °С.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились на образцах стали 12Х18Н10Т вырезанных из грани чехла отработавшей ТВС Н214/1 реактора БН-350. Участок из которого были вырезаны образцы облучался при температуре ~400 °С. За время облучения повреждающая доза составила 2–3 сна при скорости набора дозы ~0,5·10⁻⁸ сна/с.

Изучение структуры поверхности разрушения стали проводилось на образцах испытанных на одно-

осное растяжение при температурах 24, 350 и 450 °С. Условия испытаний более подробно представлены в работе [4].

Исследования поверхности разрушения стали осуществляли методом сканирующей электронной микроскопии на оборудовании Hitachi TM4000. Параметры поверхности разрушения определяли используя методы фрактографического анализа [5, 6].

РЕЗУЛЬТАТЫ

По результатам механических испытаний на растяжение, проведенных при температурах 24, 350, 450 °С установлено, что повышение температуры испытаний до 350–450 °С приводит к снижению пластичности облученной стали 12Х18Н10Т. Это выражается в снижении величины относительного удлинения до разрушения. Зависимость изменения пластичности стали с повышением температуры представлена на рисунке 1.

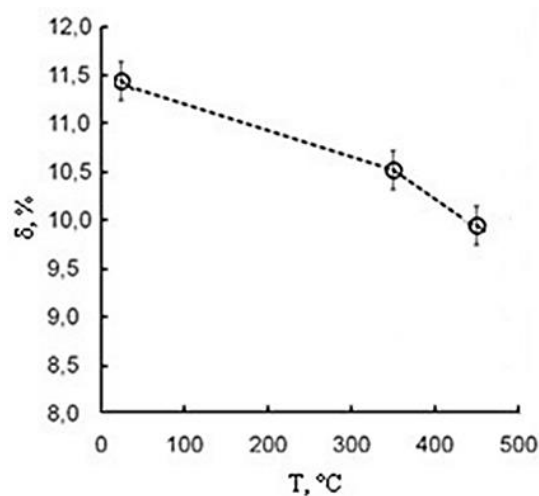


Рисунок 1. Изменение пластичности облученной стали 12Х18Н10Т испытанной на растяжение при разных температурах [4]

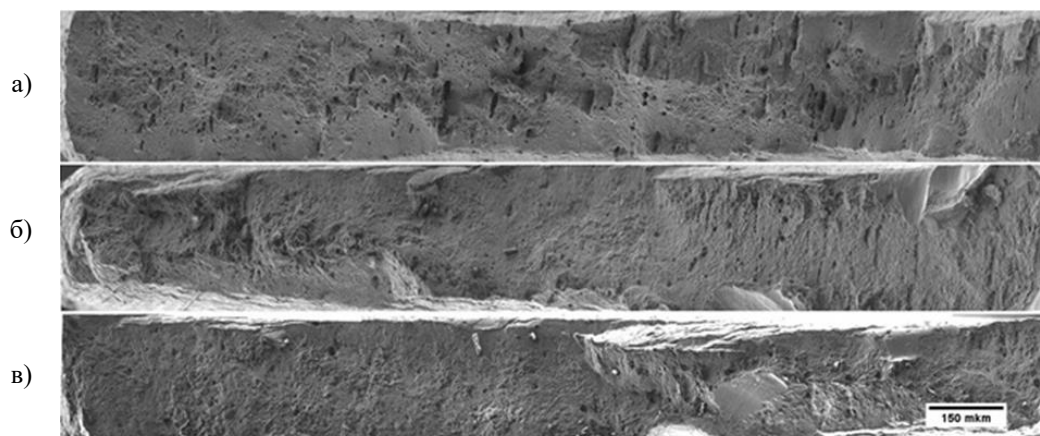
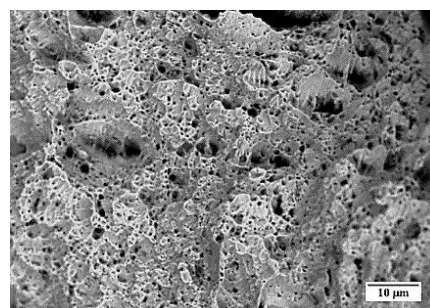


Рисунок 2. Поверхность разрушения образцов стали 12Х18Н10Т после испытаний при температурах 24 °С (а), 350 °С (б) и 450 °С (в)

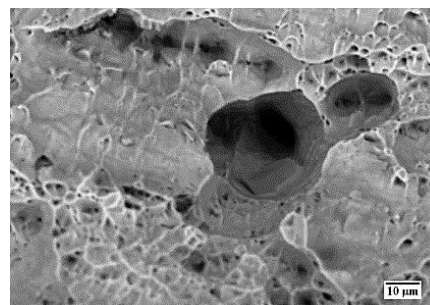
Для выявления причин снижения пластичности были изучены поверхности изломов испытанных образцов. Снимки поверхности разрушения представлены на рисунке 2.

Макрорельеф излома образцов, испытанных при разных температурах, имеет признаки характерные для вязкого разрушения – матовость и шероховатость поверхности. Основная плоскость разрушения ориентирована перпендикулярно к оси растяжения. Повышение температуры испытаний приводит к усложнению макрорельефа. На поверхности разрушения появляются так называемые зоны утяжки материала. Они образуют дополнительные плоскости разрушения, которые ориентированы под углом $\sim 45^\circ$ к оси растяжения. Размеры этих зон занимают $\sim 20\%$ видимой площади излома. Поверхность разрушения образцов испытанных при комнатной температуре содержит большое количество несплошностей образованных путем линейного слияния микропустот (крупных ямок). С повышением температуры испытаний размеры несплошностей и их количество заметно снижаются. Выявленные различия в макрорельефе изломов, указывают на смену механизма разрушения с повышением температуры испытаний.

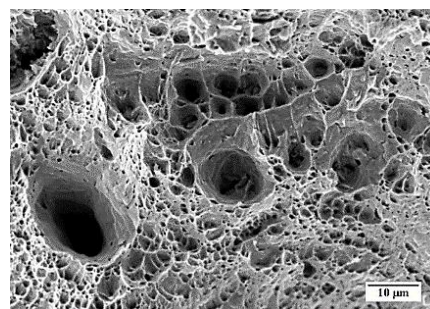
Микроструктура изломов стали после испытаний при разных температурах характеризуется ямочным микрорельефом (рисунок 3). Форма ямок основной плоскости излома равноосная с разной степенью развития. В изломах стали, испытанных при температурах 350 и 450 °С, помимо равноосных ямок, присутствуют ямки сдвига, они расположены в местах утяжки материала. В зависимости от природы образования размеры ямок достигают 13 мкм^2 (здесь и далее за размер принимать площадь). На стенках ямок отчетливо видны волнистые линии, свидетельствующие о росте ямок по механизму скольжения. Это указывает на высокую локальную пластичность материала. На дне крупных ямок присутствуют частицы вторичных фаз, являющиеся очагом их зарождения.



а)



б)



в)

Рисунок 3. Микроструктура поверхности разрушения стали 12Х18Н10Т после испытаний на растяжение при температурах 24 °С (а), 350 °С (б) и 450 °С (в)

Частицы имеют правильную форму, их поверхность без следов пластической деформации. Ямки меньшего размера не содержат включений в основании, что косвенно может указывать на иную природу их происхождения, например, дислокационные скопления. В процессе роста ямок происходит их слияние, что приводит к формированию несплошностей на поверхности разрушения. Размеры несплошностей от 20 до 80 мкм². Несплошности образованные при комнатной температуре испытаний глубокие и не содержат перегородок что свидетельствует о завершении процесса их формирования.

После испытаний при температурах 350 и 450 °С, несплошности неглубокие и имеют перегородки между ямками. На внутренних стенках некоторых несплошностей имеются линии скольжения. В их основании наблюдаются вторичные фазовые образования, являющиеся очагом их зарождения. Несплошности, как и крупные ямки, окружены сеткой сформированной из гребней отрыва микроскопических равноосных ямок. Присутствие большого количества микроскопических ямок указывает об увеличении мест их зарождения. По всей видимости, с повышением температуры испытаний, в процесс образования микропустот включаются более мелкие частицы или другие структурные дефекты. Отличительной особенностью микроструктуры излома, полученного при температуре 450 °С, является наличие цепочек мелких ямок, обрамляющих гребни отрыва крупных микропустот.

ОБСУЖДЕНИЕ

По результатам микроструктурных исследований поверхности разрушения исследуемой стали, были установлены следующие особенности поведения материала под нагрузкой при разных температурах.

Излом образца стали испытанного при температуре 24 °С имеет одну плоскость разрушения, которая ориентирована перпендикулярно к оси растяжения. Зарождение микропустот происходит на границах раздела «материал – частица», о чем свидетельствуют частицы вторичных фаз наблюдаемые на дне ямок. Рост микропустот осуществляется скольжением дислокаций, на что указывают волнистые линии на их стенках. Слияние микропустот происходит линейно в местах коагуляции частиц вторичных фаз, и приводит к локальному расслоению материала. Таким образом, разрушение стали при 24 °С является однородным по микромеханизму «отрыва» при слиянии и росте микропустот под действием растягивающих напряжений [7, 8].

С повышением температуры испытаний до 350–450 °С вязкость разрушения сохраняется. Однако, в процессе деформации материала, происходит смена микромеханизма разрушения. На это указывает два фактора: незавершенность образования несплошностей, они неглубокие и имеют перегородки между ямками, а также наличие дополнительных плоскостей разрушения, которые ориентированы под углом

~45° к оси растяжения. Эти плоскости образованы под действием касательных напряжений и указывают на сдвиговый механизм разрушения по типу «срез». Следовательно, в процессе разрушения механизм отрыва под действием касательных напряжений сменяется механизмом сдвига. Дальнейшее скольжение дислокаций протекает по плоскостям наибольших касательных напряжений.

Обращает внимание появление сетки из гребней отрыва микроскопических ямок, а также присутствие ямок на поверхности крупных микропустот, указывающее на повышение локальной пористости материала. Как показано в работе [9], повышение пористости приводит к неоднородности механического поля и содействует образованию градиентов локальных напряжений. В результате, в материале возникает неблагоприятное сочетание касательных и нормальных напряжений, что приводит к нарушению его прочности.

Согласно [6], появление микроскопических ямок на поверхности крупных микропустот указывает на то, что в процесс их образования включаются более мелкие частицы. Для подтверждения роли мелких частиц в формировании пористости, проведены структурные исследования поверхности образцов стали. На рисунке 4 представлена микроструктура стали 12Х18Н10Т после испытаний на растяжение при температурах 24, 350 и 450 °С, выявленная вблизи места разрушения и на расстоянии ~2 мм.

Микроструктура на удалении ~2 мм показана на рисунке 4-а, б, в. Видно, что с повышением температуры наблюдается увеличение числа частиц вторичных фаз, размерами от 0,2 до 3 мкм². Они имеют преимущественно правильную форму и сосредоточены по границам и в местах стыка трех и более зерен. Вблизи места разрушения, рисунок 4-г, д, е, так же выявлены следы присутствия частиц вторичных фаз. Однако, их размеры составляют ~1–3 мкм². Следов присутствия частиц с размерами менее 1 мкм в области разрушения не выявлено. Это позволяет предположить, что вторичные фазовые образования имеют косвенное отношение к формированию микропористости наблюдаемой в изломах полученных при температуре 450 °С.

Обращает внимание вытянутость зерен аустенита в области локализации деформаций, рисунок 4-г, д, е. Такое «вытягивание» зерен указывает на аккомодационные процессы поворотного типа активно протекающие в области локализации деформаций. Согласно [10, 11], одним из основных механизмов пластической деформации, на мезоуровне, является ротационное движение некоторых частей деформируемых тел, например, поворот зерна во всем своем объеме относительно соседнего зерна или окружающей матрицы. На рисунке 5 представлена схема, объясняющая возможность повышения пористости материала при повороте зерна как целого.

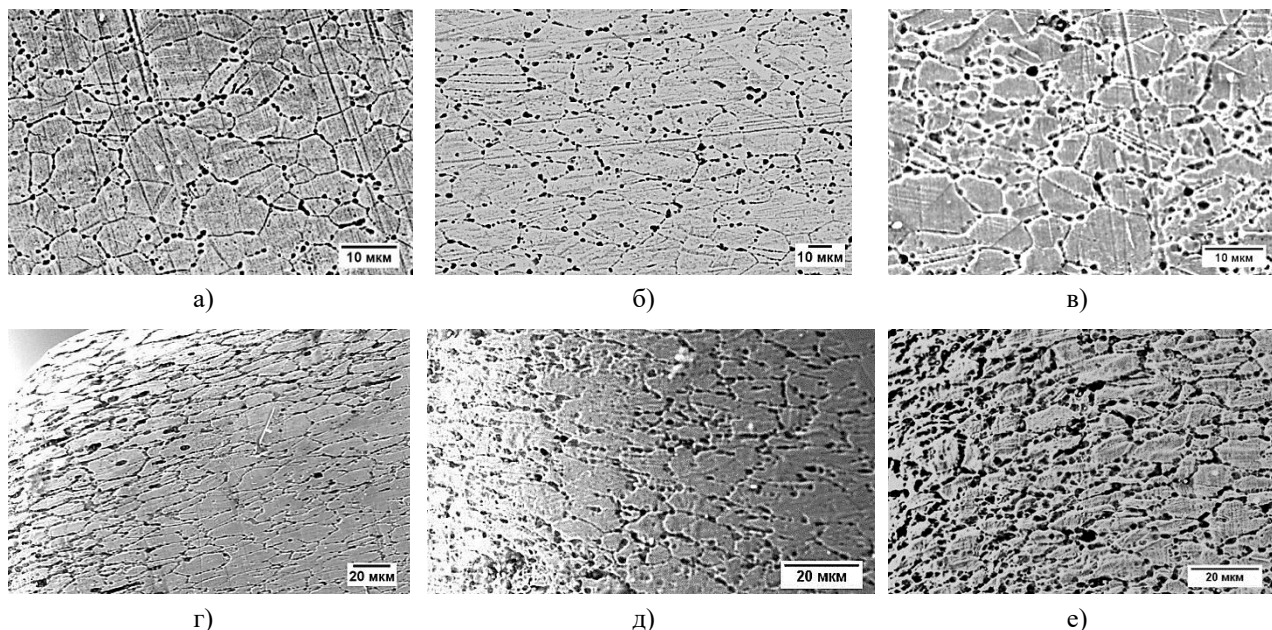


Рисунок 4. Микроструктура стали 12Х18Н10Т после испытаний на растяжение при температурах 24 °С (а, г), 350 °С (б, д) и 450 °С (в, е), выявленная на расстоянии ~2 мм (а, б, в) и вблизи места разрушения (г, д, е)

Прикладываемые напряжения стимулируют в материале процессы зернограницного проскальзывания, которые способны инициировать поворот зерна.

Движущей силой, обуславливающей поворот зерен, может послужить снижение упругой энергии взаимодействия дислокаций [11], в этом случае поворот будет постепенный. Приспосабливаясь к изменяющимся условиям, зерно может изменить свою форму и вытянуться по направлению прикладываемых напряжений. На снимках микроструктуры, полученных вблизи места разрушения (рисунок 4-г, д, е), наблюдается «вытягивание» аустенитных зерен в направлении к прикладываемым напряжениям. Также, по границам зерен наблюдаются микропустоты. Они, как и зерна, имеют вытянутую форму.

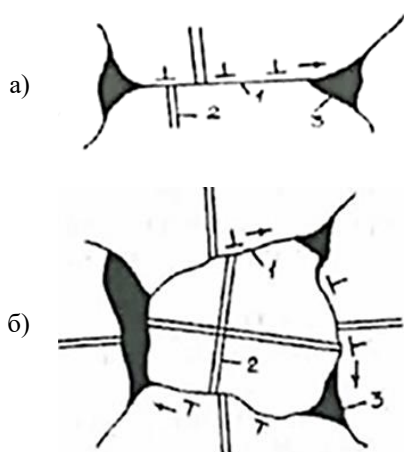
При снижении упругой энергии внешнего поля [12], возможен поворот зерна как целого, т.е. во всем своем объеме относительно окружающей матрицы. В результате, присутствующие в материале зернограницные дефекты (такие как «микропустоты») и (или) дислокационные скопления растут и образуют микроскопические поры. Косвенным подтверждением образования микроскопических ямок по механизму поворота зерна как целого, может служить отсутствие частиц вторичных фазовых выделений в основании микроскопических ямок наблюдаемых в изломе.

Совокупность полученных результатов позволяет сделать вывод, что снижение пластичности стали с повышением температуры испытаний может быть обусловлено сменой механизма разрушения под действием касательных напряжений, чему способствовало локальное повышение пористости материала в результате аккомодационных процессов поворотного типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа результатов фрактографических исследований структуры поверхности разрушения облученной стали 12Х18Н10Т установлено, что при температурах 350 и 450 °С происходит смена механизма разрушения на сдвиговой. Это обусловлено повышением локальной пористости материала, которое вызвано увеличением аккомодационными процессами поворотного типа. В результате в материале образуются градиенты локальных напряжений, приводящие к неоднородности механического поля, что приводит к снижению пластичности стали.

Работа выполнена в рамках программы целевого финансирования Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан № BR05236400.



1 – межзеренная граница, 2 – линия реперной сетки, 3 – пора

Рисунок 5. Схема поворота зерна во всем своем объеме [10] – зернограницное проскальзывание (а) и поворот зерна как целого (б)

ЛИТЕРАТУРА

1. Hohná A. Overview of Intergranular Fracture of Neutron Irradiated Austenitic Stainless Steels // *Metals.*, – 2017, – 7, – P. 392, (doi:10.3390/met7100392).
2. Трусов П.В., Шарифуллина Э.Р., Швейкин А.И. Многоуровневая модель для описания пластического и сверхпластического деформирования поликристаллических материалов // *Физ. мезомех.* – 2019. – Т. 22. – № 2. – С. 5–23.
3. Панин А.В., Леонтьева-Смирнова М.В., Чернов В.М. и др. Повышение прочностных характеристик конструкционной стали ЭК-181 на основе многоуровневого подхода физической мезомеханики // *Физ. мезомех.* – 2007. – Т. 10. – № 4. – С. 73–86.
4. Dikov A.S., Chernov I.I., Kislitsin S.B. Influence of the Test Temperature on the Creep Rate of 0.12C18Cr10NiTi Structural Steel Irradiated in the BN-350 Reactor // *Inorganic Materials: Applied Research*, – 2018, – 9(3), – P. 357–360.
5. Фрактография и атлас фрактограмм: Справ. изд. Пер. с англ. / Под ред. Дж. Феллоуза. – М.: Металлургия, 1982. – 490 с.
6. Балтер М.А., Любченко А.П., Аксенова С.И. и др. Фрактография – средство диагностики разрушенных деталей. – М.: Машиностроение, 1987. – 160 с.
7. Калинин Б.А., Платонов П.А., Тузов Ю.В. и др. Физическое материаловедение: учебник для вузов. Конструкционные материалы ядерной техники / под ред. Б.А. Калина. – М.: НИЯУ МИФИ, 2012. – Т. 6. – 736 с.
8. Модели и критерии механики разрушения / Ю.Г. Матвиенко. – М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. – 328 с.
9. Панин В.Е., Поляков В.В., Сыров Г.В., и др., Эволюция механизмов пластической деформации в пористых металлах // *Изв. вузов. Физика.* – 1995. – Т. 38, № 1. – С. 101–105.
10. Панин Е.В., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации твердых тел. – Новосибирск: Наука, 1985. – 230 с.
11. Рыбин В.В. Большие пластические деформации и разрушение металлов. – М.: Металлургия, 1986. – 224 с.
12. Неверов В.В., Житников П.П. Поворотные движения материала при сдвиговой пластической деформации тонких слоев // *Изв. вузов. Физика.* – 1989. – № 2. – С. 10–15.

BN-350 РЕАКТОРЫНДА СӘУЛЕЛЕНГЕН 350 ЖӘНЕ 450 °С ТЕМПЕРАТУРАДА МЕХАНИКАЛЫҚ СЫНАҚТАРДАН КЕЙІНГІ 12Х18Н10Т БОЛАТТЫҢ ФРАКТОГРАФИЯСЫ

А.С. Диков, С.О. Акаев, Л.А. Дикова, С.Б. Кислицин, В.В. Фирсова

ҚР Энергетика министрлігінің Ядролық физика институты, Алматы, Қазақстан

dikov@inp.kz

24, 350, 450 °С температурада созылу сынауларынан кейін сәулелендірілген болат 12Х18Н10Т сынамаларының сыну бетін фрактографиялық зерттеудің нәтижелері келтірілген. Зерттеулерге арналған үлгілер БН-350 реакторының пайдаланылған отын жинағының қабығының шетінен жасалған. Физикалық мезомеханиканың көпдеңгейлі тәсілі негізінде болаттың созылғыштығының төмендеуін механикалық сынақтар температурасының жоғарылауымен түсіндіруге әрекет жасалды. Талдау нәтижелері бойынша болаттың созылғыштығының төмендеуі сыналатын температураның жоғарылауымен деформациялардың локализация аймағындағы кернеулердің квази-біркелкі үлестірілуіне байланысты деп тұжырымдалды, бұл материалдың кеуектілігі аккомодативті айналмалы процестердің әсерінен жергілікті жоғарылауына ықпал етті.

FRACTOGRAPHY OF IRRADIATED STEEL 0.12C18Cr10NiTi IN A BN-350 REACTOR AFTER MECHANICAL TESTS AT TEMPERATURES OF 350 AND 450 °C

A.S. Dikov, S.O. Akayev, L.A. Dikova, S.B. Kislitsin, V.V. Firsova

Institute of Nuclear Physics Ministry of Energy RK, Almaty, Kazakhstan

dikov@inp.kz

The results are presented of a fractographic study of the fracture surface of samples of irradiated steel 0.12C18Cr10NiTi after tensile tests at temperatures of 24, 350, 450 °C. Samples for research were cut from the face of duct of spent fuel assemblies of fast neutron reactor BN-350. On the basis of a multilevel approach of physical mesomechanics, an attempt is made to explain the decrease in the ductility of steel with an increase in the temperature of mechanical tests. Based on the analysis results, it was concluded that a decrease in the ductility of steel with an increase in the test temperature may be due to quasi-uniform stress distribution in the area of localization of deformations, which was facilitated by the local increase in the porosity of the material caused by the accommodative processes of the rotary type.

УДК 550.34.06

**СОВРЕМЕННЫЙ МОНИТОРИНГ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ИЗ РАЙОНА
ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА ЛОБНОР ПО ДАННЫМ СЕТИ ИГИ РК**

Соколова И.Н., Великанов А.Е.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Приведены результаты детального анализа сейсмических событий в районе испытательного ядерного полигона Лобнор (КНР) и прилегающих территорий. Проведено сравнение качества определения основных параметров сейсмических событий в этом районе (время в очаге, координаты и магнитуда события) по бюллетеням Казахстанского национального центра данных (КНЦД) и China Earthquake Networks Center (CENC). Выявлено наличие карьерных взрывов из района полигона Лобнор в сейсмическом бюллетене КНЦД. По космоснимкам на территории полигона обнаружены угольные карьеры, в которых могут производиться промышленные взрывы небольшой мощности.

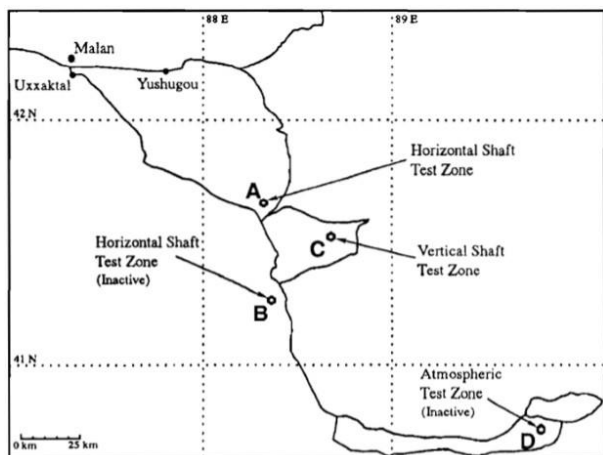
С середины 1994 г. в Казахстане функционирует современная цифровая сейсмическая сеть станций Института геофизических исследований (ИГИ), основной задачей которой является мониторинг ядерных испытаний в рамках международных договоров и соглашений о ядерном нераспространении [1]. Данные этой системы используются для глобального мониторинга ядерных взрывов и землетрясений. Они передаются в Международные центры для составления мировых сейсмологических бюллетеней (ISC, REB, EMSC, ГС РАН) и проведения научных исследований специалистами разных стран (IRIS/DMC), а также используются в задачах, стоящих перед Республиканской системой сейсмических наблюдений [1]. Функции сбора данных со станций сети ИГИ, обмена данными с Международными и Национальными центрами, обработки поступающих данных в разных режимах оперативности, проведения научных исследований в области сейсмологии, инфразвуковых наблюдений, геодинамики и др. выполняет созданный в 1999 г. в г. Алматы Центр данных (КНЦД). Начиная с середины 2002 г., КНЦД создает сейсмический бюллетень для региона Центральной Азии. В бюллетень KNDC включаются параметры не только тектонических землетрясений, но также параметров событий иной природы, например, карьерных взрывов, в связи с чем, проводится большая работа по сейсмическому распознаванию природы источников [2]. При создании интерактивного сейсмического бюллетеня используется разработанная Синевой З.И. [3] система обработки данных сейсмических групп и трехкомпонентных станций на основе программных пакетов SEATOOLS (предоставлены американским национальным центром), DATASCOPE и утилит, разработанных в КНЦД [3]. В процессе обработки используются глобальный годограф IASPEI-91, а также региональный годограф для Казахстана, построенный по данным калибровочных химических взрывов, эталонных подземных ядерных взрывов, произведенных на территории Семипалатинского испытательного полигона [4]. Для бюллетеня рассчитываются такие магнитуды, как: mb по объемным волнам с ис-

пользованием калибровочной кривой Вайта-Клаусона [5], региональная магнитуда mr_v с использованием региональной калибровочной кривой [6], MLH (M_s) по поверхностным волнам [7], энергетический класс K [8]. На регулярной основе проводится анализ событий сейсмического бюллетеня из районов испытательных ядерных полигонов Азии и прилегающих территорий (СИП, Лобнор, Чагай, Похаран, Пунгери) с целью мониторинга ядерных испытаний и их последствий.

Особый интерес представляет ближайший к Казахстану китайский испытательный полигон Лобнор, где последнее ядерное испытание проведено 29 июля 1996 г. Станции сейсмическая сеть ИГИ регулярно регистрируют сейсмические события из района полигона, в бюллетене они маркируются как землетрясения, но нельзя исключать, что на полигоне, наряду с тектоническими землетрясениями, происходят обрушения в ядерных полостях, техногенные землетрясения, карьерные взрывы, как это наблюдается на Семипалатинском испытательном полигоне [9]. Из-за удаленности станций ИГИ от полигона Лобнор (~760–2550 км) провести исследования, аналогичные выполненным для СИП, сложно. Интерес представляет оценка точности параметров сейсмических событий из района полигона: координат, глубины, магнитуды, - определяемых по данным сети станций ИГИ, оценка представительной магнитуды для района полигона. Этим вопросам посвящена данная статья.

ИССЛЕДУЕМЫЙ РАЙОН

Лобнорский испытательный ядерный полигон (ЛИЯП) расположен в провинции Синьцзян (Северно-Западный Китай), приблизительно в 600 км к юго-востоку от казахстанско-китайской границы. В период 1964–1996 гг. здесь проведено 47 ядерных испытаний, в том числе 3 наземных, 19 атмосферных и 25 подземных [10]. Подземные ядерные испытания проведены в скважинах и горизонтальных штольнях (рисунк 1). Максимальная мощность атмосферных ядерных взрывов достигала $Y=4$ Мт (17.11.1976 г.), подземных взрывов – $Y=660$ кт (21.05.1992 г.) [10].



Испытательные площадки: А – с горизонтальными туннелями (шtolьнями); В – с горизонтальными туннелями; С – с вертикальными скважинами; D – атмосферные

Рисунок 1. Схема китайского ядерного полигона Лобнор [12]

Полигон расположен в юго-восточной части Тянь-Шаня, вмещающей небольшие хребты Чельтаг и Куруктаг северо-западного простираения, и частично захватывает восточный край Таримской впадины. Поверхность впадины сложена рыхлыми песками, на окраинах – пролювиальными и аллювиальными отложениями. Коренные породы небольших горных хребтов в районе полигона представлены в основном конгломератами, песчаниками и небольшими телами гранитов. Район полигона Лобнор характеризуется сложной тектонической обстановкой. Через территорию полигона проходит крупный Джунгаро-Кунгеский и несколько второстепенных тектонических разломов северо-западного простираения согласно орогенным структурам Восточного Тянь-Шаня. Все эти разломы сейсмоактивны. С северной стороны полигона Лобнор расположена самая глубокая континентальная Турфанская впадина, через которую проходит крупный сейсмоактивный Восточно-Джунгарский разлом. В районе озера Алаколь к Восточно-Джунгарскому разлому пристыковывается Главный Чингизский разлом, подходящий со стороны Семипалатинского испытательного полигона [11].

Для данных исследований выбран район размером больший, чем территория полигона Лобнор, ограниченный координатами 39–43°N и 86–92°E. Самое сильное землетрясение на рассматриваемой территории произошло 16.10.1922 г. в 16:02:25.0, $\varphi=39,136^\circ$, $\lambda=89,751^\circ$, с магнитудой $M_w=6,3$, $h=10$, $I_0=76$ [13].

СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Основу сети мониторинга ИГИ составляют сейсмические группы (СГ) различной конфигурации, расположенные по периметру Казахстана, широкополосные сейсмические станции и инфразвуковые группы. Состав сети со временем менялся, в послед-

ние годы сеть включает 5 сейсмических групп, 8 трехкомпонентных станций и 3 инфразвуковые группы (рисунок 2).

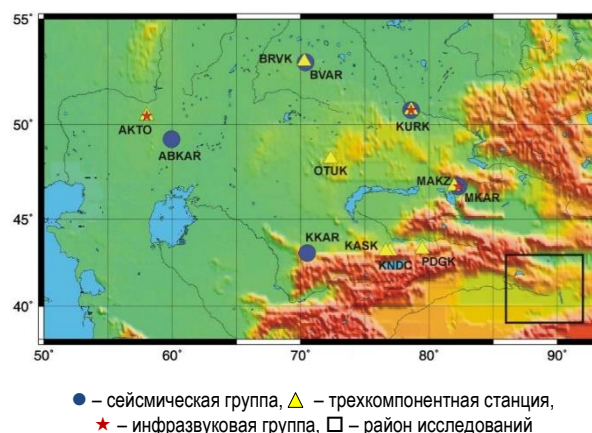


Рисунок 2. Расположение сейсмических станций ИГИ в 2020 г. относительно района исследований

Из рисунка 2, где показано расположение станций ИГИ относительно района исследований, видно, что ближайшими станциями ИГИ к полигону Лобнор являются СГ Маканчи (MKAR), 3-х компонентные станции Маканчи (MAKZ) и Подгорное (PDGK). Сейсмические группы, как правило, значительно превосходят трехкомпонентные станции по чувствительности и дальности регистрации событий и, кроме того, для определения параметров сейсмических событий на расстоянии до 1000 км достаточно иметь записи даже только одной группы. В связи с этим для обработки большинства сейсмических событий из района полигона Лобнор были использованы записи СГ Маканчи.

СГ Маканчи является сертифицированной (в январе 2002 г.) первичной сейсмической группой PS23 Международной системы мониторинга (ММ) [1], она расположена в 25 км к востоку от поселка Маканчи Урджарского района Восточно-Казахстанской области. В геологическом отношении СГ Маканчи размещена в пределах северо-восточной части гранитоидного массива верхнепалеозойского возраста ($yPzIII$), прорывающего эффузивно-осадочные отложения фаменского возраста ($D3fm$).

Сейсмическая группа является малоапертурной, состоит из 10 пунктов наблюдения, расположенных по двум окружностям радиусов ~500 м (внутренней) и ~2000 м (наружной) с одним центральным пунктом. На 9 пунктах в скважинах установлены однокомпонентные вертикальные сейсмометры GS21 (Geotech Instruments, США). Кроме того, имеется одна широкополосная трехкомпонентная станция MKAR (MK31) с сейсмометром CMG-3TB (Guralp) (до 2011 г. здесь был сейсмометр KS54000 СТВТО). Регистрирующая аппаратура – 24-битные АЦП AIM24S (Science Horizons, США) с частотой оцифровки 40 Гц.

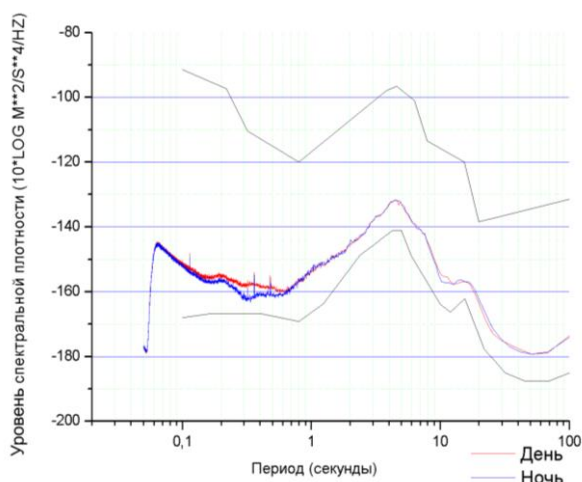
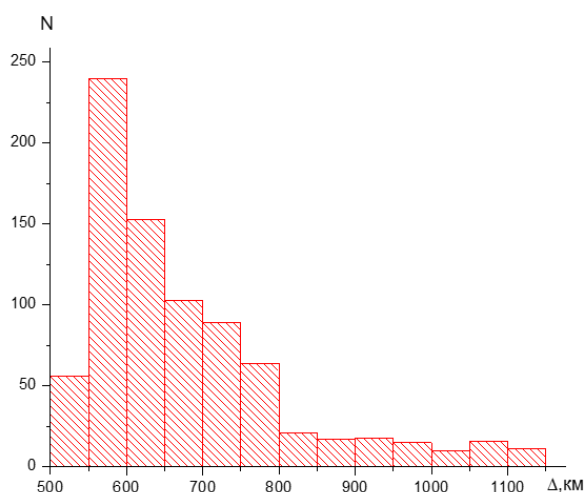


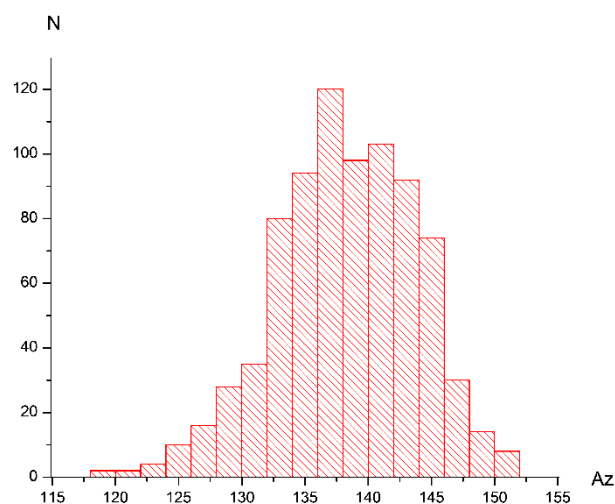
Рисунок 3. Спектральная плотность сейсмического шума СГ Маканчи

На рисунке 3 приведены кривые спектральной плотности сейсмического шума по Z компоненте сейсмометра на элементе группы MKAR (MK31) за дневное и ночное время суток в сравнении с мировыми моделями шума Петерсона. Разница между уровнями спектральной плотности шума в ночное и дневное время незначительна поскольку станция расположена вдали от техногенных помех. Из рисунка 3 следует также, что шумы станции MKAR близки к нижнеуровневой мировой модели шума, вследствие чего обеспечивается высокая эффективность станции при региональном и глобальном сейсмическом мониторинге [14].

На рисунке 4 приведены гистограммы эпицентральных расстояний и азимутов для сейсмических



а) эпицентральные расстояния



б) азимуты

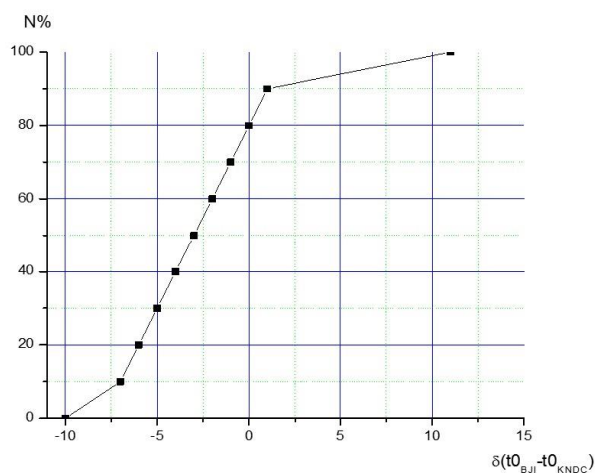
Рисунок 4. Эпицентральные расстояния и азимуты сейсмических событий из исследуемого района по данным СГ Маканчи

событий из исследуемого района, регистрируемых СГ Маканчи.

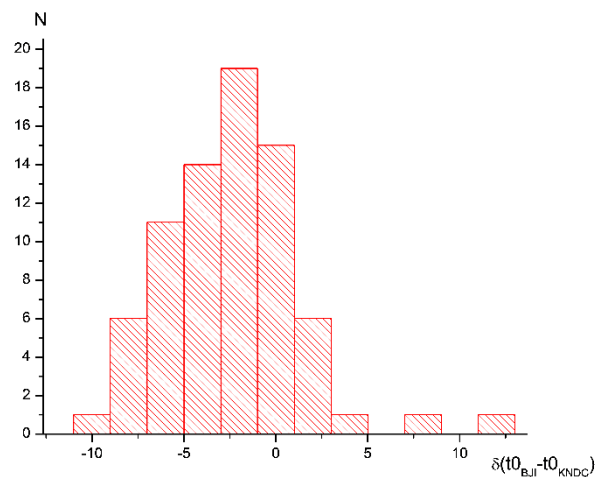
СРАВНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СОБЫТИЙ ПО ДАННЫМ СЕТИ ИГИ и КИТАЙСКОЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ СЕТИ

Станции сети ИГИ расположены на запад и северо-запад от исследуемого района на региональных расстояниях (рисунок 2). Около половины событий, зарегистрированных в районе полигона Лобнор, обработаны с использованием только данных СГ Маканчи, в связи с чем, важно установить точность определения параметров этих событий. Как правило, с такой целью используются калибровочные события. Однако после 1996 г. сейсмических событий, которые могли бы считаться эталонными, не установлено. Поэтому проведено сопоставление результатов локализации событий по данным станций ИГИ и Китайского центра сейсмических сетей (код ВЛ в бюллетенях ISC), станции которого расположены к полигону Лобнор ближе, чем казахстанские, и имеют лучший азимутальный охват. Из сейсмических бюллетеней KNDC и Китайского центра сейсмических сетей (China Earthquake Networks Center) [13] были отображены совпадающие события, для которых рассмотрена разница определений времени в очаге t_0 , координат и магнитуды mb .

Разница времени в очаге t_0 составила несколько секунд: максимальная +11 с, минимальная -10 с, медиана составляет -3 с. Как правило, значения t_0 по данным KNDC больше, чем t_0 по данным ВЛ. На рисунке 5-а для событий на полигоне Лобнор представлено интегральное распределение невязок времени в очаге $\delta(t_{0\text{ВЛ}} - t_{0\text{KNDC}})$, на рисунке 5-б – гистограмма невязок $\delta(t_{0\text{ВЛ}} - t_{0\text{KNDC}})$.

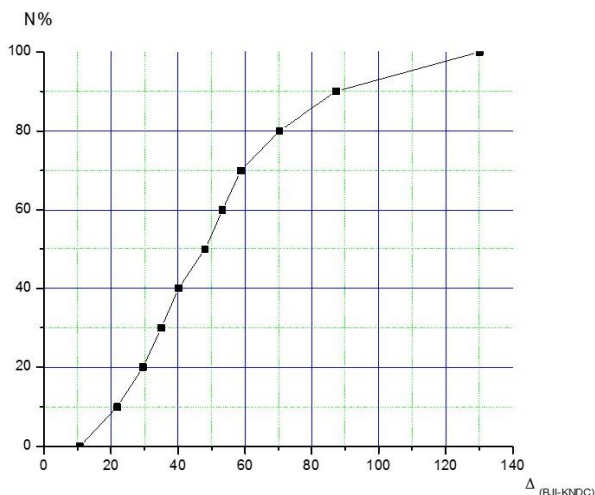


а) интегральное

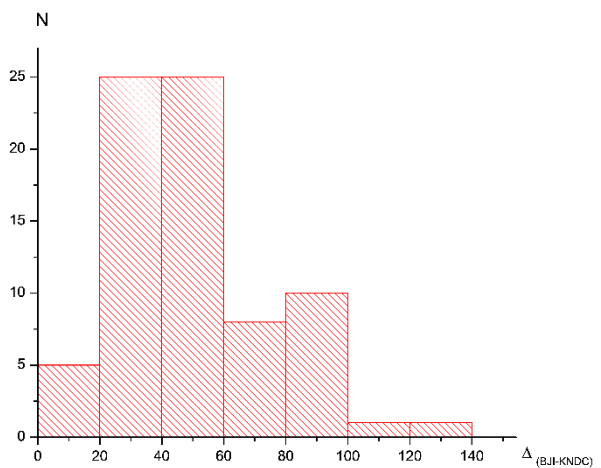


б) гистограмма

Рисунок 5. Распределение невязок времени в очаге $\delta(t_{0\text{BJI}} - t_{0\text{KNDC}})$ для событий на полигоне Лобнор



а) интегральное



б) гистограмма

Рисунок 6. Распределение расстояний между эпицентрами, определенными по данным KNDC и БJI, для событий на полигоне Лобнор

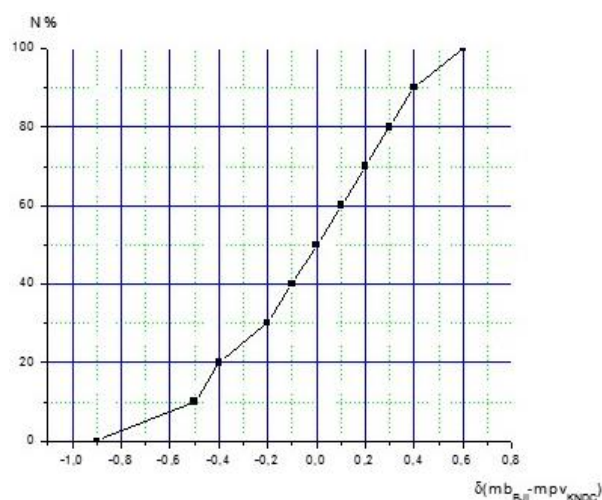
Из рисунка 5 следует, что большая часть невязок времени в очаге изменяется в диапазоне от -5 до 0 сек.

Разница координат (φ , λ). Разница координат по широте φ в основном отрицательная: максимальная $+1,0^\circ$, минимальная $-0,8^\circ$, медиана составляет $-0,3^\circ$. Большая часть невязок изменяется в диапазоне от $-0,5$ до 0° . Широта, определенная по данным KNDC больше, чем по данным БJI (большая часть невязок от 0 до $0,5^\circ$). Это объясняется расположением станций сети ИГИ к северу от полигона Лобнор. Разница по долготу λ в основном положительная: максимальная $+1,2^\circ$, минимальная $-0,8^\circ$, медиана составляет $0,2^\circ$. Долгота событий, определенная по данным KNDC, ниже λ по данным БJI, что связано с располо-

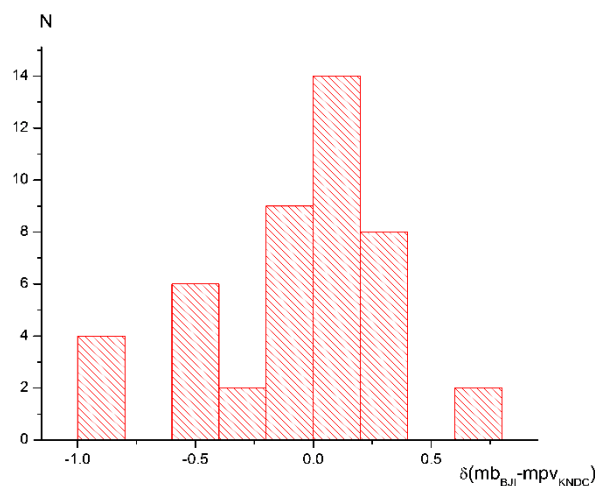
жением станций сети ИГИ к западу от полигона Лобнор. На рисунке 6-а для отобранных событий приведены значения расстояний между эпицентрами, определенные по данным KNDC и БJI, на рисунке 6-б – гистограмма расстояний между эпицентрами, определенных по данным этих центров.

Как следует из рисунка 6, расстояние между эпицентрами, определенное по данным сетей: минимальное – 11 км, максимальное – 130 км, медианное – 48 км. Большинство расстояний находится в диапазоне от 20 до 60 км.

Разница значений магнитуд mb . На рисунке 7-а приведено интегральное распределение невязок $\delta(mb_{\text{BJI}} - mb_{\text{KNDC}})$, на рисунке 7-б – гистограмма распределения невязок $\delta(mb_{\text{BJI}} - mb_{\text{KNDC}})$.



а) интегральное



б) гистограмма

Рисунок 7. Распределение невязок $\delta(mb_{BJI} - mpv_{KNDC})$ для событий на полигоне Лобнор

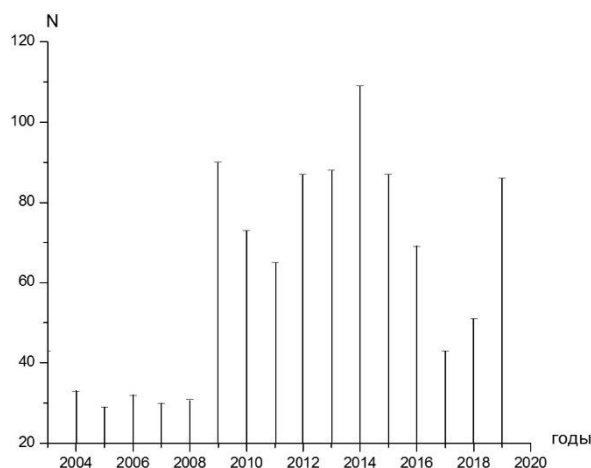


Рисунок 8. Количество зарегистрированных сейсмических событий из района полигона Лобнор по годам

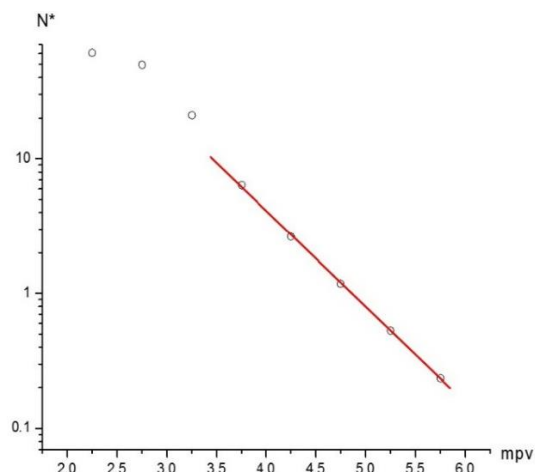


Рисунок 9. График повторяемости магнитуд сейсмических событий из района полигона Лобнор за 2002–2019 гг.

Из рисунка 7-б видно, что большая часть невязок приходится на диапазон значений от -0.2 до 0.5° .

Разница между значениями магнитуды mb , рассчитанными по данным ВЛ и mpv по данным ИГИ, небольшая, ее медиана составляет 0.

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОГО БЮЛЛЕТЕНЯ КНЦД ДЛЯ РАЙОНА ПОЛИГОНА ЛОБНОР

На рисунке 8 представлено количество событий из бюллетеня КНЦД для рассматриваемого района по годам. Видно, что, начиная с 2009 г., количество регистрируемых событий резко возросло.

На рисунке 9 приведен график повторяемости землетрясений согласно (*) на исследуемой территории за период 2002–2019 гг., представительная магнитуда за который составляет $mpv=2.5$.

$$\lg(N^*) = 3.47 - 0.71 \cdot mpv \quad (*)$$

Как следует из рисунка 9, наблюдается заметное преобладание сейсмических событий с магнитудами 2,5 и 3,0.

На рисунке 10 приведено распределение времени в очаге сейсмических событий из района полигона Лобнор за 2014 г. и 2019 г.

Анализ параметров сейсмических событий из района полигона Лобнор показал, что большинство событий произошло в рабочее время 6–13 ч GMT, причем в 2014 г. характерно преобладание $t0$ событий 6 и 12 ч, а в 2019 г. – $t0=6$ ч. Такое распределение характерно для районов, в которых кроме тектонических землетрясений, происходят карьерные взрывы.

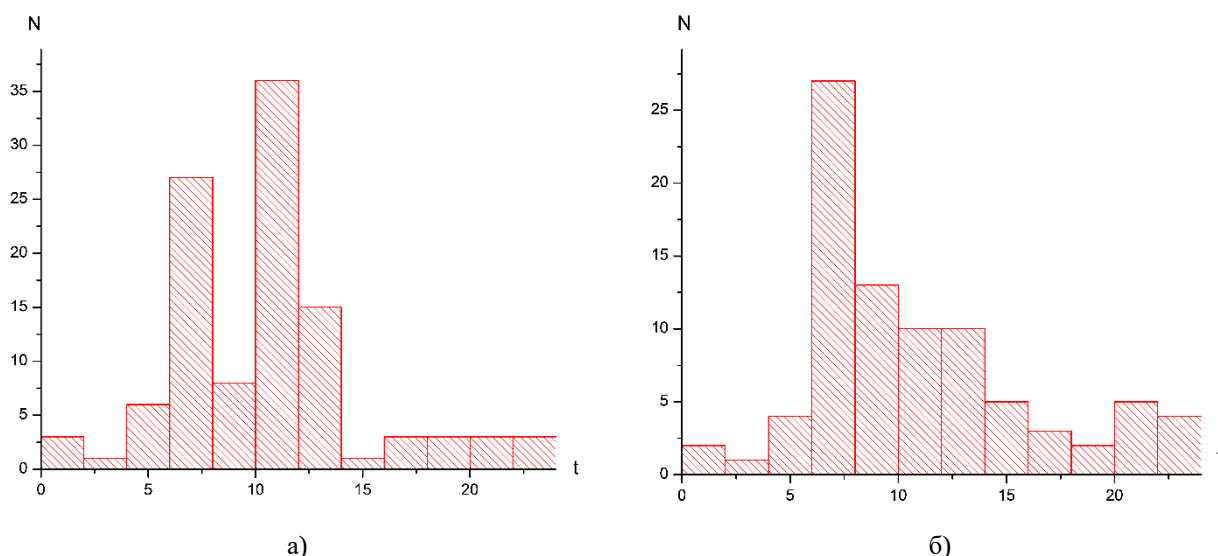


Рисунок 10. Распределение времени в очаге сейсмических событий из района полигона Лобнор за 2014 (а) и 2019 гг. (б)

О том, что большая часть событий из района полигона Лобнор может быть промышленными химическими взрывами, свидетельствует также распределение магнитуд mpv в зависимости от времени в очаге сейсмических событий из района полигона Лобнор за 2019 г. (рисунок 11): большинство событий, произошедших во взрывное рабочее время, имеют магнитуду $mpv=2\div3,2$. Анализ космоснимков изучаемой территории показал наличие действующих угольных карьеров.

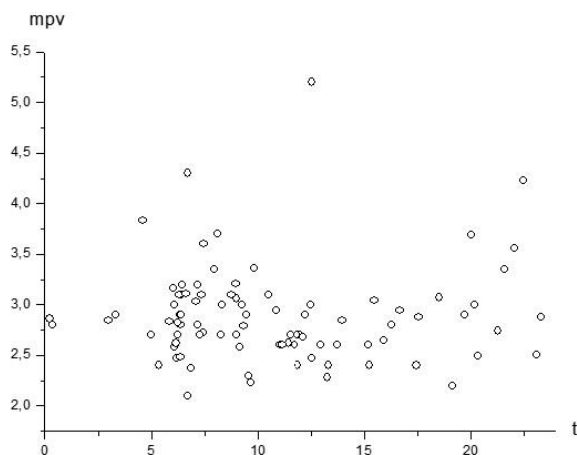


Рисунок 11. Распределение значений магнитуды mpv в зависимости от времени в очаге сейсмического события из района полигона Лобнор за 2019 г.

УГОЛЬНЫЕ КАРЬЕРЫ В РАЙОНЕ ПОЛИГОНА

На современных снимках высокого разрешения из SASPlanet в 15 км севернее площадки С, где проводились ядерные взрывы в вертикальных скважинах, расположен угольный разрез с неглубоким залеганием угольных пластов (рисунок 12). По спутнико-

вому снимку с восточной стороны угольного разреза видны небольшие воронки диаметром от 6–15 м до 30 м и провалы земной поверхности размерами от 40×40 м до 80×100 м в чехле рыхлых мезозойских отложений, которые не могут быть связаны с ядерными взрывами из-за их малых размеров. Образование таких воронок и провалов может быть объяснено окислением и, возможно, возгоранием угольных пластов под рыхлыми маломощными (10–15 м) отложениями.

В настоящее время на полигоне Лобнор в этом районе в 16–24 км на северо-восток расположено ещё четыре действующих угольных разреза, где производятся промышленные взрывы для добычи угля (рисунок 13).

Координаты угольных разрезов, приведенных на рисунке 13: 1) 41,7303° с.ш.; 88,7333° в.д.; 2) 41,8120° с.ш.; 88,8960° в.д.; 3) 41,7892° с.ш.; 88,9155° в.д.; 4) 41,7631° с.ш.; 88,9393° в.д.; 5) 41,7425° с.ш.; 89,0174° в.д.

На рисунке 14 приведены сейсмограммы одного из событий, которое с большой вероятностью может быть карьерным взрывом: 18.01.2019 г., $\varphi=42,3828^\circ$, $\lambda=88,0953^\circ$, $t_0=6:04:45$, $mpv=2,58$, станции PDGK (эпицентральный расстояние 712 км) и MKAR (эпицентральный расстояние 671 км). Записи, отфильтрованные узкополосным фильтром с центральной частотой 2,5 Гц. Карьерные взрывы обычно характеризуются максимальной магнитудой, не превышающей 3, и на расстоянии ~700 км, как правило, регистрируются очень плохо, что не позволяет сделать детальный анализ волновой формы и найти надежные дискриминанты в виде спектральных отношений амплитуд поперечных и продольных волн As/Ar, используя лишь записи станций сети ИГИ.



Рисунок 12. Снимок из [SASPlanet](#) района расположения угольного разреза, где с восточной стороны видны небольшие воронки диаметром от 6–15 м до 30 м и провалы земной поверхности размерами от 40×40 м до 80×100 м в чехле рыхлых мезозойских отложений, координата круглой воронки в центральной части снимка 41,73124° с.ш.; 88,73837° в.д.

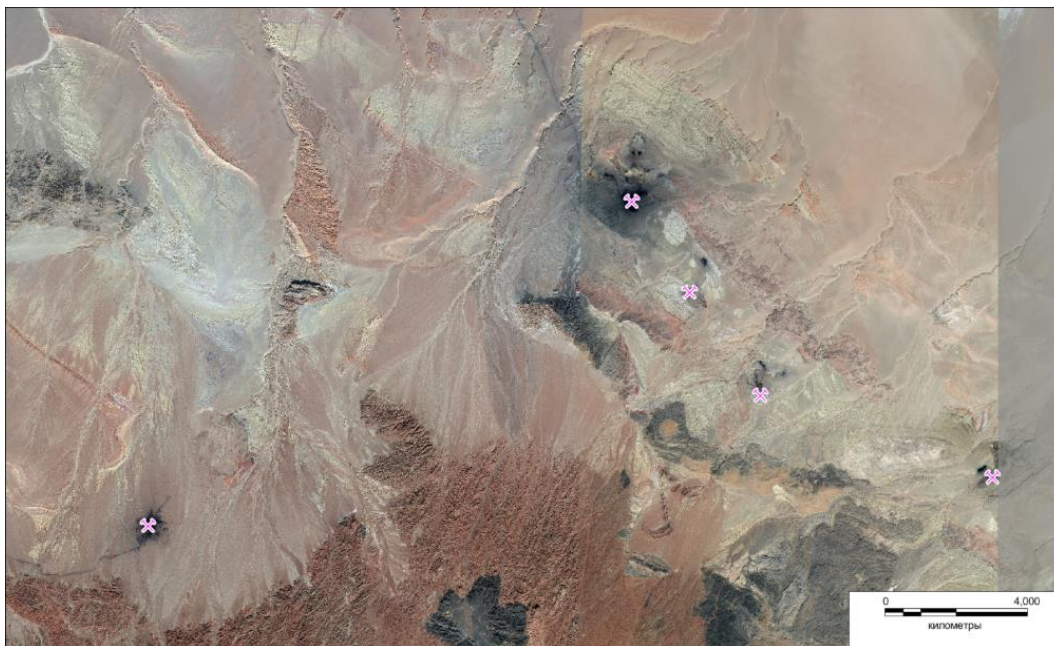


Рисунок 13. Снимок из [SASPlanet](#) района расположения 5 действующих угольных карьеров, расположенных северо-восточнее карьера на рисунке 12

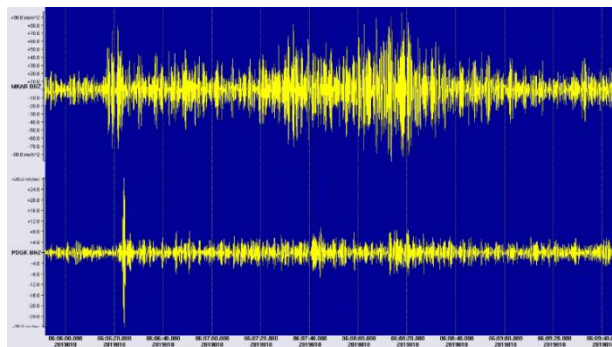


Рисунок 14. Сейсмограммы взрыва на полигоне Лобнор
18 января 2019 г., $\varphi=42,3828^\circ$, $\lambda=88,0953^\circ$, $t_0=6:04:45$,
 $m_{pv}=2,58$. Станции PDGK и MKAR. Z-компонента,
фильтр 2,5 Гц

Для надежного распознавания карьерных взрывов необходимо иметь эталонные карьерные взрывы и провести корреляционный анализ. Также полезным может быть использование информации инфразвуковой группы MKIAR, расположенной вблизи СТ MKAR.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mikhailova, I.N. Monitoring System of the Institute of Geophysical Research of the Ministry of Energy of the Republic of Kazakhstan / I.N. Mikhailova, I.N. Sokolova // Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre. – 2019. – Volume 53, Issue 1. – P. 27–38. – <https://doi.org/10.31905/RK46YGLU>.
2. Великанов, А.Е. Идентификация промышленных взрывов при оценке сейсмической опасности слабосейсмичных районов Казахстана / А.Е. Великанов, Г.С. Султанова, И.Л. Аристова, И.Н. Соколова, А.С. Мукамбаев // Вестник НЯЦ РК. – 2012. – Вып. 1. – С. 68–73.
3. Михайлова, Н.Н. Обработка данных сейсмических станций НЯЦ РК / Н.Н. Михайлова, З.И. Синева // Вестник НЯЦ РК. – 2002. – Вып. 2. – С. 64–68.
4. Михайлова, Н.Н. Годограф сейсмических волн по результатам регистрации сигналов от химических взрывов / Н.Н. Михайлова, И.Л. Аристова, Т.И. Германова // Вестник НЯЦ РК: Геофизика и проблемы нераспространения. – 2002. – Вып. 2. – С. 46–54.
5. Bormann, P. Magnitude of seismic events, in IASPEI / ed. P. Bormann // New Manual of Seismological Observatory Practice. – Potsdam: GeoForschungsZentrum, 2002. – Vol. 1. – P. 16–50.
6. Михайлова, Н.Н. Калибровочная функция для определения магнитуды MPVA землетрясений Северного Тянь-Шаня / Н.Н. Михайлова, Н.П. Неверова // Комплексные исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне. – Алма-Ата: Наука, 1986. – С. 41–47.
7. Инструкция о порядке производства и наблюдений на сейсмических станциях единой системы сейсмических наблюдений СССР. – М.: ИФЗ АН СССР, 1982. – 269 с.
8. Раутиан, Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях 3000 км / Т. Г. Раутиан // Труды ИФЗ АН СССР. – 1964. – № 32 (199). – С. 72–98.
9. Михайлова, Н.Н. Историческая и современная сейсмичность территории Семипалатинского испытательного полигона / Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова, Н.Н. Полешко // Геофизические процессы и биосфера. – 2020. – Вестник НЯЦ РК, вып. 2.
10. Database of nuclear tests, China–PRC [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.johnstonsarchive.net/nuclear/tests/PRC-ntests1.html>. свободный.
11. Великанова, А.А. Изучение записей землетрясений с очагами в районе ядерных полигонов Центральной и Южной Азии / А.А. Великанова, А.Н. Узбеков // Вестник НЯЦ РК. – 2013. – Вып. 3. – С. 128–135.
12. Gupta, V. Locating nuclear explosions at the Chinese test site near Lop Nor / V. Gupta // Science and Global Security, 1995. – 5, no 2. – P. 205–244.
13. International Seismological Centre [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk>, свободный.
14. Михайлова, Н.Н. Спектральные характеристики сейсмического шума по данным казахстанских станций мониторинга / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров // Вестник НЯЦ РК. – 2006. – Вып. 2. – С. 19–26.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным сейсмического бюллетеня KNDC проведен детальный анализ сейсмических событий из района испытательного полигона Лобнор и прилегающей территории. Определена представительная магнитуда для исследуемого района $m_{pv}=2,5$.

Сравнительный анализ параметров событий на полигоне Лобнор по бюллетеням КНЦД и Китайской региональной сети позволил оценить качество определения основных параметров сейсмических событий, таких как время в очаге, координаты и магнитуда. Установлено, что по данным станций ИГИ определение координат проводится с достаточно хорошей точностью, эпицентры смещены на северо-запад от эпицентров, определенных по данным Китайской региональной сети. Время в очаге запаздывает по сравнению с временем в очаге, определенным китайской сетью станций, тогда как магнитуда m_{pv} практически совпадает с m_b по данным китайских станций.

По космоснимкам обнаружено наличие на территории полигона угольных карьеров, в которых могут производиться промышленные взрывы небольшой мощности. Выявлено наличие карьерных взрывов в сейсмическом бюллетене КНЦД.

**ҚР ГЗИ ЖЕЛІСІНІҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША ЛОБНОР СЫНАҚ
ПОЛИГОНЫ АУДАНЫНАН ЗАМАНАУИ МОНИТОРИНГ**

И.Н. Соколова, А.Е. Великанов

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Лобнор (ҚХР) ядролық сынау полигонының және оның маңындағы аумақтардағы сейсмикалық оқиғаларды толық жете талдауының нәтижелері келтірілген. Қазақстандық ұлттық деректер орталығының (ҚҰДО) және China Earthquake Networks Center (CENC) бюллетеньдері бойынша осы аудандағы сейсмикалық оқиғалардың негізгі параметрлерін (ошақтағы уақытын, оқиғаның координаттары мен магнитудасын) анықтаудың сапасын салыстыру өткізілді. ҚҰДО сейсмикалық бюллетенінде Лобнор полигонының ауданында карьерлік жарылыстың болғаны анықталды. Космостық түсірулер бойынша полигонның аумағында көмір карьерлері анықталған, онда шағын қуатты өнеркәсіптік жарылыстар болуы мүмкін.

**CONTEMPORARY MONITORING OF SEISMIC EVENTS FROM THE LOP NOR
TEST SITE AREA BASED ON DATA FROM IGR RK NETWORK**

I.N. Sokolova, A.E. Velikanov

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The paper presents the results of a detailed analysis of seismic events in the vicinity of Lop Nor nuclear test site (PCR) and its adjacent areas. The quality of determination of main parameters of seismic events in this area (time in epicenter and event magnitude) was compared based on bulletins of Kazakhstan National Data Center (KNDC) and China Earthquake Networks Center (CENC). The presence of quarry explosions was detected from the Lop Nor test site area in KNDC seismic bulletin. Based on the space images, coal quarries were detected on the site's territory; in these quarries industrial explosions of a small yield can be carried out.

УДК 550.344

ВЗРЫВЫ БОЕПРИПАСОВ БЛИЗ Г. АРЫС ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКОЙ СЕТИ МОНИТОРИНГА

Сейнасинов Н.А., Михайлова Н.Н.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Исследован пример регистрации станциями мониторинга Института геофизических исследований взрывов на складах боеприпасов, произошедших 24.06.2019 г. близ г. Арыс на юге Казахстана. Сейсмическими и инфразвуковой станциями удалось проследить хронологию событий более, чем за сутки, параметризовать последовательность из более, чем 30 взрывов. Наибольшая сила взрывов по энергетическим классам составила 7,8. Результаты исследованных записей могут быть использованы при распознавании природы регистрируемых событий.

ВВЕДЕНИЕ

24.06.2019 г. близ г. Арыс прогремели взрывы на складах боеприпасов воинской части (рисунок 1) [1]. Город Арыс находится в 85 км от г. Шымкент с миллионным населением и 168 км от г. Туркестан – столицы Туркестанской области РК. Численность жителей в г. Арыс ~45 тысяч человек.



Рисунок 1. 24 июня 2019 г. в г. Арыс Туркестанской области Республики Казахстан [1]

Как позже напишут в СМИ [1, 2], первые сообщения на пульт противопожарной службы поступили утром в 09:20 по времени г. Нур-Султан о том, что на одном из арсеналов военных сил РК произошло возгорание, повлекшее разрывы части боеприпасов. На место происшествия сначала прибыли восемь единиц пожарной техники и десятки человек личного состава Департамента по чрезвычайным ситуациям области, а затем – порядка 800 военнослужащих Минобороны и 500 человек Национальной гвардии МВД г. Шымкент. Взрывы продолжались несколько часов, сопровождалась пожарами, разрушением до-

мов, дорог (рисунок 2), повреждением высоковольтных линий электропередач, имелось много разлетевшихся снарядов, в том числе неразорвавшихся, в ~7 600 домах выбиты стекла и повреждена кровля. Были погибшие и раненые. Взрывы вызвали также сейсмические сотрясения, аналогичные землетрясениям интенсивностью в 3–4 балла [3]. Подобные чрезвычайные происшествия происходили в данном районе и раньше. Так, 21.03.2009 г. близ г. Арыс произошел взрыв в одном из производственных помещений НПО «Казарсенал». Среди пострадавших и погибших — военные и гражданские лица. 08.11.2015 г. на полигоне близ г. Арыс во время уничтожения отходов. произошел взрыв после детонации взрывчатых веществ, в результате которого погиб 1 человек.



Рисунок 2. Фото разрушений от взрыва снарядов в г. Арыс. Фото сделано 25.06.2019 г.

Станции сети Института геофизических исследований (ИГИ) Министерства энергетики Республики Казахстан [4, 5] позволили в последние десятилетия провести изучение вклада событий взрывной приро-

ды в общую сейсмичность территории Казахстана на примере активных карьеров, разработать различные методы для надежного распознавания природы сейсмических событий и создания отдельных бюллетеней взрывов и землетрясений [6]. Вовлечение в изучение нового класса взрывных источников, в том числе представляющих угрозу для объектов и населенных пунктов Казахстана, остается актуальным для улучшения возможностей геофизического мониторинга безопасности.

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ ВЗРЫВОВ

24.06.2019 г. сеть сейсмических и инфразвуковых станций ИГИ зарегистрировала серию необычных сейсмических событий, начиная с 09:30 по времени г. Нур-Султан. На записях было видно, что события следуют одно за другим через небольшие промежутки времени (рисунок 3), что потребовало к ним особого внимания. Ближайшей к эпицентрам этих событий является сейсмическая группа Каратау [4], расположенная на удалении ~165 км. Конфигурация этой сейсмической группы, состоящей из девяти однокомпонентных и одной трехкомпонентной сейсмических станций, позволяет изучать и локализовать источники даже по одной этой группе. Поэтому, в первую очередь, проведен детальный анализ записей станции Каратау. На рисунке 3 приведена запись за один час после первого взрыва. Видны повторяющиеся четкие записи с очень похожей волновой картиной, свидетельствующей о том, что события происходят в одном и том же месте. Сила событий различна, о чем можно судить по динамическим параметрам записей.

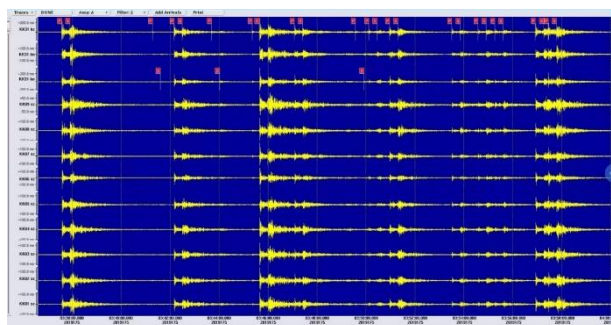


Рисунок 3. Запись сейсмической группой Каратау взрывов в течение примерно одного часа

Самое сильное событие (Рисунок 4) зарегистрировано в 09 часов 37 минут по местному времени (03 часа 37 минут по Гринвичу). По данным KNDC – Казахстанского национального центра данных, – координаты эпицентра этого взрыва: $42,4420^{\circ}$ с. ш., $68,7365^{\circ}$ в. д. Магнитуда $m_{pv}=3,44$. Энергетический класс $K=7,8$. [3].

Анализ расположения эпицентров событий по космоснимкам показал, что место с установленными координатами находится в северной части окраины

города Арыс (рисунок 5). Координаты центральной части огороженной территории военных складов, где произошли взрывы, составляют: широта – $42,46^{\circ}$ с. ш., долгота – $68,79^{\circ}$ в. д.

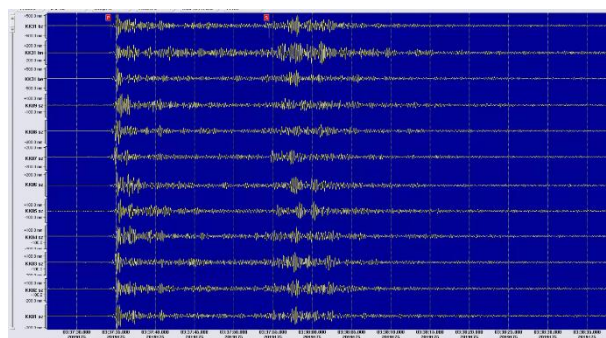
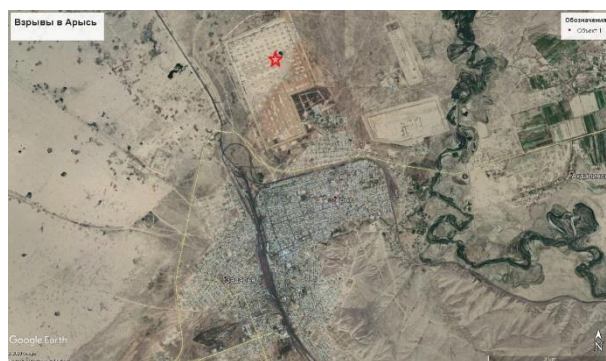


Рисунок 4. Записи сейсмической группой Каратау самого сильного взрыва 24 июня 2019 г. с энергетическим классом 7,8



★ – центральная часть огороженной территории военных складов; темное соседнее пятно – сгоревший участок территории складов

Рисунок 5. Место взрывов на космоснимке

Были проанализированы имеющиеся записи сети станций ИГИ и других сетей. Установлено, что из станций сети ИГИ взрывы регистрировала только ближайшая к ним сейсмогруппа Каратау. Кроме этой сейсмогруппы, ~30% событий регистрировала одна из станций сети Института сейсмологии Кыргызстана – ТКМ2 (Токмак). Наиболее сильный взрыв в 03.37 по GMT регистрировали 4 станции: Каратау, ТКМ2 (Токмак) и ААК (Ала-Арча) Института сейсмологии Кыргызстана и СНМ (Чумыш) СОМЭ МОН РК. Сейсмический бюллетень наиболее сильного взрыва представлен на фрагменте сводного сейсмического бюллетеня, составляемого в KNDC, на рисунке 6.

По всем событиям, зарегистрированным только одной сейсмической группой Каратау, с применением частотно-волнового ($F-k$) анализа [7] определено направление от группы на эпицентр событий, которое соответствует району г. Арыс. По азимуту и расстоянию локализованы их эпицентры. Пример результатов анализа для одного из событий приведен на рисунке 7.

Event 19175005 CENTRAL KAZAKHSTAN

Date	Time	Err	RMS	Latitude	Longitude	Sma1	Smin	Az	Depth	Err	Ndef	Nsta	Gap	mdist	Mdist	Qual	Author	OrigID	
2019/06/24	03:37:07.36	0.39	0.81	42.4420	68.7365	10.1	5.2	147	0.0	-1.0	8	0	182	1.46	5.06	a	uk	spec	19175005

Magnitudes

mb	mpv	class
3.72		
3.44		
7.82		

Sta	Dist	FvAz	Phase	Time	Tres	Azim	AzRes	Slow	SRes	Def	SNR	Amp	Per	Qual	mb	mpva	class	ArrID
KK31	1.46	62.6	P	03:37:34.303	-0.1	243.6	-0.2	16.5	0.6	TA	192.3	13.7	0.25	mc	3.48	3.59	7.73	91750323
KK31	1.46	62.6	S	03:37:54.474	0.0	243.4	-0.4	26.2	-2.6	TA	6.8	36.7	0.55	md				91750324
AAK	4.25	85.5	Pg	03:38:24.764	-0.3							2.9	0.70	md	3.52	3.12		91750325
CHM	4.45	80.8	Pg	03:38:28.915	0.1							3.9	0.60	mc	3.76	3.35		91750326
TKM2	5.06	82.3	Pg	03:38:40.995	0.9							12.5	1.15	mc	4.11	3.68		91750327
AAK	4.25	85.5	Lq	03:39:23.856	1.0							2.5	0.80	md			7.21	91750333
CHM	4.45	80.8	Lq	03:39:28.645	-0.7							7.7	0.85	mc			7.90	91750334
TKM2	5.06	82.3	Lq	03:39:47.247	-1.7							4.4	0.40	md			8.44	91750335

Рисунок 6. Фрагмент сводного сейсмического бюллетеня KNDC для наиболее сильного взрыва в Арыси

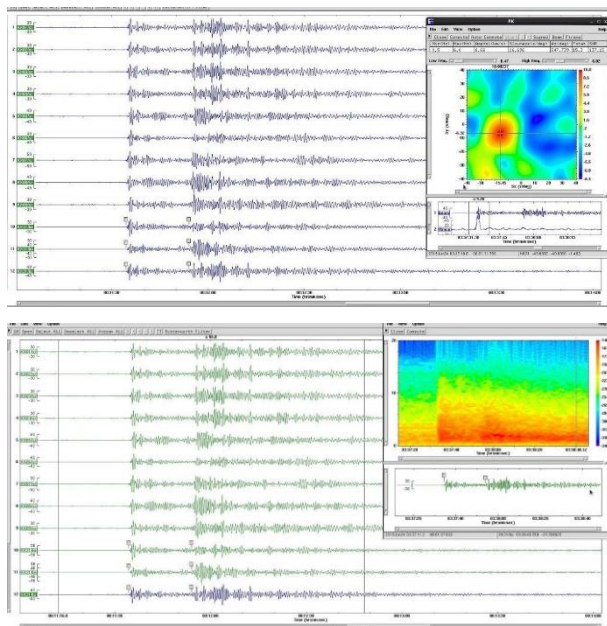


Рисунок 7. Результаты F-k анализа и спектрограммы записей сейсмической группы Каратау (программное обеспечение GEOTOOL, IDC СТ ВТО [7])

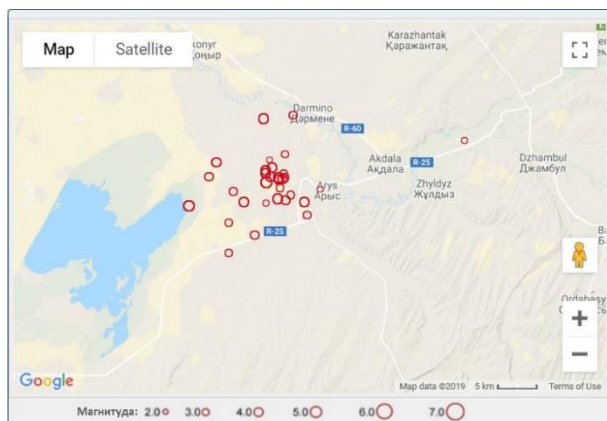


Рисунок 8. Эпицентры событий 24 июня 2019 г. в районе г. Арыс по данным сейсмических станций и KNDC Института геофизических исследований

На рисунке 8 показано расположение эпицентров всех событий за 24.06.2019 г., локализованных по данным, поступающим в KNDC. Всего по данным станций ИГИ удалось зарегистрировать, обработать

и локализовать более 30 взрывов. Почти 90% всех этих взрывов локализовано в радиусе ± 5 км от истинного местоположения эпицентров взрывов.

В нижеследующей таблице приведен фрагмент каталога взрывов на основе сводного бюллетеня KNDC [3]. Полученные данные позволяют проследить хронологию высвобождения энергии в серии произошедших взрывов.

Таблица. Фрагмент каталога взрывов по данным бюллетеня KNDC в районе г. Арыс 24 июня 2019 г.

Дата и время	Широта, ° N	Долгота, ° E	Mb	Mpv	K
24-06-19 3:29:46,68	42,4437	68,6278	3,0	3,03	6,5
24-06-19 3:37:07,36	42,4420	68,7365	3,72	3,44	7,8
24-06-19 3:40:49,41	42,4649	68,7224	2,24	2,35	5,0
24-06-19 3:41:42,03	42,4510	68,7168	3,36	3,46	6,9
24-06-19 3:43:14,72	42,4704	68,7403	2,56	2,69	6,0
24-06-19 3:44:57,75	42,4873	69,0273	2,27	2,57	7,2
24-06-19 3:46:37,54	42,4434	68,7259	3,35	3,45	7,2
24-06-19 3:49:05,87	42,3919	68,6593	2,66	2,69	5,7
24-06-19 3:49:39,80	42,4006	68,7811	2,83	2,95	6,0
24-06-19 3:50:30,90	42,4405	68,7367	3,48	3,32	7,2
24-06-19 3:53:02,19	42,3772	68,6982	3,02	3,06	7,1
24-06-19 3:54:07,33	42,4320	68,7382	2,92	3,03	6,4
24-06-19 3:54:49,01	42,4232	68,7547	2,92	3,03	7,1
24-06-19 3:56:27,62	42,4141	68,6827	3,43	3,49	7,0
24-06-19 3:56:59,60	42,4479	68,7169	3,44	3,53	7,3
24-06-19 4:00:23,84	42,3563	68,6588	2,78	2,78	6,1
24-06-19 4:03:42,43	42,4473	68,7448	2,90	3,02	6,7
24-06-19 4:05:04,84	42,4153	68,7167	2,37	2,45	4,8
24-06-19 4:08:19,76	42,4436	68,7475	2,76	2,88	6,3
24-06-19 4:33:00,26	42,4604	68,6399	3,29	3,34	6,6
24-06-19 4:34:20,37	42,5109	68,7129	3,49	3,62	7,6
24-06-19 4:40:35,06	42,4274	68,6665	2,85	2,90	6,3
24-06-19 4:43:20,01	42,4535	68,7267	3,32	3,15	6,7
24-06-19 4:46:56,98	42,4142	68,7774	3,38	3,23	7,1
24-06-19 4:51:28,82	42,4089	68,5956	3,69	3,07	6,8
24-06-19 4:54:40,42	42,4406	68,7428	3,27	3,12	7,0
24-06-19 5:27:12,34	42,5152	68,7596	2,91	2,77	6,1
24-06-19 5:52:01,14	42,4169	68,7341	3,61	3,44	7,7
24-06-19 6:07:19,29	42,4316	68,8020	2,09	2,25	4,8
24-06-19 6:30:01,03	42,4468	68,7169	3,73	3,26	7,1

Примечание: время в столбце 1 дано по Гринвичу

На рисунке 9 показано изменение во времени энергетического класса взрывов ($K = \lg(E)$, Дж, где E – высвобожденная сейсмическая энергия).

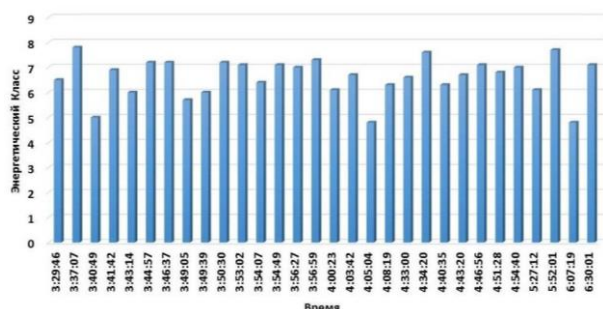


Рисунок 9. Энергетические классы взрывов за первые три часа

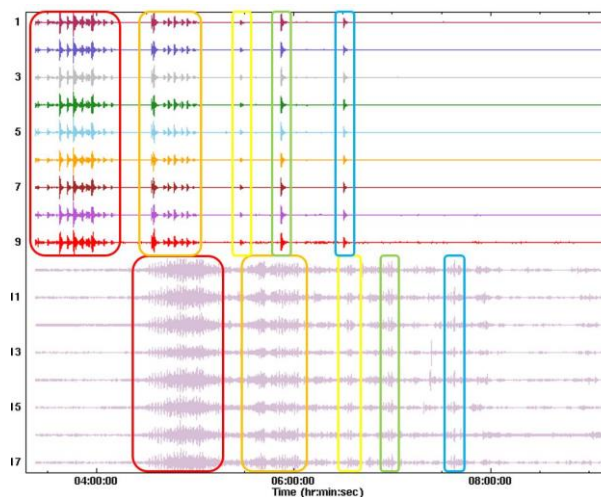
Из рисунка 9 следует, что по высвобожденной сейсмической энергии за первые три часа произошло три примерно равных по силе взрыва ($K \approx 8$). Однако разрушения были вызваны не столько сейсмическими сотрясениями, сколько сильной взрывной волной.

СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНФРАЗВУКОВЫХ ЗАПИСЕЙ

Природа событий была исследована с помощью комплексирования сейсмических и акустических данных. В этой связи дополнительно к записям сейсмических станций изучены записи инфразвуковых групп. В записях группы IS31-Актюбинск [5], расположенной в западном Казахстане на расстоянии ~1207 км от эпицентра взрывов, также были обнаружены сигналы с азимутом прихода, совпадающим с азимутом на г. Арыс. На рисунке 10 приведен пример волновых форм сейсмических сигналов от взрывов по сейсмической группе Каратау (верхние девять трасс), и по инфразвуковой группе IS31-Актюбинск (нижние девять трасс). Обработка данных проведена с использованием метода и программного обеспечения РМСС (метод прогрессивной многоканальной корреляции) [8].

Из рисунка 10 следует, что станции зарегистрировали по пять групп событий, хронология которых совпадает для обеих технологий: сейсмической и инфразвуковой. Задержка в 66 минут между записями сейсмической и инфразвуковой станций объясняется

тем, что инфразвуковой сигнал распространяется значительно медленнее, (фазовая скорость для стратосферных фаз составляет около 0,3 км/с). То, что хронология записей совпадает, доказывает, что эти инфразвуковые и сейсмические сигналы зарегистрированы от одних и тех же событий. Кроме того, это свидетельствует о том, что зарегистрированы сигналы от источников на поверхности Земли. Эти сигналы связаны со взрывами боеприпасов на складах близ г. Арыс.



одним цветом выделены сигналы от одних и тех же групп взрывов, пришедшие на станции (сначала на сейсмическую, затем, с опозданием ~66 минут, на инфразвуковую)

Рисунок 10. Волновые формы сейсмических сигналов от взрывов по данным сейсмической группы Каратау (верхние девять трасс) и инфразвуковой группы IS31-Актюбинск (нижние девять трасс)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые изучены записи серии взрывов боеприпасов, зарегистрированных одновременно сейсмическими и инфразвуковой станциями, входящими в сеть мониторинга Института геофизических исследований. Успешно зарегистрированы и в Центре данных оперативно обработаны ~30 взрывов. Определены местоположение, хронология, энергия зарегистрированных событий. Полученные записи в будущем могут быть использованы как эталонные при распознавании природы регистрируемых событий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Взрыв на складе боеприпасов [Электронный ресурс]: <https://24.kz/ru/news/social/item/324032-vzryv-na-sklade-s-boeprapasami-v-arysi-khronika-sobytij>
2. Город разорвавшихся зарядов. Арысь – сегодня [Электронный ресурс]: <https://rus.azattyq.org/a/kazakhstan-arys-after-blast/30020099.html>
3. Интерактивный бюллетень взрывов [Электронный ресурс]: https://www.kndc.kz/index.php?option=com_content&view=article&id=2&Itemid=106&lang=ru Вход свободный.
4. Михайлова, Н.Н. Важные результаты, полученные благодаря открытию сейсмических групп в Казахстан / Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК. – 2016. – Вып. 2. – С. 23–31.
5. Михайлова, Н.Н. Вклад казахстанских станций международной системы в глобальный и региональный мониторинг / Н.Н. Михайлова, А.С. Мукамбаев, А.А. Смирнов // Вестник НЯЦ РК. – 2019. – Вып. 2. – С. 12–20.
6. Мукамбаев А.С., Михайлова Н.Н. Сейсмичность взрывных работ на территории Республики Казахстан / А.С. Мукамбаев, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК. – 2017. – Вып. 4. – С. 12–20.

7. Geotool Software User Guide [Электронный ресурс] https://www.ctbto.org/fileadmin/user_upload/procurement/2016/RFQ2016-0139-GEOTOOL_SOFTWARE_USER_GUIDE.pdf
8. Cansi, Y. An automatic seismic event processing for detection and location: The P.M.C.C. method / Y. Cansi // Geophys Res. Lett – vol. 22, issue 9/ – P. 1021–1024: <https://doi.org/10.1029/95GL00468>

АРЫС Қ. ЖАНЫНДАҒЫ ОҚ-ДӘРІ ЖАРЫЛЫСЫ ҚАЗАҚСТАНДЫҚ МОНИТОРИНГ ЖЕЛІСІНІҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША

Н.А. Сейнасинов, Н.Н. Михайлова

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Қазақстанның оңтүстігінде Арыс қ. жанында 2019.04.24-інде болған оқ-дәрілер қоймаларындағы жарылыстарды Геофизикалық зерттеу институтының мониторинг станцияларының тіркеу үлгісі зерттелді. Сейсмикалық және инфрадыбыстық станциялар бір тәуліктен астам жарылыс хронологиясын бақылап, 30-дан астам жарылыстың жүйелілігін параметрлеу мүмкіндігіне ие болды. Энергетикалық кластар бойынша жарылыстардың ең көп күші 7,8 құрады. Жарылыстар жазбаларын зерттеу нәтижелері тіркелетін оқиғалардың табиғатын тану кезінде пайдаланылуы мүмкін.

AMMUNITION EXPLOSIONS NEAR ARYS TOWN BASED ON DATA FROM KAZAKHSTANI MONITORING NETWORK

N.A. Seynasinov, N.N. Mikhailova

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The paper researched an example of a recording of the explosions at the ammunition storage facility by the monitoring stations of the Institute of Geophysical Research, which took place on 24.06.2019 near Arys town to the south of Kazakhstan. Seismic and infrasound station managed to trace the chronology of the explosions for more than 24 hours, to parameterize the sequence from more than 30 explosions. The strongest yield of the explosions based on energy class is 7,8. The results of the research of explosions' recordings can be used during identification of the nature of the recorded events.

УДК 550.83.04, 504.5.06

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ВЫЯВЛЕНИЯ И МОНИТОРИНГА СЛАБО ПРОЯВЛЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ОБВОДНЕННОСТИ ГРУНТОВ В УПРУГИХ, ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ И ГАЗОПРОНИЦАЕМОСТИ НА ПРИМЕРЕ ПЛОЩАДКИ КИР «БАЙКАЛ-1»

Шайторов В.Н., Ефремов М.В., Жолдыбаев А.К., Кушербаева Н.Н., Шульга М.В., Утегенова М.А.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Приведены результаты изучения геодинамически активных зон вблизи площадки Комплекса исследовательских реакторов (КИР) «Байкал-1» методами сейсморазведки (метод рефрагированных волн), электроразведки (вызванной поляризации) в комплексе с атмогеохимическими съёмками. Выявлена наиболее активная в геодинамическом плане зона вблизи юго-западной границы площадки КИР «Байкал-1», где установлены наиболее значимые изменения во времени газопроницаемости, упругих и геоэлектрических параметров. Показана эффективность мониторинга слабо проявленных геодинамических процессов и обводнённости грунтов по этим параметрам.

ВВЕДЕНИЕ

Обеспечение гарантированной безопасности при эксплуатации объектов атомной отрасли, помимо радиационной составляющей, предусматривает разработку и применение технологий ранней и долгосрочной диагностики изменения природных сред (горные породы фундамента, водная и газовая среда, почва), возникающих под воздействием природных факторов, а также процессов жизненного цикла самих объектов атомной отрасли [1]. Даже в том случае, когда вероятность возникновения опасности, в частности сейсмической, невелика, если она реализуется, последствия от такого события могут стать катастрофическими для большой территории.

В [2–4] показано, что главными источниками техногенного воздействия на геологическую среду являются статические нагрузки с такими их основными факторами, как статическое давление и его колебания, изменения напряжённого состояния и гидрогеологических условий, изменение состава подземных вод. При этом в наибольшей степени снижение несущих свойств при повышении влажности происходит в суглинистых грунтах. Так, например, повышение относительной влажности суглинистых грунтов с 20 до 30% приводит к снижению значений модуля деформации с 100 до 40 МПа, то есть практически в 2 раза [4]. В [5] установлена зависимость электрического сопротивления горных пород от их напряжённого состояния и показано, что параметр электрического сопротивления является более чувствительным детектором изменения напряжённого состояния породы (изменяется до 100–200%), тогда как скорость продольных волн изменяется в меньшем диапазоне значений (не более чем на 5–7%). Однако из-за взаимосвязи модуля деформации и коэффициента Пуассона, использование последнего перспективно в качестве диагностического параметра состояния грунтов при усталостном разрушении. В [6] наиболее важными индикаторами изменения увлажнённости грунтов выступают их электрическое сопротивление

и поляризуемость. Физической основой для оценки изменения модуля деформации в зависимости от влажности по геофизическим данным является повышение относительной поляризуемости суглинистых грунтов по мере роста их увлажнённости [7].

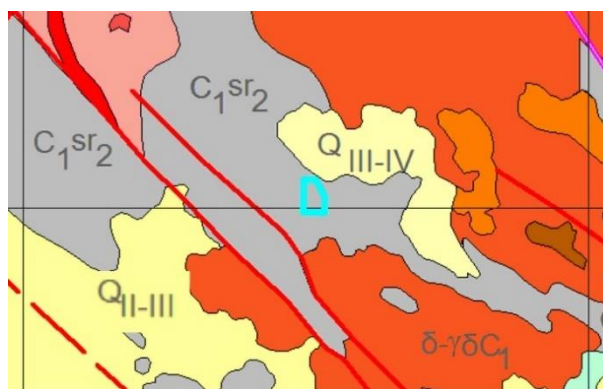
Таким образом, надёжными индикаторами изменения воздействия на здания и сооружения статического давления и его колебаний, напряжённого состояния и гидрогеологических условий, как основных действующих факторов, можно считать динамику геоэлектрических и упругих свойств несущих грунтов.

Целевым назначением исследований ставилась оценка информационных возможностей выявления и мониторинга слабо проявленных геодинамических процессов и изменения обводнённости грунтов в упругих, геоэлектрических параметрах и газопроницаемости на примере площадки КИР «Байкал-1».

Информационную основу для выполнения целевого задания составили данные полевых съёмок методами сейсморазведки, электроразведки и атмогеохимии, выполненных на территории, прилегающей к площадке КИР «Байкал-1», в период 2017–2019 гг. по одним и тем же профилям. Результаты этих исследований являются предметом рассмотрения в настоящей статье.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ УЧАСТКЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно [8] в геологическом строении площадки КИР «Байкал-1» на изученную глубину 9,5 м участвуют четвертичные делювиально-пролювиальные и мезозойско-палеозойские элювиальные отложения. На большую глубину разрез сложен песчаниками, кремнистыми и углито-кремнистыми алевритами нижнего карбона C_1Sr_2 (рисунок 1-а). Тектоническая схема (рисунок 1-б), составленная по результатам дешифрирования космических изображений, свидетельствует о том, что площадка КИР «Байкал-1» находится в зоне действия регионального разлома (1) и локальных разломов (2 и 3), активность которых требует уточнения.



0 2 4 6 8 км

а) геологическая карта



0 0,4 0,8 1,2 км

б) тектоническая схема



1, 2 – делювиально-пролювиальные суглинки, супеси, щебни; 3 – песчаники, кремнистые и углисто-кремнистые алевролиты; 4 – гранодиориты; 5 – тектоническое нарушение: установленное (а) и предполагаемое (б); 6 – разлом по данным дешифрирования космоснимков: а – региональный (предположительно активный); б – локальный, в – предполагаемый локальный; 7 – изолинии рельефа дневной поверхности; 8 – контур площадки КИР «Байкал-1»

Рисунок 1. Площадки КИР «Байкал-1». Фрагменты геологической карты и тектонической схемы (по результатам дешифрирования космоснимков)

На территории, непосредственно прилегающей к КИР «Байкал-1» (рисунок 2), выполнены геофизические съёмки для изучения таких контролируемых параметров, как упругие, электрические и газопроницаемость. Измерения выполнены по двум ортогонально пересекающимся профилям (ПР1, ПР2) и включали: сейсморазведку методом рефрагированных волн (МРВ) – продольных и поперечных; электроразведку методом дипольного электрического зондирования (ДЭЗ-ВП); атмогеохимическую съёмку с измерением содержания CO_2 в почвенном воздухе.

МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ СЪЁМОК

Сейсморазведка МРВ выполнена с регистрацией первых вступлений продольных и поперечных волн. Возбуждение упругих колебаний, в соответствии с требованиями [9], осуществлялось установкой «падающий груз» (для продольных волн) и горизонтальными ударами кувалды (для поперечных волн). Регистратор – 48-канальная сейсмостанция SGD SL-48 (РФ). Шаг наблюдений по профилю – 5 м. По данным сейсмических наблюдений построены скоростные разрезы в параметрах продольной V_p и поперечной V_s скоростей.

Электроразведка методом ДЭЗ-ВП. Измерения электрического сопротивления и поляризуемости проведены с использованием генератора ГЭР-65W-500V и измерителя ВПФ-210-8к (РГП ИГИ-2015) с шагом 10 м. Погрешность измерений электрического сопротивления была не хуже $\pm 0,1\%$, поляризуемости – $\pm 0,02^\circ$. Обработка данных включала расчёт значений кажущегося электрического сопротивления (ρ_k) и фазового параметра поляризуемости (φ_{en}) по всем точкам измерения. Повышение достоверности оценки обводнённости разрезов обеспечивалось расчётом параметра относительной поляризации [10] путём нормирования измеренного фазового параметра на электрическое сопротивление. Эта процедура позволяла исключить влияние изменения электропроводности среды на измеряемую кажущуюся поляризуемость. По данным измерений построены геоэлектрические разрезы в параметрах электрического сопротивления ρ_k и относительной поляризуемости η^* . Относительная погрешность съёмки, оцененная по результатам контрольных измерений, составила не хуже $\pm 5\%$, что соответствует требованиям инструкции по электроразведке [11].



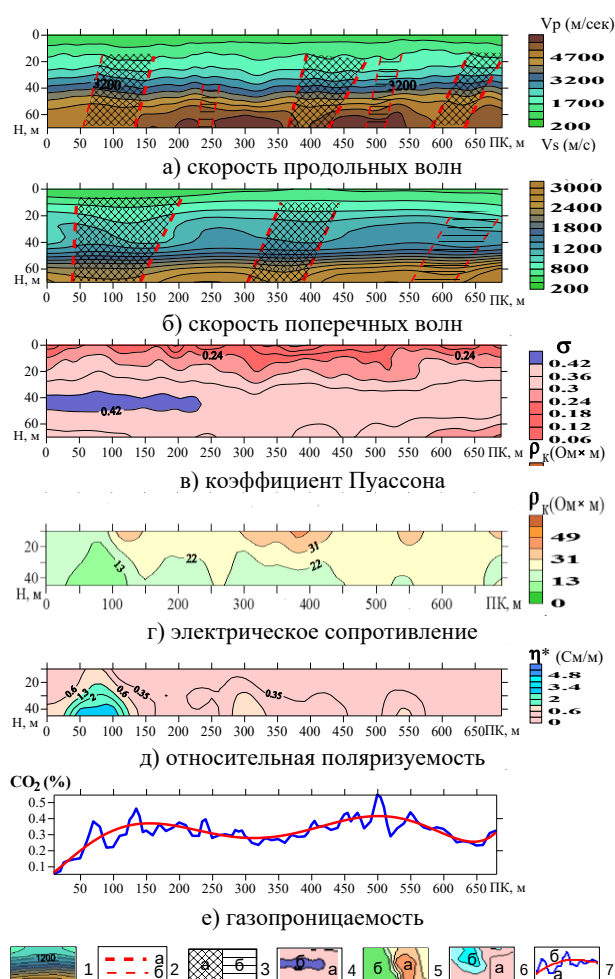
 – контур территории реактора (ориентировочно);
 – геофизический профиль

Рисунок 2. Площадка КИР «Байкал-1». Система полевых наблюдений

Атмосферохимическая съёмка по CO_2 выполнена с шагом 5 м с измерением содержания углекислого газа в почвенном воздухе. Измерения выполнялись в предварительно пробуренных шпурах глубиной 0,6–0,8 м с использованием специального пробоотборника, соединённого газопроводящим шлангом с газоанализатором Dräger X-am 7000. Погрешность измерений согласно [12] была не хуже $\pm 20\%$ в диапазоне содержаний 0–5,0%. По результатам измерений построены графики содержаний CO_2 и дана оценка газопроницаемости грунтов по изученным профилям.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ СЪЁМОК

На рисунке 3 приведен пример результатов изучения сейсмических, электрических характеристик и газопроницаемости разреза по ПР1 (2017 г.).



1 – изолинии скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн; 2 – тектоническое нарушение: а – уверенно выделенное, б – предполагаемое; 3 – зона трещиноватости: а – уверенно выделенная, б – предполагаемая; 4 – изолинии коэффициента Пуассона: а – с пониженным, б – с повышенным значением; 5 – изолинии кажущегося сопротивления ρ_k : а – с пониженным, б – с повышенным значениями; 6 – изолинии относительной поляризуемости η^* : а – фоновая, б – повышенная более стандартного отклонения от среднего значения $\phi_{ВП}$; 7 – содержание CO_2 в почвенном воздухе: а – наблюдаемое, б – тренд фоновых значений

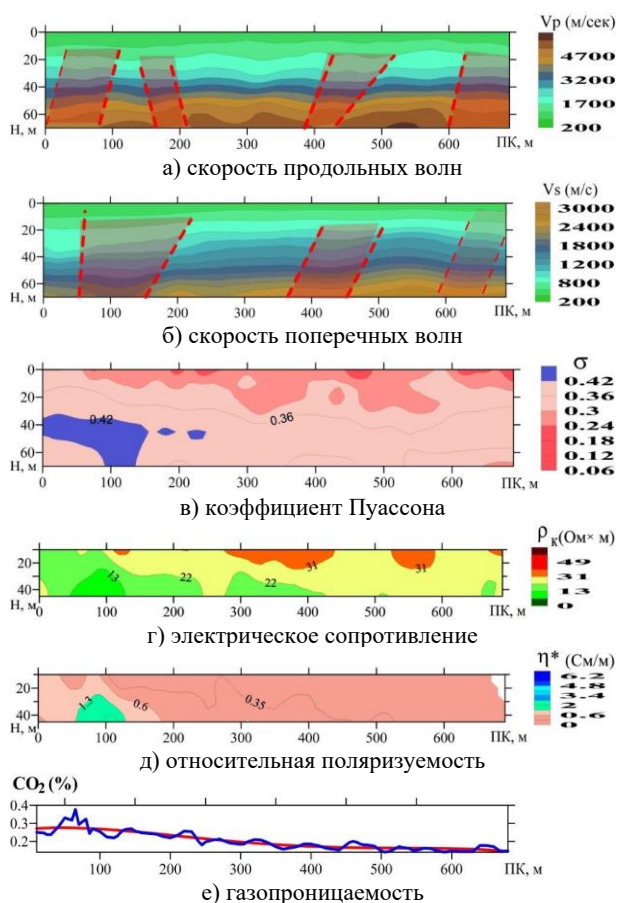
Рисунок 3. Площадка КИР «Байкал-1», ПР1. Результаты мониторинговых съёмок 2017 г.

По данным сейсморазведки (рисунок 3-а, б) подошва коры выветривания, выделяемая по максимальному градиенту скорости упругих волн, залегает на глубине порядка 45–50 м. Ниже залегающая часть разреза имеет блоковое строение с чередованием блоков с пониженными и повышенными значениями скорости упругих волн. При этом наиболее контрастные понижения скорости практически на всю глубину зондирования отмечены на флангах этого профиля (ПК 0–130 и ПК 550–620), что, наиболее вероятно, связано с проявлениями тектонически ослабленных тектонических трещин.

Оценить обводнённость разреза по распределению скоростей продольных и поперечных волн в отдельности практически невозможно. Более информативным в этом плане является распределение на глубину коэффициента Пуассона (рисунок 3-в). Значения этого параметра повышаются от 0,06 до 0,42 в интервале глубин 10–45 м и снижаются до 0,3–0,36 при увеличении глубины зондирования. Согласно [13], такие значения характерны для песчаников и алевролитов. При этом для песчаников экспериментально показано [14] существенное возрастание значений коэффициента Пуассона (до 82%) по мере увеличения их обводнённости. Эти сведения позволяют считать, что повышение значений коэффициента Пуассона в интервале глубин от 30 до 50–60 м вдоль всего профиля вполне вероятно вызвано повышенной увлажнённостью разреза, а максимальные значения этого параметра в интервале ПК 0–230 связаны с локальной водонасыщенной зоной на глубине 40–50 м. Аномально высокие значения электропроводности и относительной поляризуемости (рисунок 3-г, д) установлены в интервале ПК 25–100–120. При этом максимальные значения этих параметров, характерных для обводнённых пород, однозначно коррелируются с зонами трещиноватости, выделенными по значениям скорости продольных и поперечных волн, а также по повышенным значениям коэффициента Пуассона. Основной закономерностью распределения углекислого газа в почвенном воздухе по ПР1 является синусоидальный тренд, максимумы которого наблюдаются в районе ПК 150 и ПК 500. Первый из максимумов отражает повышенную газопроницаемость разреза в зоне трещиноватости в интервале пикетов 50–180, связь второго с выявленными трещинными структурами менее однозначна. Важным элементом распределения газопроницаемости по ПР1 является наличие струйных потоков углекислого газа в районе ПК 70, 140 и 500. В начале профиля (ПК 70, 140) аномалии вполне согласуются с данными сейсморазведки и электроразведки по зоне трещиноватости и отражают её наиболее газопроницаемые участки. Струйный поток в районе ПК 500 подтверждается лишь в предполагаемой зоне трещиноватости, выделенной по скорости продольных волн. По совокупности полученных данных и с учётом [15] геологический разрез на западном фланге

ПР1 (ПК 0–130) проинтерпретирован как сложенный преимущественно проницаемыми песчаниками и алевролитами с повышенной влажностью. Как следует из результатов космодешифрирования (рисунок 2), это может быть связано с прохождением профиля через оперение разлома, проходящего в непосредственной близости. Полученное распределение скоростных, геоэлектрических и атмогеохимических характеристик по ПР1 и ПР2 (июль 2017 г.) принято в качестве начальных исходных данных для стартовой модели изучаемого объекта.

Мониторинг регистрируемых параметров выполнен в 2019 г. Как следует из рисунка 4, наблюдаемые параметры в сравнении с 2017 г. претерпели существенные изменения. Из упругих параметров наиболее контрастно изменения проявились в коэффициенте Пуассона (рисунок 3-в), особенно в районе его максимальных значений – аномальная область по латерали уменьшилась, но проявилась практически на всю глубину зондирования.



условные обозначения – на рисунке 3

Рисунок 4. Площадка КИР «Байкал-1», ПР1. Результаты мониторинговых съёмок 2019 г.

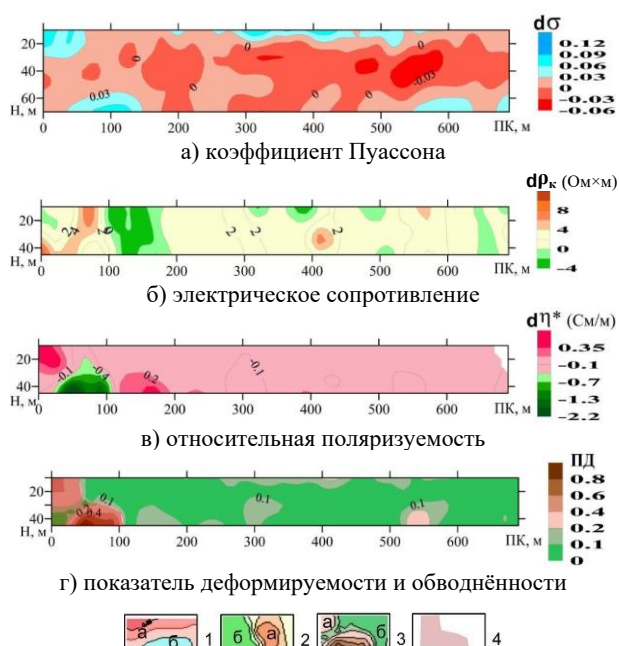
Из геоэлектрических параметров наибольшие изменения проявились по относительной поляризуемости (рисунок 4-д). Отмечено сокращение размеров аномальной зоны, ранее установленной в интервале

ПК 25–130, на 25 м с западной стороны и снижение максимальных значений относительной поляризуемости практически в 2 раза. Газопроницаемость по профилю в целом понизилась (рисунок 4-е), особенно в интервалах ПК 125–250 и ПК 400–625, где в 2017 г. были установлены протяжённые зоны с повышенным содержанием CO_2 в почвенном воздухе. Исключение составил интервал ПК 50–100, где газопроницаемость изменилась не существенно. Снижение газопроницаемости вполне удовлетворительно коррелируется с уменьшением проявленности в скоростных разрезах (вплоть до исчезновения) аномального снижения скорости продольных и поперечных волн, что наиболее характерно для интервала ПК 350–450.

На основании полученных данных сделан вывод о том, что наиболее активными в геодинамическом плане (с проявлениями активной гидродинамики) является часть разреза в интервале ПК 50–150, где произошли значимые изменения упругих, геоэлектрических параметров и газопроницаемости.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ЗОН И ОБВОДНЁНОСТИ ГРУНТОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Для оценки количественных изменений упругих и геоэлектрических свойств исследуемого разреза результаты мониторинга за период 2017–2019 гг. представлены в виде разрезов приращений наблюдаемых параметров (рисунок 5-а, б).



1–3 – изолинии положительных (а) и отрицательных (б) приращений: 1 – коэффициента Пуассона $d\sigma$, 2 – кажущегося сопротивления $d\rho_k$ и относительной поляризуемости $d\eta^*$; показателя деформируемости и обводнённости $d\Pi$; 4 – зона повышенной деформируемости и обводнённости; mean – среднее значение параметра

Рисунок 5. Площадка КИР «Байкал-1», ПР1. Моделирование геодинамически активных зон и обводнённости грунтов по геофизическим данным

Полученные данные свидетельствуют, что максимальной динамикой всех параметров характеризуется разрез в интервале ПК 0–200. При этом, если по коэффициенту Пуассона наиболее существенные изменения отмечаются только в самой верхней части разреза и на глубине более 55 м (рисунок 5-а), то по геоэлектрическим параметрам (рисунок 5-б, в) изменения охватывают практически весь интервал исследованных глубин. Характерной особенностью динамики этих параметров является её знакопеременный характер.

С использованием результатов геофизических мониторинговых наблюдений построена стартовая двумерная модель деформированности и обводнённости грунтов. Предварительно разномасштабные данные приводились к единому уровню путем расчёта их относительных значений в интервале от 0 до 1. Затем вычислялся интегральный параметр для используемых показателей, максимальное значение которого приводилось к 1. Результативный разрез представлялся в показателе деформируемости и обводнённости (рисунок 5-г). Как видно из полученной модели, наиболее контрастные изменения обводнённости и упругих характеристик на глубину не менее 35–45 м выявлены в зоне шириной порядка 100 м, расположенной на юго-западной границе ограждения комплекса «Байкал-1». Предполагается, что наиболее вероятной причиной выявленных изменений являются

геодинамика и деформационные процессы, которые вызвали перераспределение поровой влаги по геодинамически активным зонам, что сопровождалось снижением деформационных свойств грунтов. Последующие исследования геофизических параметров целесообразно продолжить в части оценки геоэкологической значимости выявленных аномальных эффектов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования по оценке возможностей выявления и мониторинга слабо проявленных геодинамических процессов и изменения обводнённости грунтов по геофизическим данным на площадке КИР «Байкал-1» проведены на основе упругих, геоэлектрических параметров и газопроницаемости. Применение геолого-геофизических технологий показало эффективность наблюдательной сети и самих измерений для мониторинга деформационных процессов и обводнённости в осадочно-метаморфогенной толще, сложенной песчаниками и алевролитами.

Уточнено строение разреза на территории, прилегающей к КИР «Байкал-1». Выполненные исследования позволяют приступить к оценке геоэкологической значимости выявленных аномальных эффектов в геофизических параметрах для прогнозирования возникновения неустойчивого состояния площадки под воздействием природно-техногенных факторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ядерная и радиационная безопасность. Технический регламент. Утв. приказом Министра энергетики РК от 20.02.2017 г. № 58 [Электронный ресурс] – <https://zakon.uchet.kz/rus/docs/V1700015007>
2. Изменение свойств грунтов под воздействием внешних факторов основные виды техногенного воздействия на грунты и их классификация: [Электронный ресурс] – Режим доступа свободный <http://zavantag.com/docs/index-16528031.html>
3. Пьянков, С. А. Механика грунтов : учебное пособие / С. А. Пьянков, З. К. Азизов. – Ульяновск: УлГТУ, 2014. – 169 с.
4. Рекомендации по методике прогноза изменения строительных свойств структурно-неустойчивых грунтов при подтоплении / ПНИИИС. – М.: Стройиздат, 1984. – 156 с.
5. Кузьмин, Ю.О. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород / Ю.О. Кузьмин, В.С. Жуков. – М.: Горная книга. – 2-е изд. стер., 2012. – 264 с.
6. Шарапанов, Н.Н. Методика геофизических исследований при гидрогеологических съёмках с целью мелиорации земель / Н.Н. Шарапанов, Г.Я. Черняк, В.А. Барон. – М.: Недра, 1974. – 176 с.
7. Рекомендации по методике прогноза изменения строительных свойств структурно-неустойчивых грунтов при подтоплении / ПНИИИС. – М.: Стройиздат, 1984. – 156 с.
8. Отчёт об инженерно-геологических условиях строительства комплекса сооружений хранилища отработанного топлива реактора БН-350 на площадке «Байкал-1» / отв. исполнитель Демин В.Н. – Фонды РГП ИГИ. – Курчатов, 1998.
9. РСН 66-87. Инженерные изыскания для строительства. Технические требования к производству геофизических работ. Сейсморазведка. Госстрой РСФСР. Дата актуализации: 01.02.2020.
10. Комаров, В.А. О природе электрических полей вызванной поляризации и возможностях их использования при поисках рудных месторождений / В.А. Комаров // Вестник Ленинградского гос. ун-та. Сер. геол. и геогр. – 1957, № 16. – С. 37–46.
11. Инструкция по электроразведке. Наземная электроразведка, скважинная электроразведка, шахтно-рудничная электроразведка, аэроэлектроразведка, морская электроразведка. – Ленинград: Недра, 1984. – 534 с.
12. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / М-во геологии СССР. М.: Недра, 1983. – 191 с. Дата актуализации: 01.02.2020.
13. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород / редакторы: Н.В. Мельникова, В.В. Ржевского, М.М. Протождяконова. – М.: Недра, 1975. – 279 с.
14. Машинский, Э.И. Затухание продольных и поперечных волн в частично и полнонасыщенных песчаниках-коллекторах под давлением / Э.И. Машинский, Н.А. Голиков // Технологии сейсморазведки. – 2012. – № 4, – С. 22–28 [Электронный ресурс] – Режим доступа свободный <http://ts.ipgg.nsc.ru>
15. Рыжов, А.А. Петрофизический подход к данным малоглубинной электроразведки / А.А. Рыжов, В.А. Шевнин, Д.А. Квон // Инженерная, угольная и рудная геофизика – 2015. Современное состояние и перспективы развития. 1-я международная научно-практическая конференция и выставка Евро-Азиатского геофизического общества, Сочи, 28.09–02.10.2015.

КИР «БАЙКАЛ-1» АЛАҢЫНЫҢ МЫСАЛЫНДА СЕРПІМДІ ГЕОЭЛЕКТРЛІК ПАРАМЕТРЛЕРДЕГІ ЖӘНЕ ГАЗ ӨТКІЗГІШТІКТЕГІ НАШАР КӨРІНГЕН ГЕОДИНАМИКАЛЫҚ ҮДЕРІСТЕР МЕН ТОПЫРАҚТЫҢ СУЛАНҒАНДЫҒЫН АНЫҚТАУ МҮМКІНДІГІН ЖӘНЕ МОНИТОРИНГІН БАҒАЛАУ

В.Н. Шайторов, М.В. Ефремов, А.К. Жолдыбаев, Н.Н. Кушербаева, М.В. Шульга, М.А. Утегенова

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

КИР «Байкал-1» алаңының маңындағы геодинамикалық белсенді аудандарды атмогеохимиялық түсірімдер кешенімен бірге сейсморлаумен (тойтарылмаған толқындар әдісі), электрбарлаумен (туындаған поляризация) зерделеу нәтижелері келтірілген. КИР «Байкал-1» алаңының оңтүстік батыс шекарасының маңы геодинамикалық тұрғыда ең белсенді аудан екендігі анықталды, онда газ өткізгіштің, серпімді және геоэлектрлік параметрлердегі уақытта неғұрлым маңызды өзгерістер анықталды. Осы параметрлер бойынша нашар көрінген геодинамикалық үдерістер мен топырақтың сүеткізгіштігі мониторингінің тиімділігі көрсетілген.

ASSESSMENT OF A POSSIBILITY TO IDENTIFY AND MONITOR WEAKLY MANIFESTED GEODYNAMIC PROCESSES AND WATER-BEARING NATURE OF THE SOIL IN ELASTIC AND GEOELECTRICAL PARAMETERS AND GAS PERMEABILITY EXEMPLIFIED BY RRC «BAIKAL-1» SITE

V.N. Shaytorov, M.V. Yefremov, A.K. Zholdybayev, N.N. Kusherbayeva, M.V. Shulga, M.A. Utenova

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The paper presents the results of study of geodynamically active zones in the vicinity of “Baikal-1” Research Reactors Complex (RRC) site using methods of seismic survey (method of refracted waves), electrical survey (induced polarization) in conjunction with atmogeochemical surveys. The most active zone in the context of geodynamics was detected in the vicinity of south-western border of RRC “Baikal-1” site, where the most significant changes were established in the time of gas permeability, elastic and geoelectric parameters. Based on these parameters the efficiency of monitoring of weakly manifested geodynamic processes and the water-bearing nature of the soil was shown.

УДК 550.348.435

СЕЙСМИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ 11 НОЯБРЯ 2018 Г. ВБЛИЗИ О. МАЙОТТА ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКИХ СТАНЦИЙ МОНИТОРИНГА

Рябенко П.В., Соколова И.Н.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Исследованы характеристики длиннопериодного сейсмического события 11.11.2018 г., связанного с рождением вулкана, вблизи острова Майотта (архипелаг «Коморские острова»). По сейсмическим записям сети станций Института геофизических исследований создан сейсмический бюллетень, изучены кинематические и динамические параметры этого события, проведена его локализация и рассчитана региональная магнитуда по поверхностным волнам *MLH*. Найдены и исследованы сейсмические записи аналогичных событий 02.09.2018 г. Предложены рекомендации для аналитиков по обработке и классификации длиннопериодных монохроматических треморов.

ВВЕДЕНИЕ

В ноябре 2018 г. сейсмические станции мира зарегистрировали странное длиннопериодное сейсмическое событие, запись которого оказалась не похожей на записи землетрясений, привычные для сейсмологов. Колебания были больших периодов ~16 с, практически монохромные, длительностью >20 минут, тогда как на записях землетрясений обычно наблюдаются колебания спектра самых различных частот. Поэтому событие 11.11.2018 г. вызвало огромный интерес у научной общественности мира. Очаг странных колебаний находился вблизи небольшого острова Майотта в Индийском океане в архипелаге Коморских островов [1]. Казахстанские станции, входящие в сеть Института геофизических исследований (ИГИ) [2], записали сейсмическое событие, данные некоторых станций участвовали в обработке, проведенной в Международном центре данных (МЦД) [3]. Поскольку у аналитиков Центра данных ИГИ ранее не было опыта работы с такого рода записями, были исследованы несколько вопросов: какова природа события, не является ли оно техногенным (зарегистрированные мощные поверхностные волны похожи на волны от взрывов или обрушения), каковы технические возможности сети мониторинга ИГИ в регистрации аналогичных событий, возможно ли определить параметры такого события и регистрировались ли подобные сейсмические события раньше?

Сейсмичность о-ва Майотта

Вулканический архипелаг «Коморские острова» состоит из 33 островов. Четыре самые крупные из них – Гранд-Комор, Мохели, Анжуан и Майотта. Вулканизм Коморских островов охватывает исторические периоды миоцена и голоцена. Остров Майотта имел раннюю фазу магматической активности 11 млн. лет назад. Последнее задокументированное вулканическое событие было несколько тысяч лет назад к востоку от о-ва Майотта [1]. На территории архипелага в историческое время было несколько ощутимых землетрясений, о-в Майотта характеризовался средней сейсмической активностью. Несколько разрушительных землетрясений были на Майотта в

1606, 1679 и 1788 гг., а ощутимые землетрясения – в 1808, 1829, 1865 гг. [1].

Для исследований выбран район, ограниченный координатами: $\varphi=13,5^{\circ} \div 12,1^{\circ}$ ю. ш., $\lambda=44,6^{\circ} \div 46^{\circ}$ в. д. На рисунке 1 приведены даты и магнитуды землетрясений из района о-ва Майотта по данным Международного сейсмологического центра, начиная с 1964 г. до 2019 г. [4].

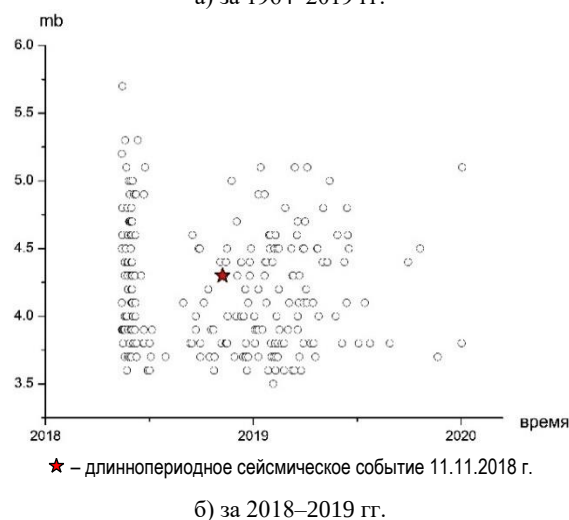
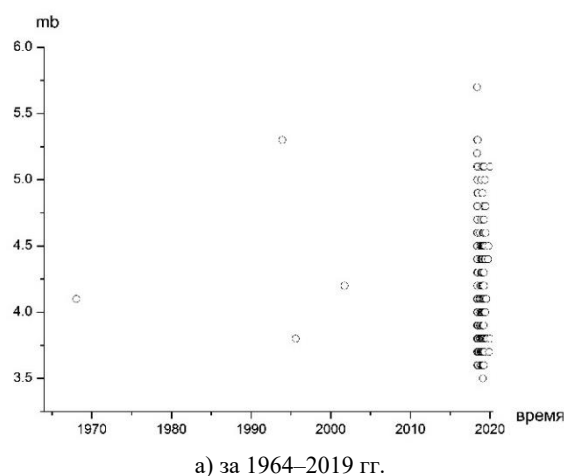
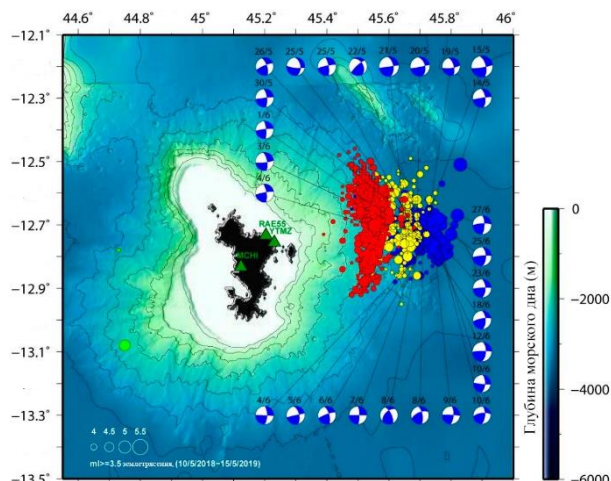


Рисунок 1. Распределение магнитуд *mb* землетрясений района о. Майотта во времени

СЕЙСМИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ 11 НОЯБРЯ 2018 Г. ВБЛИЗИ О. МАЙОТТА ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКИХ СТАНЦИЙ МОНИТОРИНГА



Кластеры землетрясений: ● – с 10.05.2018 г. до начала июля 2018 г.; ● – с 26.06.2018 г.; ● – с середины июля 2018 г. ● – землетрясения, зарегистрированные в период наблюдений, но вне кластерной сейсмичности. Фокальные механизмы СМТ – для событий с $m > 4,7$ в период с 14.05. по 27.06.2018 г. [1]

Рисунок 2. Карта локализованных землетрясений района о. Майотта с $m \geq 3,5$ в период с 10.05.2018 г. по 15.05.2019 г.

До 2018 г. (рисунок 1-а) в районе острова произошло 4 землетрясения, самые сильные из них – 01.12.1993 г. ($m_b=5,2$), 09.09.2011 г. ($M_w=5,0$). Начиная с мая 2018 г. количество землетрясений резко возросло (рисунок 1-б), вулcano-сейсмическая последовательность началась 10.05.2018 г. и в течение года произошло 32 землетрясения с магнитудой >5 , среди которых самое сильное – 15.05.2018 г. с $M_w=5,9$ [1].

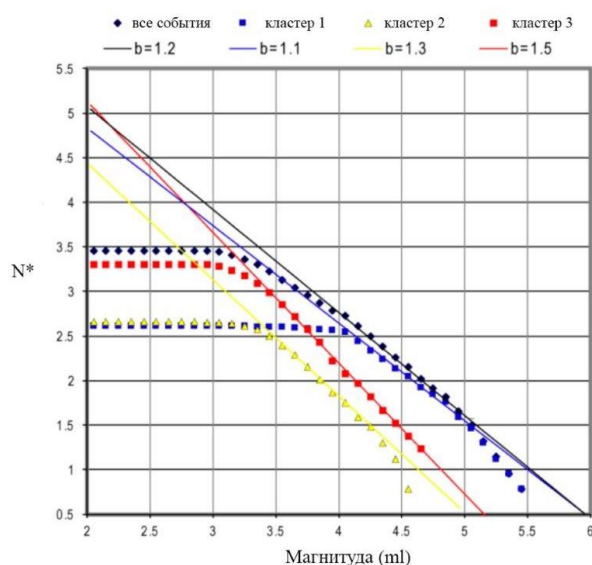


Рисунок 3. Параметр b для 3-х кластеров землетрясений и всей последовательности [1]

В [1] исследована локальная сейсмичность вблизи о-ва Майотта по данным локальной сети станций, существующей на архипелаге. Кроме того, привлекались данные сейсмических станций IRIS IDA и IRIS

GSN [1]. За период с 10.05.2018 г. до 15.05.2019 г. локальной сетью было зарегистрировано 1872 землетрясения с $m \geq 3,5$, из них 32 с $m \geq 5$ и 161 с $m \geq 4,5$ (рисунок 2). Большинство землетрясений ощущалось жителями архипелага [1]. Рой землетрясений может быть разбит на 3 кластера (рисунок 2): первый из них активен в основном с 10.05.2018 г. до начала июля 2018 г., второй – с 26.06.2018 г. и третий – с середины июля 2018 г.

На рисунке 3 приведены графики повторяемости для каждого из 3-х кластеров землетрясений, а также сводный график – для всех последовательностей [1]. Для всей последовательности землетрясений параметр (угол наклона графика повторяемости магнитуд) $b=1,2$; для 1 кластера – $b=1,1$; для 2 кластера – $b=1,3$; для 3 кластера – $b=1,5$. Полученные значения сильно отличаются от параметров сейсмического режима континентальных тектонических областей.

РЕГИСТРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ 11 НОЯБРЯ 2018 Г.

11.11.2018 г. широкополосные станции во всем мире зафиксировали очень низкочастотный ($T \sim 16$ с) продолжительный тремор. Волновая картина этого события очень необычна: низкочастотная сейсмическая фаза продолжалась, как будто затухающие колебания в резонаторе. По записям близких станций, исходя из поляризации и скорости, в [1] определена природа этой волны как волна Релея LR . На рисунке 4 приведены сейсмические записи события станциями глобальной сети наблюдений IRIS IDA и IRIS GSN, расположенными на расстоянии от 906 км (станция АВРО, Мадагаскар) до 17 000 км (станция РОНА, Гавайи).

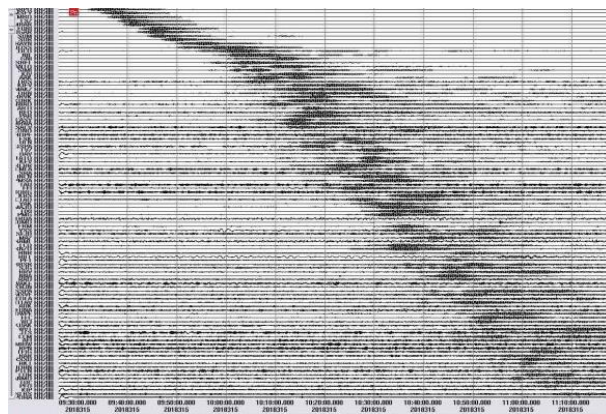


Рисунок 4. Сейсмические записи события 11.11.2018 г. 09-27, вблизи Мадагаскара станциями сети IRIS IDA и IRIS GSN. Расстояние 906–17 375 км. Фильтр 0,01–0,1 Гц

На рисунке 5 приведены сейсмические записи станций сети мониторинга ИГИ, расположенных на расстоянии 6697–7741 км (таблица 1). По казахстанским станциям на основе $f-k$ анализа определен азимут на эпицентр, который совпадает с предполагаемым эпицентром события возле острова Майотта.

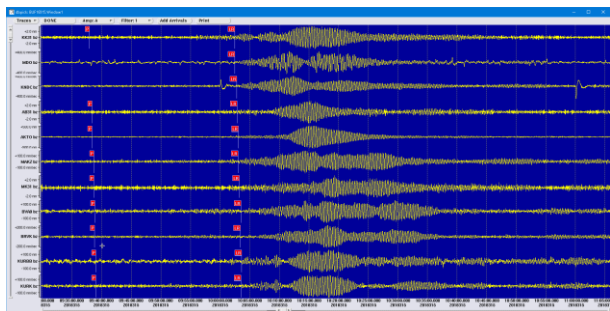
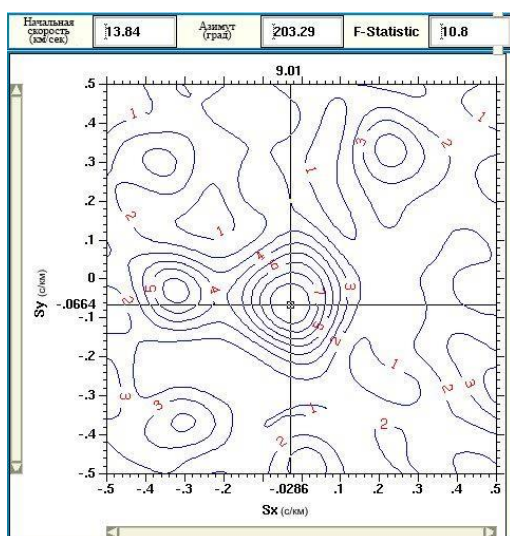
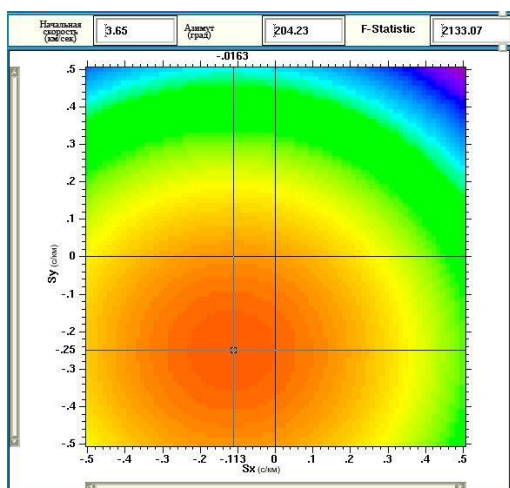


Рисунок 5. Сейсмические записи события 11.11.2018 г. 09-27 вблизи о. Майотта станциями сети ИГИ. Расстояние 6697–7741 км. Фильтр 0,01–0,1 Гц



а) волна Р



б) волна LR

Рисунок 6. Результаты FK-анализа по данным сейсмической группы Акбулак (ABKAR)

Получены F-K диаграммы по данным станции Акбулак (рисунок 6), которые позволили определить по волне Р азимут на событие, равный 203,3 град., кажущуюся скорость 13,84 км/с, для волны LR азимут равен 204,2 градуса, кажущаяся скорость 3,65 км/с.

Для вертикальной компоненты записей станций ИГИ построены спектры Фурье (рисунок 7). Максимум спектра по всем станциям примерно одинаков и соответствует периоду $T_{max}=15,4$ с.

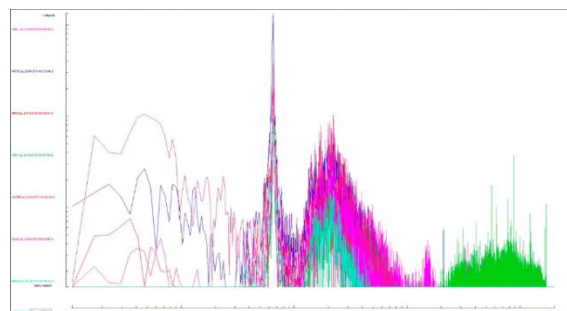


Рисунок 7. Спектры Фурье волны LR, зарегистрированной сейсмическими станциями сети ИГИ. Z-компонента

Несмотря на то, что станции ИГИ расположены от о-ва Майотта на большом удалении и в узком створе азимутов (таблица 1, рисунок 8), была проведена локализация события 11.11.2018 г. В таблице 1 представлен сейсмический бюллетень. По 3-м станциям была рассчитана магнитуда MLH , среднее значение $MLH=4,5$.

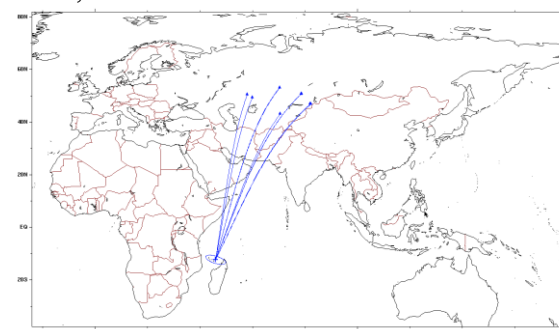


Рисунок 8. Расположение эпицентра сейсмического события 11.11.2018 г. сейсмических станций ИГИ, участвовавших в обработке, и эллипса ошибок

Из глобальных сейсмологических Центров записи события 11.11.2018 г. были обработаны только в МЦД [3, 4]. В таблице 2 приведены параметры сейсмического события 11.11.2018 г. по данным различных сейсмологических Центров.

По данным МЦД $M_s=4,3$, $m_b=3,8$, большая полуось эллипса ошибок составила $S_{maj}=1152$ км [3, 4]. Следует отметить, что решения по данным станций ИГИ S_{maj} гораздо ниже, и составила $S_{maj}=430$ км. Кроме данных МЦД и ИГИ в таблице 2 представлены результаты локализации события по сети локальных станций [1]. По данным близких станций было видно, что произошло не одно событие, а, как минимум, 3. На рисунке 9 приведена сейсмограмма станции МСН1 (канал В – 3), на которой видно 3 события: в 9:27:27 2 землетрясения с $m_l=3,1$; в 9:27:56 и $m_l=3$; в 9:29:30 с координатами 12,61°S, 45,49°E и 12,58°S, 45,47°E, с фиксированной глубиной 10 км [1] (таблица 2).

**СЕЙСМИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ 11 НОЯБРЯ 2018 Г. ВБЛИЗИ О. МАЙОТТА
ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКИХ СТАНЦИЙ МОНИТОРИНГА**

Таблица 1. Бюллетень сейсмического события 11.11.2018 г. вблизи о-ва Майотта

Код станции	Время вступления	Фаза	Азимут	$A_{\max}$, нм	V_{app} , км/с	Период, $T_{\max}$	Δ , км	MLH
AB31	09:38:21.7	P	203,29		13,84		7017	
KK31	10:02:27.6	LR		866,9		15,1	6697	
MDO	10:02:30.4	LR		1154,7		17,9	6984	
KNDC	10:02:48.7	LR		1037,1		16,1	6985	
AB31	10:02:50.9	LR	204,23	707	3,65	14,7	7017	
MAKZ	10:03:02.3	LR		473,8		15,7	7542	
AKTO	10:03:04.8	LR		1365,1		15,6	7108	4,9
MK31	10:03:14.1	LR	247,38	660,7	3,08	15,5	7556	
BRVK	10:03:25.1	LR		616,9		16,3	7672	
BVA0	10:03:29.9	LR		425,2		16,9	7672	
KURK	10:03:30.5	LR		416,4		15,8	7741	4,2
KURBB	10:03:38.8	LR	201,92	428,1	3,54	17,5	7729	4,3

Таблица 2. Параметры сейсмического события 11.11.2018 г. вблизи о-ва Майотте по данным различных сейсмологических центров

Сеть	Время в очаге	Координаты		Кол-во станций в определении	S_{maj} , км	MLH/MS	mb	ML
		широта	долгота					
ИГИ	09:27:49.5	-12,3209	45,9467	12	430	4,5		
MCM	09:28:03.8	-10,8217	47,1707	30	1152	4,3	3,8	2,8
Локальная	9:27:27	-12,777	45,590					
Локальная	9:27:56	-12,61	45,49					3,1
Локальная	9:29:30	-12,58	45,47					3

Таблица 3. Параметры сейсмического события 09.02.2018 г. вблизи о-ва Майотта по данным МЦД

Сеть	Время в очаге	Координаты		Кол-во станций в определении	S_{maj} , км	MLH/MS	mb	ML
		широта	долгота					
MCM	08:46:33.4	-12,7761	45,3708	21	46	4,0	4,1	4,4

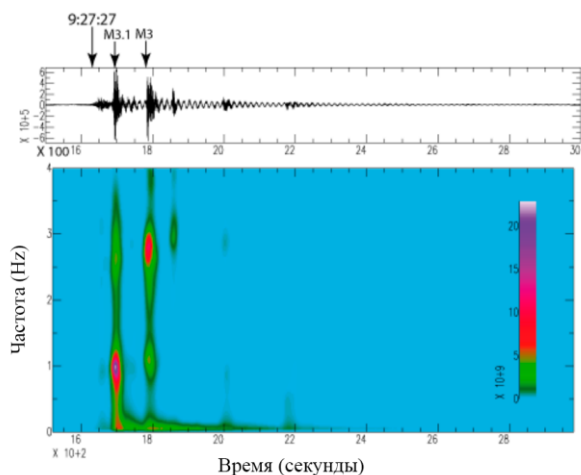


Рисунок 9. Сейсмограмма и спектрограмма сейсмических событий 11.11.2018 г. по данным станции MCH1 [1]

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ 2 СЕНТЯБРЯ 2018 Г.

После исследования особенностей волновой картины тремора 11.11.2018 г., проведен поиск похожих сейсмических событий. В [1] по данным локальной сети мониторинга было обнаружено еще 2 длиннопериодных тремора меньшей интенсивности из того же района. Оба события произошли 02.09.2018 г. и пред-

ставляют несколько небольших высокочастотных событий, сопровождавшихся монохромными низкочастотными волнами с пиковой частотой $F=0,062$ Гц. Первая серия событий была в 08:38–08:55, вторая – в 11:12–11:32. Запись первого события была обработана в МЦД [3, 4] (таблица 3).

Станции ИГИ записали оба сейсмических события, были изучены кинематические и динамические параметры сейсмограмм (таблицы 4, 5), однако локализовать эти события не удалось.

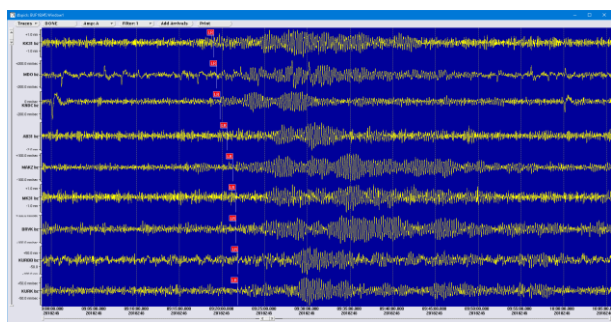
Таблица 4. Бюллетень сейсмического события 02.09.2018 г. $t_0=08-38$.

Код станции	Фаза	Азимут, град.	V_{app} , км/с	$A_{\max}$, нм	Период, $T_{\max}$	Δ , км
KK31	LR			450,2	17,3	6697
MDO	LR			742,4	19,88	6984
KNDC	LR			395	16,1	6985
AB31	LR	194,8	3,65	419,6	14,95	7017
MAKZ	LR			277,4	15,25	7542
MK31	LR	246,74	3,04	393	16,65	7556
BRVK	LR			268,7	17,1	7672
KURK	LR			215,1	16,7	7741
KURBB	LR	199,16	3,56	214,6	14,5	7729

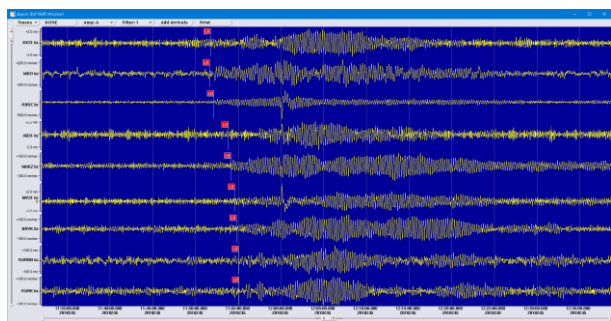
Таблица 5. Бюллетень сейсмического события
02.09.2018 г. $t_0=11:12$.

Код станции	Фаза	Азимут, град.	V_{app} , км/с	A_{max} , нм	Период, T_{max}	Δ , км
KK31	LR			663,4	17,8	6697
MDO	LR			652,1	17,6	6984
KNDC	LR			1291,9	18,1	6985
AB31	LR	201,52	3,58	612,4	17,4	7017
MAKZ	LR			375,6	17,9	7542
MK31	LR	246,13	3,24	330,9	13,4	7556
BRVK	LR			392,5	17,7	7672
KURK	LR			253,9	14,5	7741
KURBB	LR	203,4	3,46	324,4	17,7	7729

Форма записей события 02.09.2018 г. (рисунок 10-а, б) близка к записям события 11.11.2018 г., что свидетельствует о схожем механизме событий и близком расположении очагов.



а) фильтр 0,01–0,1 Гц



б) фильтр 0,01–0,1 Гц

Рисунок 10 Сейсмические записи станциями сети ИГИ события 02.09.2018 г. 08-38, вблизи о-ва Майотта

ОБСУЖДЕНИЕ ПРИРОДЫ СОБЫТИЯ

Событие 11.11.2018 г. вблизи о-ва Майотта имеет некоторое сходство с двумя событиями, описанными для Полинезии [6]. Авторы объяснили эти события как резонанс заполненного жидкостью резервуара, вызванного движением магмы под высоким гидростатическим давлением. Если это событие относится к очень длиннопериодной сейсмичности (по диапазону частот), формы его волны являются типичными для некоторых событий с большими периодами, свя-

занных с затухающими колебаниями в резонаторе. Как и в случае событий, зарегистрированных в 2011 и 2013 гг. в Полинезии [6], событие 11.11.2018 г. и другие более мелкие события, генерируемые на шельфе о-ва Майотта, можно рассматривать как сейсмические события, связанные с колебаниями после точечного возбуждения [1]. В [1] при помощи исследования GNSS-станций анализа интерферометрии InSAR показано, что с середины июля 2018 г. о-в Майотта дрейфовал с небольшим увеличением скорости, пока в конце 2018 г. не достиг пиковых скоростей ~ 224 мм/год на восток и ~ 186 мм/год вниз. С тех пор деформация плавно уменьшалась, достигнув в июле 2019 г. половины максимальной скорости. Смоделированная камера спада магмы расположена в 45 ± 5 км к востоку от Майотта на глубине 28 ± 3 км. Скорость извлечения магмы составляет $\sim 94 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ на максимуме в конце 2018 г. и $\sim 44 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ в июле 2019 г. Общий объем, извлеченный из глубокого источника в июле 2019 г., составляет $2,3 \text{ км}^3$.

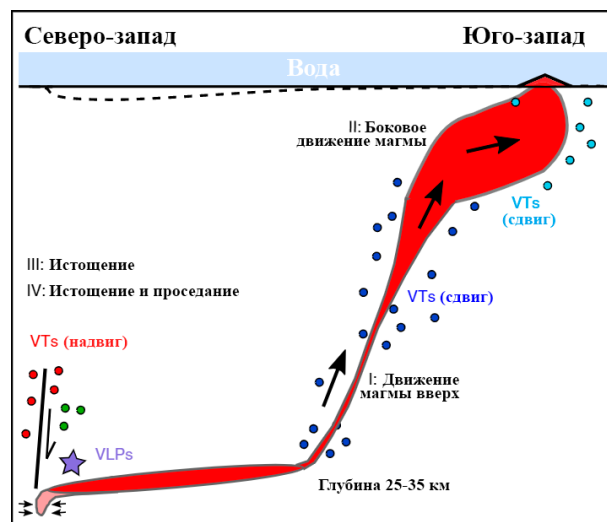


Рисунок 11. Эскиз глубокого магматического резервуара и восходящего пути магмы для формирования нового подводного вулкана [6]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По сейсмическим записям станций сети ИГИ изучен новый тип сейсмических событий – длиннопериодный монохроматический тремор, связанный с рождением вулкана. Создан сейсмический бюллетень, изучены кинематические и динамические параметры события 11.11.2018 г. Параметры сейсмического события получены с неплохой точностью. Найдены и исследованы сейсмические записи аналогичных событий 02.09.2018 г. Полученные результаты могут быть использованы для задач сейсмического распознавания природы источника и в практике работ аналитиков Центра данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lemoine, A. The 2018–2019 seismo-volcanic crisis east of Mayotte, Comoros islands: seismicity and ground deformation markers of an exceptional submarine eruption / A. Lemoine [et al] // *Geophysical Journal International*. – 2020. – 55 p. – preprint.
2. Mikhailova, N.N. Monitoring system of the Institute of Geophysical Research of the Ministry of Energy of the Republic of Kazakhstan / N.N. Mikhailova, I.N. Sokolova // *Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre 2016 January–June*. – V 53. – Issue 1, 2019. – P. 27–38.
3. Международный Центр данных ДВЗЯИ [Электронный ресурс]: – Режим доступа: <http://www.ctbto.org/>, авторизованным пользователям.
4. Международный сейсмологический Центр [Электронный ресурс]: – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk>, свободный.
5. Talandier, J. Unusual seismic activity in 2011 and 2013 at the submarine volcano Rocard, society hot spot (French Polynesia) / J. Talandier, O. Hyvernaud, R.C Maury // *Geophys. Res. Lett.*, 2016. – 43. – P. 4247 – 4254. – DOI: 10.1002/2016GL068342.
6. Cesca, S. Drainage of a deep magma reservoir near Mayotte inferred from seismicity and deformation nature research / S. Cesca [et al] // *Nature Geoscience*. – January 2020. – 13(1). – P. 87–93. – DOI: 10.1038/s41561-019-0505-5.

ҚАЗАҚСТАНДЫҚ МОНИТОРИНГ СТАНЦИЯЛАРЫНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША МАЙОТТЕ АРАЛЫ ЖАНЫНДА 2018 Ж. 11 ҚАРАШАДАҒЫ СЕЙСМИКАЛЫҚ ОҚИҒА

П.В. Рябенко, И.Н. Соколова

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Майотте аралының жанында («Комор аралдары» архипелагы) жанартаудың тууымен байланысты 2018 ж. 11.11-індегі ұзақ мерзімді сейсмикалық оқиғаның сипаттамасы зерттелді. Геофизикалық зерттеулер институты станциялары желісінің сейсмикалық жазбалары бойынша сейсмикалық бюллетень жасалды, осы оқиғаның кинематикалық және динамикалық параметрлері зерделенді, оны жергіліктеуі жүргізілді және MLH жер беті толқындары бойынша өңірлік магнитуда есептелген. 2018 ж. 09.02-сіндегі тәрізді оқиғалардың сейсмикалық жазбалары табылды және зерттелді. Ұзын периодты монохроматикалық треморларды өңдеу және жіктеу бойынша талдаушыларға ұсыныстар ұсынылды.

SEISMIC EVENT OF NOVEMBER 11, 2018 NEAR MAYOTTE ISLAND BASED ON DATA FROM KAZAKHSTANI MONITORING STATIONS

P.V. Ryabenko, I.N. Sokolova

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

Long-period seismic event of 11.11.2018 was studied; this event is connected with the birth of a volcano near Mayotte island (Comoro islands archipelago). Using seismic records from the networks of stations of Institute of Geophysical Research, a seismic bulletin was created; kinematic and dynamic parameters of this event were studied; its localization was identified and regional magnitude on surface MLH waves was calculated. Seismic records of analog events on 02.09.2018 were found and researched. Recommendations for analysts on processing and classification of long-period monochrome tremors were proposed.

УДК 550.34:621.039.9

SOURCE DEPTH DETERMINATION OF THE DPRK'S SIX NUCLEAR TESTS (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S, AND 2017) USING REGIONAL AND TELESEISMIC DATA

¹⁾ S.G. Kim, ²⁾ Y. Gitterman, ^{1,3)} S. Lee

¹⁾ Korea Seismological Institute, Goyang, Republic of Korea

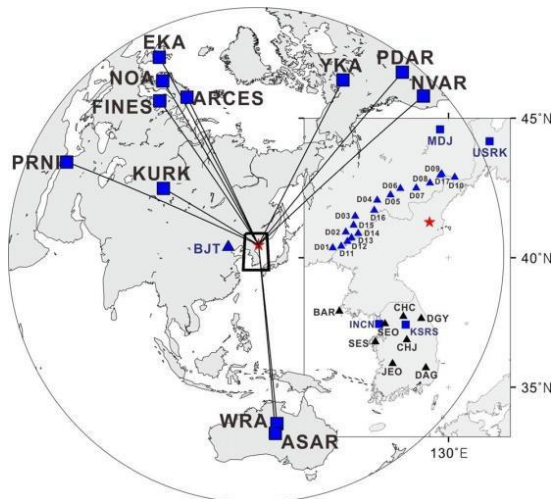
²⁾ Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, Israel

³⁾ Department of Physics, Hanyang University, Seoul, Republic of Korea

North Korea conducted underground nuclear explosions on October 9, 2006 (m_b 4.3), May 25, 2009 (m_b 4.7), February 12, 2013 (m_b 5.1), January 6, 2016 (m_b 5.1), September 9, 2016 (m_b 5.3) and September 3, 2017 (m_b 6.3). We estimated source depths for the North Korean nuclear tests using regional and teleseismic data. We found the burial depth at around 2 km for all North Korean nuclear tests using spectral nulls using $pP+P/sP+P$ and $pPn + Pn/sPn+Pn$ including spectral minima (holes) of the fundamental-mode Rayleigh wave amplitude spectra. It should be noted that utilizing azimuth averaged spectra from the observations is most appropriate to estimate depth for unknown sources in the nonlinear topographic region such as the North Korean nuclear test sites. It is also noticeable to have found spectral anomalies depending on not only source effects but also the site effects. We found higher spectral nulls at the Fennoscandian Shield stations like ARCES and FINES due to the higher crustal velocity resulting in the fast P-wave arrivals with high Q and low attenuation containing high frequencies which very fit to underground nuclear detection, whereas spectral nulls at ASAR are found to be much lower because there is the Great Artesian Basin beneath the array including the low velocity zone in the upper mantle as well. These phenomena are also observed from spectral nulls due to reflection from the bottom of the 660-km Discontinuity by a deep-focus earthquake. It is also notable that the possibility of the over-burial detonation would affect M_S : m_b and seismic yield for the North Korean underground nuclear tests [1].

DATA ANALYSIS AND INTERPRETATION

ARCES, ASAR, EKA, KURK, NVAR, PDAR, WRA and YKA teleseismic arrays were used to determine depth for the North Korean nuclear tests (Figure 1). The source depth is estimated by pP - P/sP - P delay times from the destructive interference ($pP + P/sP+P$) in the spectra.



Closed squares represent teleseismic arrays with uniformly azimuthal coverage for the average spectra. Open triangles represent the regional seismic network including KRSR (Korea Seismological Research Station, Wonju, South Korea) and USRK (Ussuriysk, Russia) arrays. The red star indicates the nuclear test site.

Figure 1. Teleseismic, Regional Seismic Arrays & Local Stations Seismic Networks

ARCES, EKA, FINES and YKA teleseismic arrays were used to determine depth for the North Korean nuclear tests on September 3, 2017. The source depth is

also estimated by pPn - Pn/sPn - Pn delay times from the destructive interference ($pPn + Pn/sPn+Pn$) in the spectra of KRSR and USRK Arrays for 2016J, 2016S and 2017S nuclear tests.

Synthetic seismograms and spectra of the vertical component for regional and teleseismic data to account for a) a spectral null (minimum) due to the destructive interference at 1.75 Hz showing $pPn + Pn$ for the near-field (441 km); b) at a spectral null at 1.25 Hz showing $pP + P$ for the far-field (distance 81°) at a depth of about 2 km assuming the flat Earth model (Figures 2, 3 and 4).

The same spectral nulls (Figure 2) of 1.10 Hz at ASAR, while spectral nulls of 1.35 Hz, 1.25 Hz and 1.25 Hz at WRA are estimated for the 2006, 2009 and 2013 nuclear tests of North Korea.

The delay times of pP - P (Figure 3) are much shorter than those of other arrays which may be due to the high-velocity lower crust through the stable Fennoscandian Shield with high Q whereas the low spectral null at ASAR are attributed to the Great Artesian Basin beneath the seismic array which includes a large aquifer with water-bearing formation, including the low velocity zone of the upper mantle.

We found (Figure 4) the spectral nulls of $sPn + Pn/pPn + Pn$ at 1.12/1.62 Hz for the 2006 test, 1.12/1.75 Hz for the 2009 test and 1.12/1.75 Hz for the 2013 test respectively indicating 2.17/2.12 km, 2.17/1.95 km and 2.17/1.95 km for the 2006, the 2009 and 2013 tests, respectively. The average depth for the 2006, 2009 and 2013 tests are found to be 2.15, 2.06 and 2.06 km. $sPn + Pn$ has the same spectral nulls indicating that the travel time difference for S wave (SV) for the near local array is almost the same for the very shallow depth.

**SOURCE DEPTH DETERMINATION OF THE DPRK'S SIX NUCLEAR TESTS (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S, AND 2017)
USING REGIONAL AND TELESEISMIC DATA**

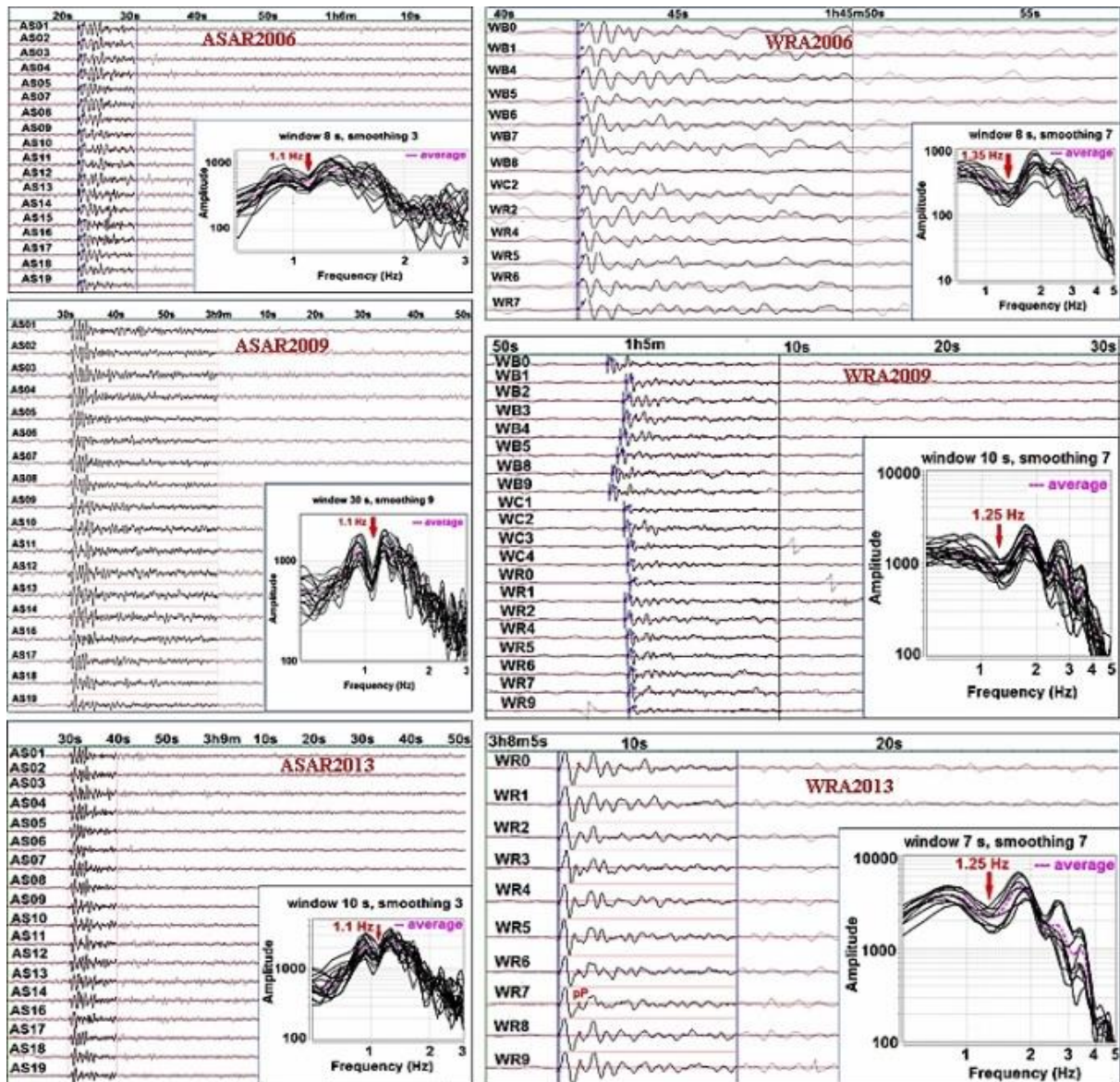
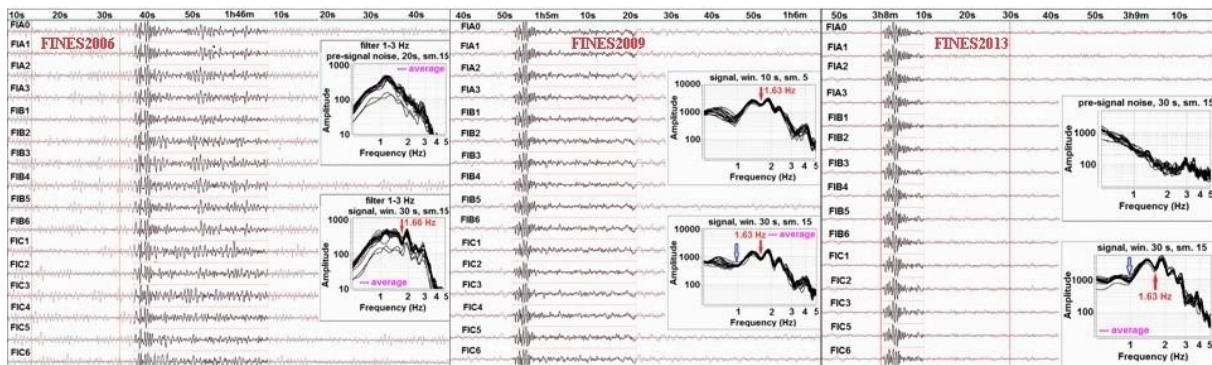


Figure 2. Seismograms & Spectral Nulls for the 2006, 2009, 2013 Nuclear Test Using Teleseismic Arrays ASAR and WRA



The open blue arrows and red solid arrows indicate spectral nulls of sP-P at around 1,1 Hz for the 2009 and 2013 and spectral nulls of pP-P at around 1,6 Hz for the 2006, 2009 and 2013 nuclear tests at FINES

Figure 3. Seismograms & Spectral Nulls for the 2006, 2009, 2013 Nuclear Tests Using Teleseismic Array FINES

SOURCE DEPTH DETERMINATION OF THE DPRK'S SIX NUCLEAR TESTS (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S, AND 2017) USING REGIONAL AND TELESEISMIC DATA

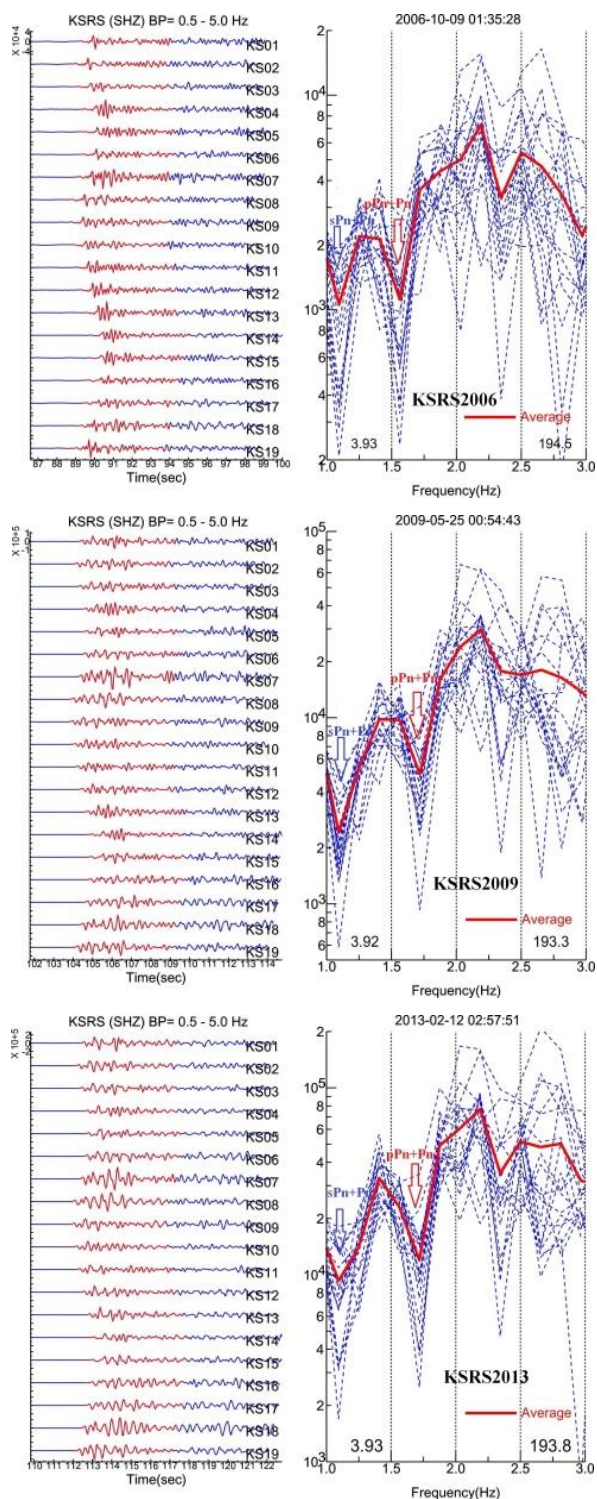


Figure 4. Seismograms & the spectral characteristics for the 2006, 2009 and 2013 nuclear tests from KSRS Array

It should be noted (Figure 5) that there is a slapdown phase at 0,74 Hz (1,35 s) and 0,57 Hz (1,75 s) after onsets of the P-wave arrivals in the USRK2016S and USRK2017S records (brown arrow).

We estimated depths of burial at 2,12 km, 2,06 km and 2,05 km from the free surface for the 2006, 2009 and 2013 nuclear tests using body and Rg wave spectral nulls

(Figures 2, 3 and 4). The source depths for the 2016J, 2016S and 2017 nuclear tests were estimated at 2,01, 2,11 and 2,01 Km, respectively (Figure 5) using the average spectral nulls of pPn+Pn and sPn+Pn from KSRS, USRK and MDJ. The Pn-wave velocity for USRK is used as 8,0 km/sec in the Sikhote Alin region which is obtained from [2] and [3] whereas that for KSRS is 7,8 km/sec which is obtained from various researchers [4, 5, 2]. However, the spectral nulls for the USRK are lower than those of KSRS due to the low velocity layer overlying the subducting slab of the Pacific Plate.

ARCES, EKA, FINES and YKA teleseismic arrays were used to determine depth for the North Korean nuclear tests on September 3, 2017 (Figure 6).

We have also found that the spectral null for the 2017S are very variable and low compared to those of the 2016J and 2016S tests. The slapdown phase also appears at 0,57 Hz (after 1,75 seconds from the onset) from the ARCES and EKA records in the 2017 test. It cannot be ruled out that the delay times for the 2017 may be a **velocity reduction for the surface-reflected P waves in the inelastic source region because of the slapdown (spall closure) as a secondary source** [6]. King et al. (1974) [7] found that the apparent average overburden velocities are approximately 15% lower than the velocities from on-site measurements from the Longshot, Milrow and Cannikin Nuclear Explosions. Therefore the actual burial depth for the 2017 test of North Korea should be greater than 2 km in the light of a slapdown phase. Since the slapdown phase is due to the inelastic and nonlinear process near the source. we should take into account a velocity reduction for the surface-reflected P waves resulting in the shallow depth for the 2017 nuclear test.

In Figure 7 we are shown synthetic seismograms and a spectral null at 1,75 Hz for the epicentral distance of 440 km and at 1,25 Hz for the epicentral distance of 81° in case of depth at 2,15 km assuming that the synthetics was calculated based on the flat Earth model for simplifications.

Figure 8 a, b and c indicate seismograms and spectra of P waves reflected at the bottom of 660-km Discontinuity. The spectral nulls at ASAR, FINES, and PDAR are due to the reflection from the 660-km Discontinuity by a deep-focus earthquake which occurred at a depth of around 600 km in the NE China on January 2, 2016 (depth=585,5 km, M=5,8). We found spectral nulls at ASAR, FINES and PDAR to be 1,48, 1,88 and 1,64 Hz respectively. The low spectral nulls at ASAR are attributed to the Great Artesian Basin beneath the seismic array which includes a large aquifer with water-bearing formation, whereas the high spectral nulls at FINES are due to the higher crustal velocity of the Fennoscandian Shield beneath the seismic array resulting in the fast P-wave arrivals with high Q and low attenuation. d shows a tomography near the Mantle Transition Zone (410–660 km) with a hypocenter of the deep-focus earthquake (white star).

**SOURCE DEPTH DETERMINATION OF THE DPRK'S SIX NUCLEAR TESTS (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S, AND 2017)
USING REGIONAL AND TELESEISMIC DATA**

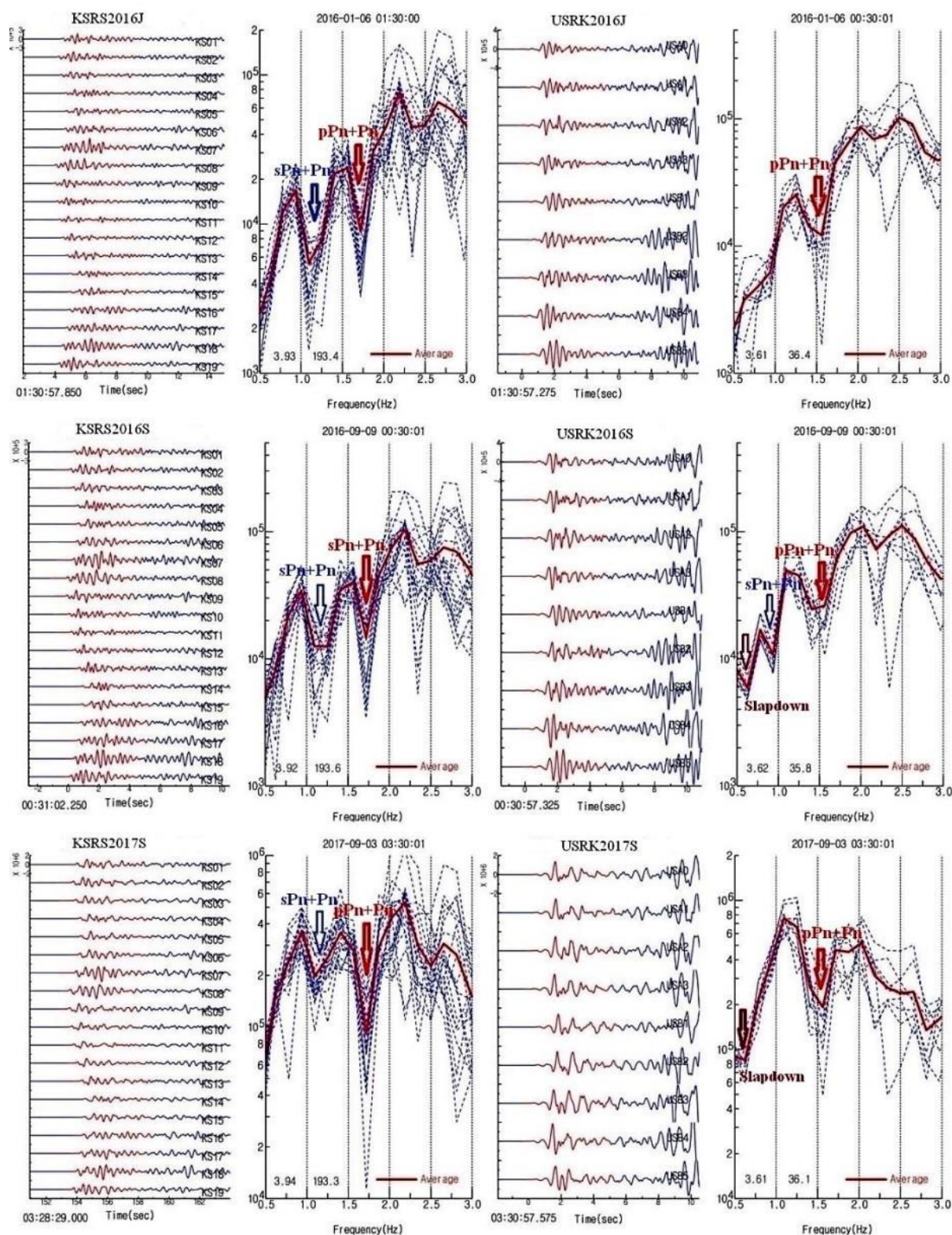
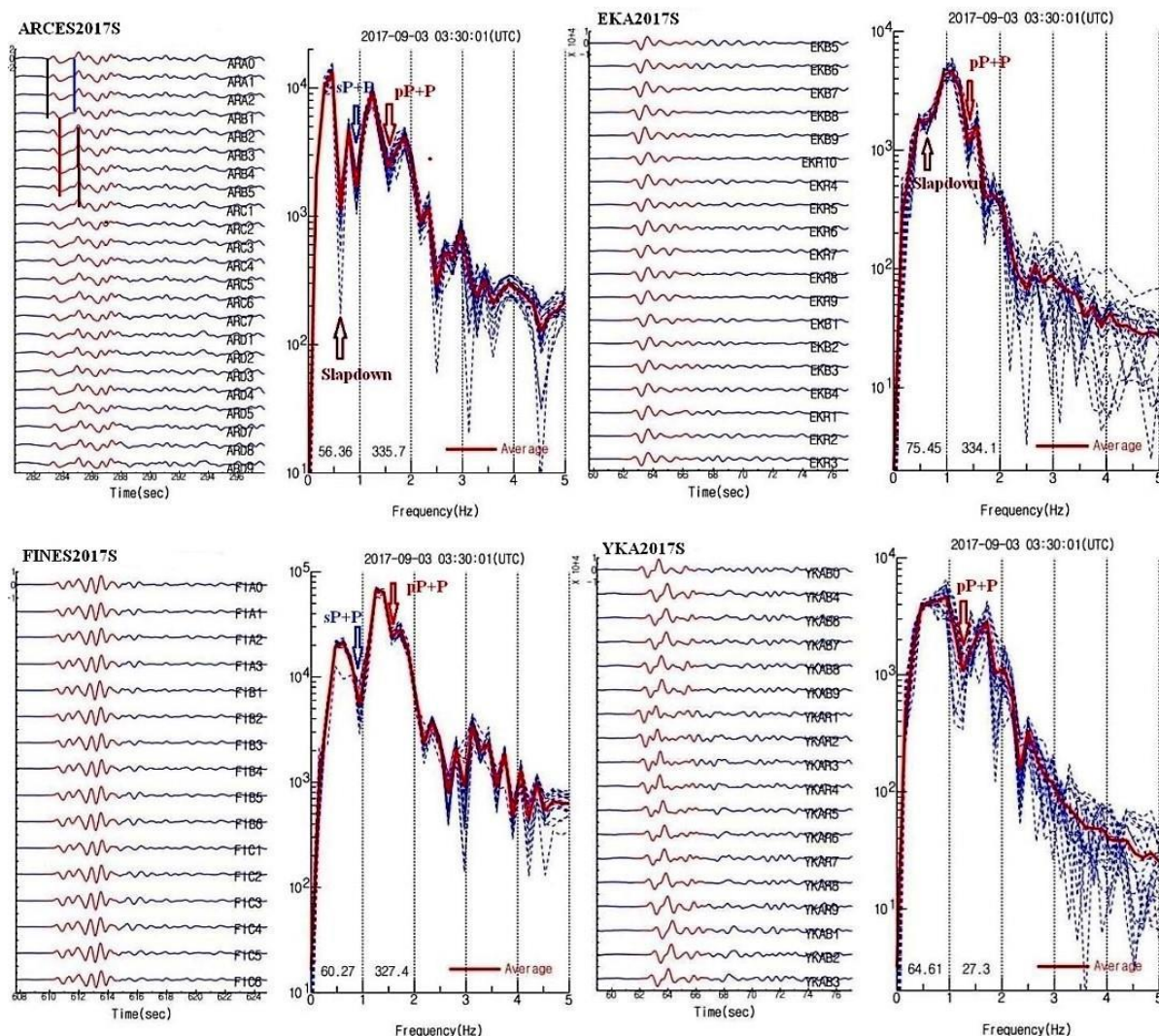


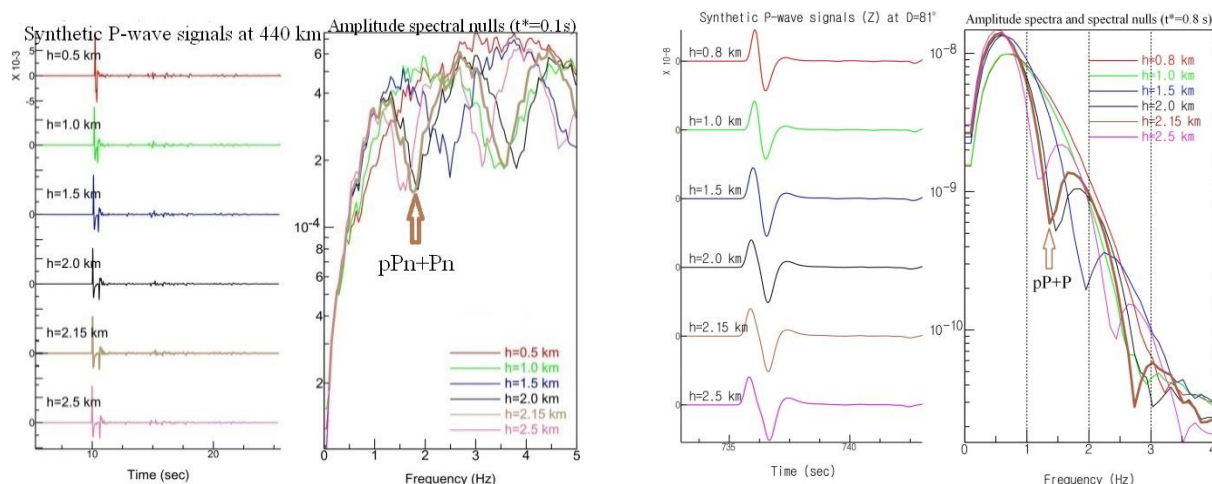
Figure 5. Seismograms & Spectral characteristics for the 2016J, 2016S and 2017S nuclear tests of North Korea from KRSR and USRK Array

**SOURCE DEPTH DETERMINATION OF THE DPRK'S SIX NUCLEAR TESTS (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S, AND 2017)
USING REGIONAL AND TELESEISMIC DATA**



Red and blue arrows indicate spectral nulls of pP+P and sP+P; black, red, blue and brown bars at ARCES indicate P, pP, sP and slapdown phases in the time domain. The slapdown phases also appear at spectra of ARCES and EKA records

Figure 6. Seismograms & Spectral nulls of seismic waves for the 2017S nuclear test using teleseismic arrays ARCES and EKA



a) spectral null at 1.75 Hz, epicentral distance of 440 km

b) spectral null at 1.75 Hz, epicentral distance of 81°

Figure 7. Synthetic Seismograms & Spectra for pPn+Pn and pP+P

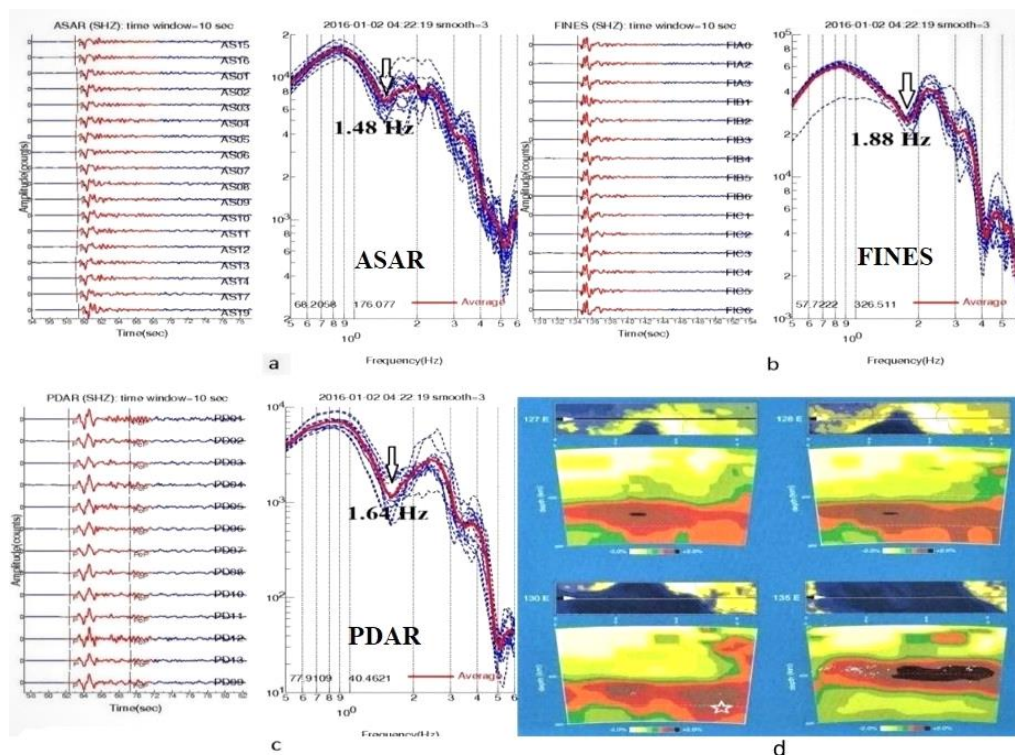


Figure 8. Seismograms and spectra of P waves reflected at the bottom of 660-km Discontinuity (a–c). Tomography near the Mantle Transition Zone (410–660 km) with a hypocenter of the deep-focus earthquake (d)

We also found abnormally higher or lower spectral nulls due to the bottom of the 660-km discontinuity of the Mantle Transition Zone (410 km – 660 km) at a depth around 600 km at FINES and ASAR as compared with at PDAR in Figure 8. These phenomena are attributed to higher crustal velocity beneath the FINES seismic array and the lower crustal velocity beneath the ASAR seismic array which is located in the Great Artesian Basin in the Central Australia. As a result, we also found the abnormally higher or lower spectral nulls to be related to the site effects of observing stations. We presumed that the deep-focus earthquake occurred at a depth of around 3 km from the 660-km Discontinuity.

The spectral nulls for North Korean nuclear tests (Figure 9) are estimated at 0.14 Hz at BJT, INCN and R720B (0.146 Hz) whereas 0.17 Hz at SEO, HIA and KSAR. The spectral nulls for 2006 are observed at 0.13 Hz from most of stations. No spectral nulls at MDJ and USRK except for the 2006 test for MDJ and for the 2016S test for USRK.

Figure 9 shows the fundamental-mode Rayleigh waves and displacement spectra for the BHZ band-pass filtered (0.02–0.1 Hz) with amplitude in counts. The spectral nulls for North Korean nuclear tests are estimated at 0.14 Hz at BJT, INCN and R720B (0.146 Hz) whereas 0.17 Hz at SEO, HIA and KSAR. The spectral nulls for 2006 are observed at 0.13 Hz from most of stations. No spectral nulls at MDJ and USRK except for the 2006 test for MDJ and for the 2016S test for USRK.

The notches (spectral nulls) of the amplitude spectra of fundamental-mode Rayleigh waves corroborate the estimated depths extrapolated via body waves. Rayleigh wave excitation is sensitive to source depth, especially at intermediate and short periods due to the approximate exponential decay of Rayleigh wave displacements with depth. The frequency-dependent “spectral null” in the Rayleigh wave amplitude spectra are most pronounced for the pure (vertical) strike-slip faultings and the reverse faulting mechanisms with 45° dip. The spectral null of the fundamental-mode Rayleigh wave spectrum is dependent on source mechanism, depth and source-receiver azimuth but does not vary much with the shot medium and the shot yield [8–13]. The conical dip-slip reverse faulting may accompany a deep-seated tensile failure occurring at a depth above shot point [14, 15] generating the strong Rg wave radiation from a vertically oriented CLVD source [16]. We also estimated source depths for North Korean nuclear tests using spectral nulls of the fundamental-mode amplitude spectra of Rayleigh waves. We found spectral nulls at 0.13 Hz and 0.146 Hz using INCN and BJT through the pure continental-path data for DPRK’s nuclear tests in Figure 7. However, we found no spectral nulls at ERM which follows dispersion with higher mode Rayleigh waves along the subduction zone. The spectral nulls may be related to a reverse faulting dipping at about 45° dip which is consistent with findings from other researchers [8–13] whereas no clear spectral nulls were found for non-pure (vertical) strike-slip faulting motions and the oblique reverse fault mechanisms [13].

SOURCE DEPTH DETERMINATION OF THE DPRK'S SIX NUCLEAR TESTS (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S, AND 2017) USING REGIONAL AND TELESEISMIC DATA

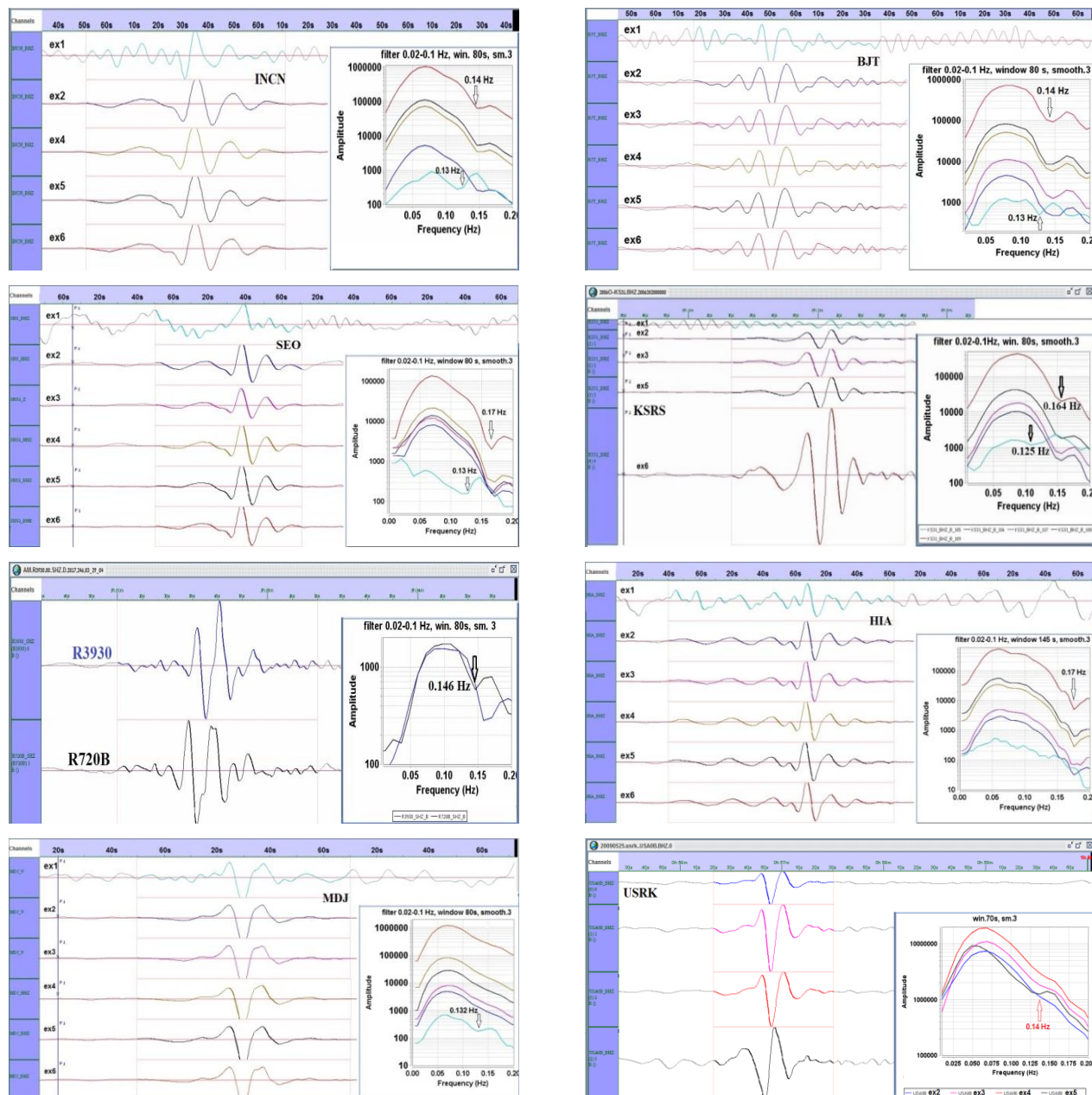


Figure 9. The fundamental-mode Rayleigh waves and displacement spectra for the BHZ band-pass filtered (0.02–0.1 Hz) with amplitude in counts

The source mechanism for the North Korean nuclear explosions may be assumed to be the conical dip-slip volume accompanying a reverse faulting motion as a vertically distributed source in a shaft. A spectral null (minima) is caused by an excitation null for short-period fundamental-mode Rayleigh waves, termed Rg waves as a CLVD (compensated linear vector dipole) source which correlates with normal mode theory in the form of resonant frequency [14, 13, 12, 10, 17] have examined the performance of MS scales on 7-sec Rayleigh waves recorded distances less than 500 km from Nevada Test Site. We estimated at 2,15 km for the 2006 test and 2,01 km for the rest of nuclear tests using the spectral nulls of the fundamental-mode Rayleigh wave amplitude spectra

which are in good agreement with body wave studies. We estimated the spectral nulls for the North Korean nuclear tests at 0,14 Hz at BJT, INCN, and Gobongsan (R720B) (in Forensic Explosion Seismology) whereas at 0,16–0,17 Hz at KSRS, SEO, R3930 and HIA (Figure 9). The reason why we found the higher spectral nulls at SEO, KSRS, R3930 and HIA may be due to the azimuth from the source. No spectral nulls are also observed at MDJ for the 2006 test and at USRK except for the 2016S test. The spectral null (minimum) from the CLVD depth by waveform modeling mechanism [18] correlates with source depths derived from pP - P and pPn - Pn delay times. The conical dip-slip reverse faulting may accompany a deep-seated tensile failure occurring at a

depth above shot point [14], 15] generating the strong Rg wave radiation from a vertically oriented CLVD source [19, 20] which is a kind of a spallation-like source function, but it is not associated with the surface spall because it was conducted at granite in the deep tunnels. The estimated depth via the CLVD model also disambiguates the estimated source depth by body waves.

CONCLUSIONS

DPRK's underground nuclear explosion source sketch at a depth of around 2 km with gas cavity radius of around 15–57 m and inelastic volume radius of about 200–300 m is shown in Figure 10 (cavity radius $R_c = 21,0W^{0.306}E^{0.514}/\rho^{0.244}\mu^{0.576}h^{0.161}$ in meters, where W = yield in kt, E and μ = Young's and shear moduli in megabars, ρ = overburden density in grams per cubic centimeters, and h = depth of burial in meters).

Locations of North-Korean nuclear tests of 2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S, AND 2017S, determined according to various source [21–25], shown in Figure 11. It seems that the North Korean nuclear tests are mutually connected by tunnels except for 2006 and 2017S tests

according to the location map. Taking into account cavity radii (15–57 m) and inelastic volume radii which are (3–5) times of a cavity radius, each site does not influence the determination for source parameter [29, 30].

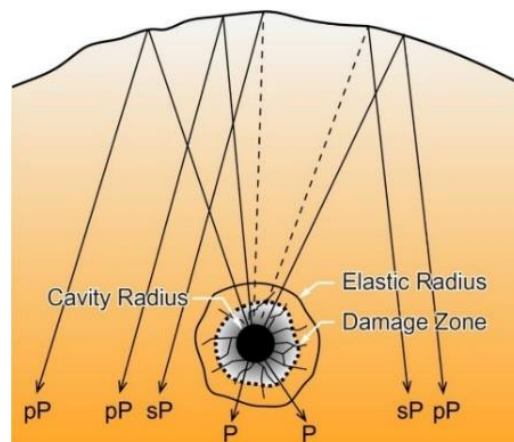
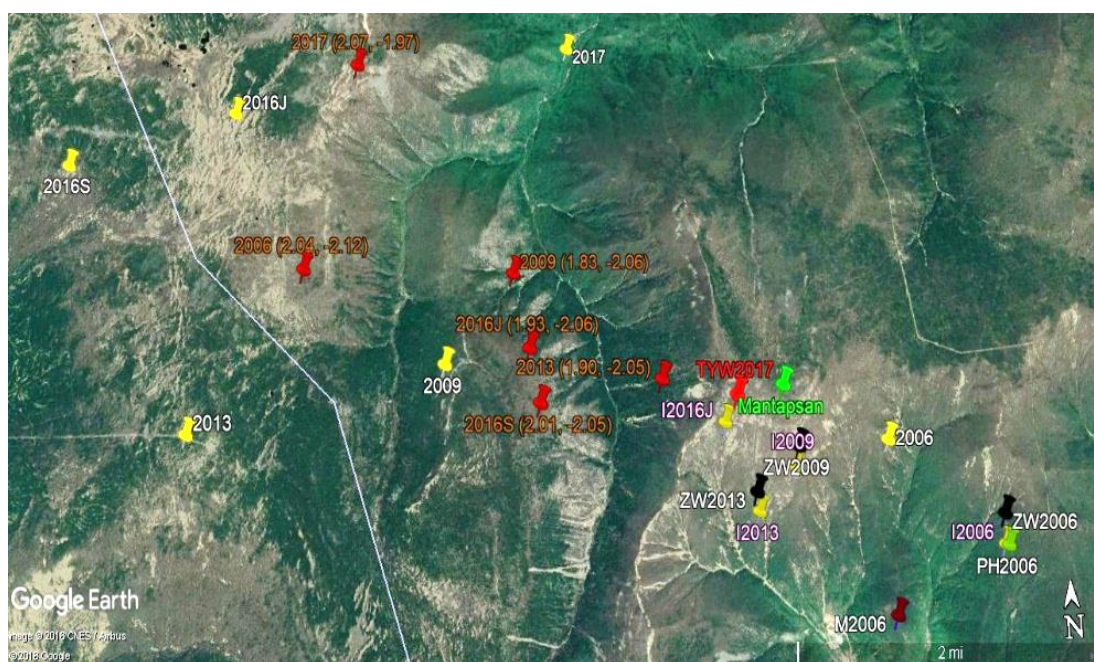


Figure 10. DPRK's underground nuclear explosion sketch at a depth of around 2 km with gas cavity's radius of around 15–57 m



The pin symbols represent North Korean nuclear test locations with elevations and depths (negative) in km. The prefixes of I, M, PH, ZW and TYW indicate the works from several researchers ([21] Israelsson 2016; [22] Murphy et al. 2013; [23] Pabian and Hecker, 2012; [24] Zhang and Wen, 2013; [25] Tian, Yao and Wen, 2018). IDC and NEIC prefixes before year indicate source locations estimated by International Data Center (IDC)/CTBTO and National Earthquake Information Center (NEIC), United States Geological Survey (USGS) for the event year

Figure 11. Locations of North-Korean nuclear tests according to various sources

As a result, we concluded that the burial depths of the 2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S and 2017S nuclear tests were estimated at 2,12, 2,06, 2,05, 2,06, 2,05 and 1,97 km by depth phases which are almost identical with the detonation depths estimated from the fundamental-mode of Rayleigh wave amplitude spectra [18, 26, 27, 28] indicating that all North Korean nuclear tests were conducted at depth of about 2 km near Mt. Mantap. Our

findings of the deep detonation depth are based on the absolute method using the fundamental theory of seismic wave propagation, whereas other studies rely on the relative method using an elevation difference between the tunnel entrance of the 2006 test and a source location from the satellite images. However, it should be noted that the source location is always not in the same elevation as the tunnel entrance of the 2006 test.

REFERENCES

1. Kim, S.G. Forensic Explosion Seismology: Technologies and Applications / S.G. Kim, Ye. Gitterman. – Cambridge Scholars Publishing, UK. – 2020. – 531 pp.
2. Phillips, W.S. Accounting for lateral variations of the upper mantle gradient in Pn tomography studies / W.S. Phillips, M.L. Begnaud, C.A. Rowe, L.K. Steck, S.C. Myers, M.E. Pasyanos, S. Ballard // *Geophys. Res. Lett.*, 2007. – 35 (14). – 10.1029/2008GL034211.
3. Rodnikov, A. G. The deep structure of active continental margins of the Far East (Russia) / A. G. Rodnikov, N. A. Sergeyeva, L. P. Zabarinskaya, N. I. Filatova, V. B. Piip, V. A. Rashidov // *Russian Journal of Earth Sciences*, 2008. – 10 (4). – ES4002. <https://doi.org/10.2205/2007es000224>.
4. T.W. Chung A quantitative study on the crustal structure of the Korean Peninsula based on The earthquakes from 1991 to 1994 / T.W. Chung // *J. Kor. Earth Sci. Soc.*, 1995. – 16 (2). – P. 152–157.
5. Kim, S.G. Investigation of post-sites using local seismic tomography in the Korean Peninsula / S.G. Kim, H. Bae // *Kr. Soc. Econ. Environ. Geol.*, 2006. – 39 (2). – P. 111–128.
6. Springer, D. L. Secondary sources of seismic waves from underground nuclear explosions / D.L. Springer // *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1974. – 64 (3). – P 581–594.
7. King, C. Y. Teleseismic source parameters of the Longshot, Milrow, and Cannikin nuclear explosions / C. Y. King, A. M. Abo-Zena, J. N. Murdock // *Journal of Geophysical Research*, 1974. – 79(5). – P. 712–718.
8. Tsai, Y B. Amplitude spectra of surface wave from small earthquakes and underground nuclear explosions / Y B. Tsai, K. Aki // *J. Geophys. Res.*, 1971. – 76. – P. 3940–3952.
9. Douglas, A., Corbishley, D. J., Blamey, C., & Marshall, P. D. (1972). Estimating the firing depth of underground explosions / A. Douglas, D. J. Corbishley, C. Blamey, P. D. Marshall // *Nature*, 1972. – 237. – P. 26–28.
10. Langston, C. Evidence for the subducting lithosphere under southern Vancouver Island and western Oregon from teleseismic P wave conversions / C. Langston // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1980. – 86 (B5). – P. 3857–3866.
11. Okal, E.A. A Student's Guide to Teleseismic Body Wave Amplitudes / E.A. Okal // *Seismological Research Letters*, 1992. – 63 (2). – P. 169–180. – DOI: 10.1785/gssrl.63.2.169.
12. Fox, B.D., Selby N.D., Heyburn R., Woodhouse J.H. Shallow seismic source parameter determination using intermediate-period surface wave amplitude spectra / B.D. Fox, N.D. Selby, R. Heyburn, J.H. Woodhouse // *Geophys. J. Int.*, 2012. – vol. 191. – P. 601–615.
13. Heyburn, R. Estimating earthquake source depths by combining surface wave amplitude spectra and teleseismic depth phase observations / R. Heyburn, D. Neil, B. Fox // *Geophysical Journal International*, 2013. – 94 (2). – P. 1000–1010.
14. Massé, R. P. Review of seismic source models for underground nuclear explosions / R. P. Massé // *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1981. – 71(4). – P. 1249–1268.
15. Patton, H. J. Effects of shock-induced tensile failure on m b -M S discrimination: Contrasts between historic nuclear explosions and the North Korean test of 9 October 2006 / H. J. Patton, S. R. Taylor // *Geophys. Res. Lett.*, 2008. – 35. – L14301
16. Rodgers, A. J. Simulation of topographic effects on seismic waves from shallow explosions near the North Korean nuclear test site with emphasis on shear wave generation / A. J. Rodgers, N. A. Petersson, B. Sjogreen // *J. Geophys. Res.*, 2010. – Sol. Ea. 115. – B11309. – doi: 10.1029/2010JB007707
17. Bonner, J. B. Aspects of Rg and Lg generation from the Shagan depth of burial explosions / J. B. Bonner, H. J. Patton, A. C. Rosca, H. Hooper, J. Orrey, M. Leidig, and I. Gupta // Paper presented at 25th Seismic Research Review: Nuclear Explosion Monitoring: Building the Knowledge Base, Natl. Nucl. Security Admin., Washington, D. C., 2003.
18. Vavryčuk, V. Non-isotropic radiation of the 2013 North Korean nuclear explosion // V. Vavryčuk, S. G. Kim // *Geophysical Research Letters*, 2014. – 41(20). 10] – P. 7048–7056. – <https://doi.org/10.1002/2014GL06126>.
19. Cho, C. Comparison of results of relative location methods and moment tensor inversion for the nuclear explosions experimented in North Korea / C. Cho, J. S. Shin, G. Kim // S31A-2722, 2016 AGU Fall Meeting, San Francisco, 2016. – P. 10–12.
20. Udias, A. Principle of seismology / A. Udias // United Kingdom: Cambridge University Press. – 1999. – 475 pp.
21. Israelsson, H. A note on the location of the North Korean nuclear test on Jan 6, 2016 / H. Israelsson // Technical note 2016-01. – Washington: SeismicInfra Research. – 2016.
22. Murphy, J. R. Advanced seismic analyses of the source characteristics of the 2006 and 2009 North Korean Nuclear Tests / J. R. Murphy, Stevens, B. C. Kohl, T. J. Bennett // *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2013. – 103 (3). – P. 1640–1661.
23. Pabian, F. Contemplating a third nuclear test in North Korea / F. Pabian, S. Hecker // *Bull. Atomic. Scientists*, opinion, 6 August, 2012. – <http://www.thebulletin.org/web-edition/features/contemplating-third-nuclear-test-north-korea>.
24. Zhang, M. High-precision location and yield of North Korea's 2013 nuclear test / M. Zhang, L. Wen // *Geophysical Research Letters*, 2013. – 40. – 2941–2946. – doi: 10.1002/grl.50607.
25. Tian, D. Collapse and Earthquake Swarm after North Korea's 3 September 2017 Nuclear Test / D. Tian, J. Yao, L. Wen // *Geophysical Research Letters*. – Apr 2018. – P. 3976–3983.
26. Gitterman, Y. Spectral modulation effect in teleseismic P-waves from North Korean nuclear tests recorded in broad azimuthal range and possible source depth estimation / Y. Gitterman, S. G. Kim, R. Hofstetter // *Pure and Applied Geophysics*, 2015. – 173 (4). – P. 1157–1174. – <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1169-8>.
27. Kim, S. G. Estimating depth and source characteristics of nuclear tests by the Democratic People's Republic of Korea in 2006, 2009 and 2013 using regional and teleseismic network / S. G. Kim, Y. Gitterman, G. Lee, S. Vavryčuk, V., Kim, M. // *Science and Technology, CTBTO, SnT2015, Vienna, Austria*. 2015. – P. 22–26.
28. Kim, S. G. Depth determination and source characteristics of the North Korean nuclear tests (2006, 2009, 2013 and 2016) using local and teleseismic arrays / S. G. Kim, Y. Gitterman, S. Lee, V. Vavryčuk // Final Paper Number: S34A-02, AGU Fall Meeting, San Francisco, December 12–16. – 2016.
29. Closmann, P. J. On the prediction of cavity radius produced by an underground nuclear explosion / P. J. Closmann // *Journal of Geophysical Research*, 1969. – 74 (15). – P. 3935–3939.
30. Springer, D. L. Secondary sources of seismic waves from underground nuclear explosions / D. L. Springer // *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1974. – 64 (3). – P. 581–594.

АЙМАҚТЫҚ ЖӘНЕ ТЕЛЕСЕЙСМИКАЛЫҚ ДЕРЕКТЕР БОЙЫНША КХДР-ДЫҢ АЛТЫ ЯДРОЛЫҚ СЫНАҚТАРЫ (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S және 2017) КӨЗДЕРІНІҢ ТЕРЕҢДІГІН АНЫҚТАУ

¹⁾ С.Г. Ким, ²⁾ Й. Гиттерман, ^{1,3)} С. Ли

¹⁾ *Корея сейсмологиялық институты, Корея Республикасы*

²⁾ *Бен-Гурион атындағы Негева университеті, Бээр-Шева, Израиль*

³⁾ *Ханьян университеті, физика факультеті, Сеул, Корея Республикасы*

Солтүстік Корея жерасты ядролық жаралыстарын 2006 ж. 9 қазанда (m_b 4.3), 2009 ж. 25 мамырда (m_b 4.7), 2013 ж. 12 ақпанда (m_b 5.1), 2016 ж. 6 қаңтарда (m_b 5.1), 2016 ж. 9 қыркүйекте (m_b 5.3) және 2017 ж. 3 қыркүйекте (m_b 6.3) өткізді. Аймақтық және телесейсмикалық деректер бойынша осы солтүстіккореялық ядролық жарылыстардың тереңдігін бағалау жүргізілді. Рэлея толқынының негізгі амплитудалық спектрі тербелістерінің спектралдық минимумдарын (аралықтар) қоса алғанда $pP+sP+pP$ және $pPn + Pn/sPn+Pn$ спектрлік нөлдер әдісімен барлық солтүстіккореялық ядролық жарылыстарының зарядтарын салу тереңдігі 2 км жуық болғандығы анықталды. Орталықтандырылған азимутты спектрлерді пайдалану, солтүстіккореялық ядролық сынау полгондары сияқты бейсыздықты топографиялық аймақтардағы белгісіз көздердің тереңдіктерін бақылауға бәрінен де жарамды екендігі белгіленді. Көздің түріне ғана тәуелді емес алаңның жағдайына да тәуелді спектрлік ауытқулар анықталды. Q жоғары бойлық толқынның жылдам кіруіне және төмен сөнуіне әкелетін жер қыртысындағы неғұрлым жоғары жылдамдыққа байланысты Балтика қалқанында орналасқан, мысалы ARCES және FINES станциялардағы биіктеу жиіліктерде спектрлік ауытқулар анықталды. Бұл жерасты ядролық жарылыстарды анықтау үшін өте жарамды, ал Үлкен артезиан алабының сейсмикалық тобының астында орналасуына байланысты мантияның жоғарғы бөлігіндегі аз жылдамдықты зоналарды қосқанда ASAR-дағы спектрлік нөлдер неғұрлым төменжиілікті болып шықты. Осындай спектрлік нөлдердің көріністері, тереңфокусты жерсілкінулерден 660-километрлік алшақтықтың әртекстілігінің шекараларынан шағылысуға да байланысты. $M_s:m_b$ арақатынасы мен солтүстіккореялық жерасты ядролық сынақтарды салынған зарядтың үстінде жарудың сейсмикалық қуатын анықтауға әсер ету мүмкіндігі белгіленді [1].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ ИСТОЧНИКА ШЕСТИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ КНДР (2006, 2009, 2013, 2016J, 2016S и 2017) ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ И ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

¹⁾ Ким С.Г., ²⁾ Гиттерман Й., ^{1,3)} Ли С.

¹⁾ *Корейский сейсмологический институт, Республика Корея*

²⁾ *Университет Негева им. Бен-Гуриона, Бээр-Шева, Израиль*

³⁾ *Университет Ханьян, Сеул, Республика Корея*

Северная Корея провела подземные ядерные взрывы 9 октября 2006 г. (m_b 4.3), 25 мая 2009 г. (m_b 4.7), 12 февраля 2013 г. (m_b 5.1), 6 января 2016 г. (m_b 5.1), 9 сентября 2016г. (m_b 5.3) и 3 сентября 2017 г. (m_b 6.3). Выполнена оценка глубины источников этих северокорейских ядерных взрывов по региональным и телесейсмическим данным. Методом спектральных нулей $pP+sP+pP$ и $pPn + Pn/sPn+Pn$, включая спектральные минимумы (пробелы) колебаний основного амплитудного спектра волны Рэлея, было установлено, что глубина заложения зарядов всех северокорейских ядерных взрывов составляла около 2 км. Отмечено, что использование спектров с усредненным азимутом более всего подходит для оценки глубины неизвестных источников в нелинейных топографических регионах, таких как северокорейские ядерные испытательные полигоны. Выявлены спектральные аномалии, зависящие не только от типа источника, но и от условий площадки. Установлены спектральные аномалии на более высоких частотах на станциях, расположенных на Балтийском щите, например, ARCES и FINES, ввиду более высокой скорости в земной коре, которая приводит к быстрому вступлению продольной волны с высоким Q и низким затуханием, содержащим высокую частоту. Это хорошо подходит для обнаружения подземных ядерных взрывов, в то время как спектральные нули на ASAR оказались более низкочастотными из-за расположения под сейсмической группой Большого артезианского бассейна, включающего зону малых скоростей в верхней части мантии. Подобные проявления спектральных нулей наблюдаются также в связи с отражением от границ неоднородностей 660-километрового разрыва от глубокофокусного землетрясения. Отмечена возможность влияния на отношение $M_s:m_b$ и определение сейсмической мощности северокорейских подземных ядерных испытаний подрыва над заложенным зарядом [1].

УДК 550.34.06

РАСПОЗНАВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ РАЙОНА ПОЛИГОНА ЛОБНОР ПО ДАННЫМ СЕТИ KNET

¹⁾ Берёзина А.В., ²⁾ Соколова И.Н., ¹⁾ Першина Е.В., ¹⁾ Никитенко Т.В.

¹⁾ Институт сейсмологии НАН КР, Бишкек, Кыргызстан

²⁾ Институт геофизических исследований НЯЦ РК, Курчатов, Казахстан

Приведены результаты сравнительного анализа волновой картины подземных ядерных взрывов, произведённых на испытательном полигоне Лобнор (КНР) за период 1992–1996 гг., по данным кыргызской сети станций мониторинга KNET и тектонических землетрясений с эпицентрами в том же районе. Исследованы спектральные отношения основных региональных фаз Sn/Pn и Lg/Pg с целью сейсмического распознавания природы источника. Наилучшим параметром распознавания является спектральное отношение Lg/Pg для узкополосных фильтров с центральными частотами 2,5 и 5 Гц.

В сентябре 1991 г. на территории Кыргызстана и Казахстана установлена современная цифровая телеметрическая сеть сейсмических станций KNET [1], которая в настоящее время включает 10 станций (рисунок 1): Ала-Арча (ААК), Алма-Ашу (АМЛ), Чумыш (СНМ), Еркин-Сай2 (ЕКС2), Карагай-Булак (КВК), Кызарт (КЗА), Токмак2 (ТКМ2), Учтор (УЧН), Улахол (УЛНЛ) и Успенровка (УСП) [1]. Станции укомплектованы трёхкомпонентными широкополосными сейсмометрами STS2 и дигитайзерами REFTEK-72 А [1]. Частота оцифровки составляет 40 Гц для каналов ВНЗ, ВНЕ, ВНН, 100 Гц для каналов ННЗ, ННЕ, ННН и 1 Гц для каналов ЛНЗ, ЛНЕ, ЛНН. На рисунке 2 представлена АЧХ приборов.

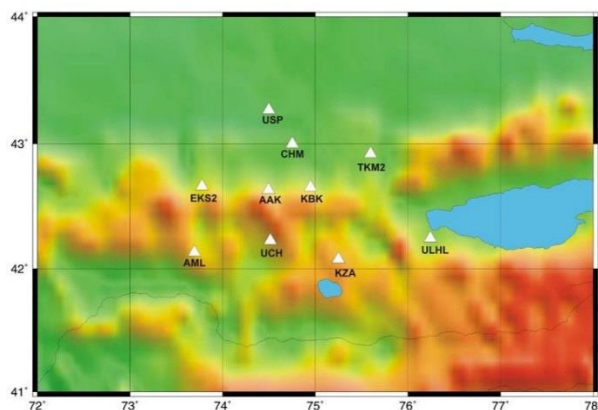


Рисунок 1. Расположение сейсмических станций сети KNET

Станции передают данные в режиме реального времени в Институт сейсмологии (ИС) НАН КР и Научную станцию РАН. В Кыргызском национальном центре данных ИС НАН КР (NDC-KG) ведётся круглосуточный мониторинг сейсмических событий разной природы, составляется сейсмологический бюллетень тектонических землетрясений для оценки сейсмической опасности. Контроль за проведением ядерных испытаний в регионе Центральной и Южной Азии сейсмическими методами не является основной задачей NDC-KG, однако для составления ка-

чественного бюллетеня необходимо распознавание природы источника события, так как на территории Азии, кроме тектонических землетрясений, регистрируются ядерные и карьерных взрывы, оползни, снежные лавины и др. За продолжительный период своего существования, почти 30 лет, сейсмическая сеть KNET зарегистрировала ядерные испытания на региональных и телесеизмических расстояниях, произведённых на полигонах Невада, Муруроа и Фангтауфа, Лобнор, Похаран, Чагай и Пунгери.

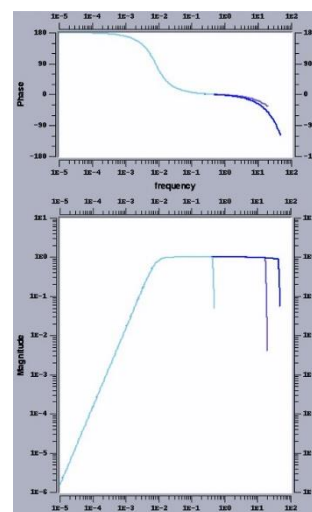
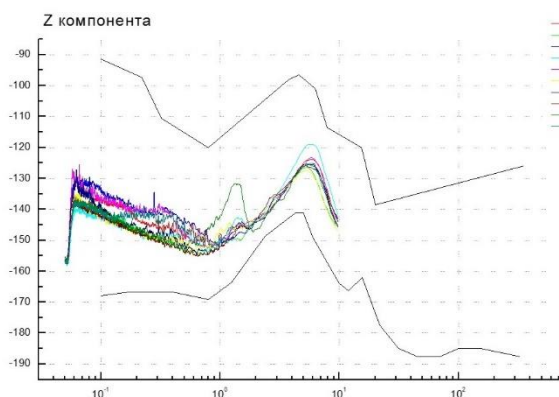
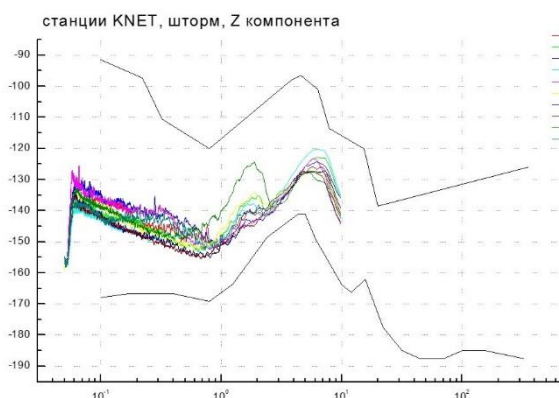


Рисунок 2. Амплитудно-частотные характеристики сейсмических станций сети KNET

Некоторые из этих полигонов в настоящее время закрыты, однако задача сейсмического распознавания подземных ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях не потеряла актуальности. Азиатские испытательные ядерные полигоны (Лобнор, Чагай и Похаран) находятся на региональных расстояниях от станций кыргызской сети KNET [1]. С начала работы сеть KNET зарегистрировала 8 ПЯВ из района китайского испытательного полигона Лобнор, 2 – из района пакистанского испытательного полигона Чагай, 1 – из района индийского испытательного полигона Похаран.



а) дни без штормов на оз. Иссык-Куль



б) дни со штормами на оз. Иссык-Куль

по оси абсцисс – период, сек.; по оси ординат – спектральная плотность сейсмического шума

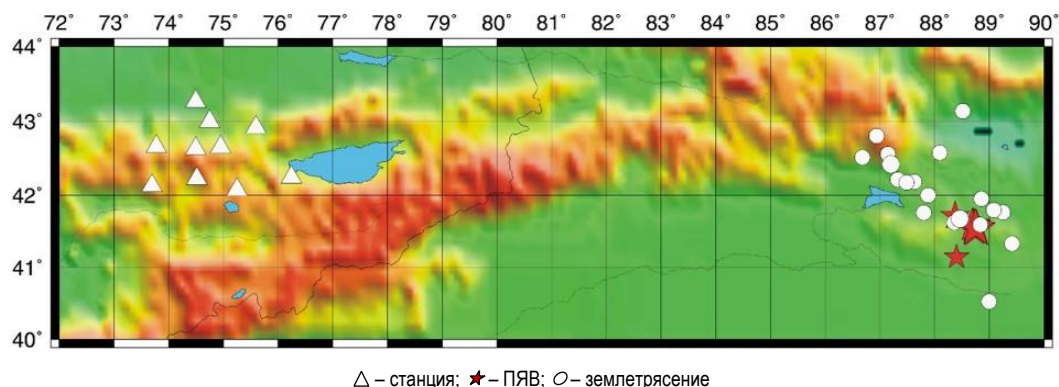
Рисунок 3. Спектральные кривые сейсмического шума по станциям сети KNET в дни без штормов и со штормами на озере Иссык-Куль

Эффективность регистрации сейсмических событий определяется многими факторами: техническими параметрами сейсмической аппаратуры, геологическим строением района расположения и условиями установки станции, наличием антропогенных помех, удалённостью от океанов и морей и др. Сейсмические станции KNET оборудованы чувствительной, с минимальным уровнем аппаратного шума, аппаратурой. Станции размещены на выходах коренных по-

род, в основном, в штольнях, удалены от океанов и антропогенных помех, что обеспечило, как показано на рисунке 3-а уровень спектральной плотности сейсмического шума, близкий к нижнеуровневой модели Петерсона [2]. Однако, как показано в [3], на станциях, расположенных в районе Северного Тянь-Шаня, на уровень сейсмического шума существенно влияют стоячие волны, генерируемые оз. Иссык-Куль во время штормов. Это влияние прослеживается на большой территории, вплоть до станции Каратау на удалении ~400 км от озера. Станции KNET расположены на удалении от 15 км (ULHL) до 200 км (AML). На рисунке 3 для сравнения приведены спектральные кривые сейсмического шума в дни, когда на оз. Иссык-Куль штормов не было и во время штормов. Видно, что влияние оз. Иссык-Куль на станцию ULHL в виде пика в области от 0,7–1,9 с наблюдается в любое время. Для большинства станций во время штормов пик шумов в диапазоне периодов 0,7–2,3 с возрастает. Это определяет необходимость использовать при обработке данных станций сети KNET соответствующих узкополосных фильтров.

По записям сейсмических станций сети KNET изучены возможности распознавания подземных ядерных взрывов, проведенных в районе полигона Лобнор, и землетрясений. Использован наиболее простой и эффективный метод спектральных амплитудных отношений региональных фаз S/P , основанный на том, что при ядерных взрывах в виде поперечных волн излучается меньшая доля энергии, чем при землетрясениях. Сейсмическое распознавание проводилось в несколько этапов: определение местоположения источника и глубины события, построение механизма очага, расчёт спектра сигнала, определение амплитудных отношений региональных фаз, расчет отношения магнитуд поверхностных и объёмных волн.

Были проанализированы записи, полученные всеми 10 цифровыми сейсмическими станциями сети KNET, за 1992–2018 гг. Тектонические землетрясения отбирались из района, ограниченного координатами 40,5°–43,5° N, 86,5°–90,5° E. Всего обработано 22 землетрясения с магнитудами $mb=4,0\div5,9$ (рисунок 4).



△ – станция; ★ – ПЯВ; ○ – землетрясение

Рисунок 4. Расположение станций сети KNET относительно полигона Лобнор

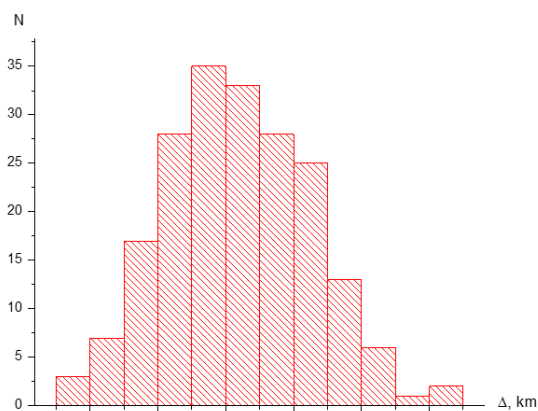


Рисунок 5. Распределение эпицентральных расстояний для тектонических землетрясений из района и vicinity полигона Лобнор

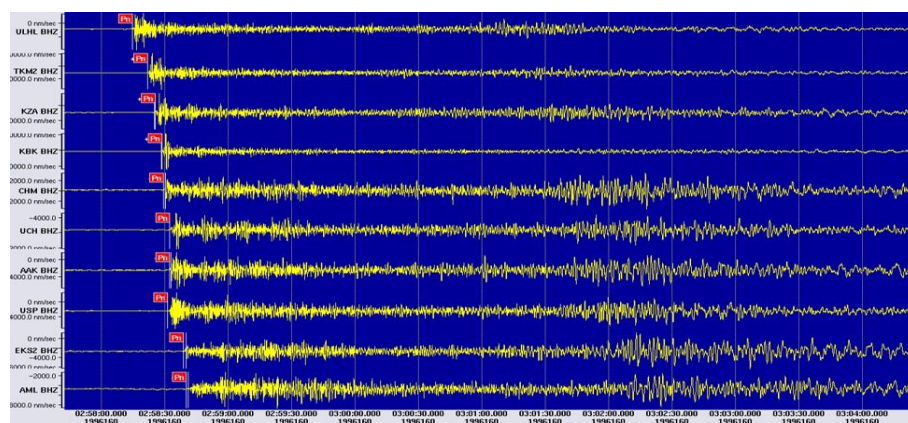
Диапазон эпицентральных расстояний для исследованных тектонических землетрясений из района и vicinity полигона Лобнор изменялся от 877 до 1406 км (рисунок 5). Обработаны записи 8 ПЯВ 1992–1996 гг. (рисунок 4) с магнитудами $mb=4,9 \div 6,5$. Диапазон эпицентральных расстояний для ПЯВ составляет 1003–1246 км (рисунок 6).



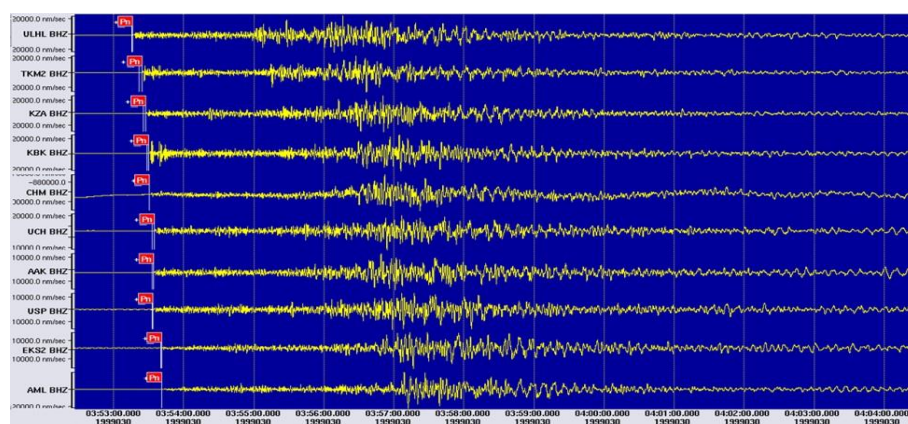
Рисунок 6. Распределение эпицентральных расстояний для ПЯВ, произведённых на полигоне Лобнор

Следует отметить, что станции KNET находятся в узком диапазоне азимутов относительно событий на полигоне Лобнор – $Az = 87,7^\circ \div 94,7^\circ$.

На рисунке 7 приведены примеры сейсмограмм ПЯВ (1996-06-08 в 02:55:57.98, $\varphi=41,657^\circ N$, $\lambda=88,690^\circ E$, $mb=5,9$) [2] и тектонического землетрясения из района полигона (1999-01-30 в 03:51:05.42, $\varphi=41,674^\circ N$, $\lambda=88,463^\circ E$, $M_w=5,5$) [2].



а) ПЯВ 1996-06-08 (02:55:57.98, $\varphi=41,657^\circ N$, $\lambda=88,690^\circ E$, $mb=5,9$)



б) тектоническое землетрясение 1999-01-30 (03:51:05.42, $\varphi=41,674^\circ N$, $\lambda=88,463^\circ E$, $M_w=5,5$)

Рисунок 7. Сейсмограммы 10 станций сети KNET ПЯВ и тектонического землетрясения из района полигона Лобнор

**РАСПОЗНАВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ РАЙОНА ПОЛИГОНА ЛОБНОР
ПО ДАННЫМ СЕТИ KNET**

Таблица. Параметры сейсмического распознавания по станциям KNET

Станция	Кол-во ПЯВ	Диапазон Δ для ПЯВ, км	Кол-во земле- трясений	Диапазон Δ для землетрясений, км	Частоты, с хорошим распо- знаванием по Sn/Pn	Частоты, с хорошим распо- знаванием по Lg/Pg
AAK	6	1146÷1182	19	1034÷1347	2,5; 5,0	2,5; 5,0
AML	4	1243÷1246	18	1066÷1409	—	2,5; 5,0
CHM	6	1126÷1162	20	991÷1331	—	2,5; 5,0
EKS2	6	1205÷1241	21	1054÷1406	2,5; 5,0	2,5; 5,0
KBK	6	1109÷1145	21	959÷1311	2,5; 5,0	2,5; 5,0
KZA	5	1085÷1119	18	940÷1281	—	2,5; 5,0
TKM2 (TKM)	5	1057÷1116	20	923÷1262	2,5; 5,0	2,5; 5,0
UCH	3	1145÷1179	17	998÷1342	2,5; 5,0	2,5; 5,0
ULHL	4	1003÷1036	20	877÷1201	2,5; 5,0	2,5; 5,0
USP	5	1148÷1185	19	994÷1355	2,5; 5,0	2,5; 5,0

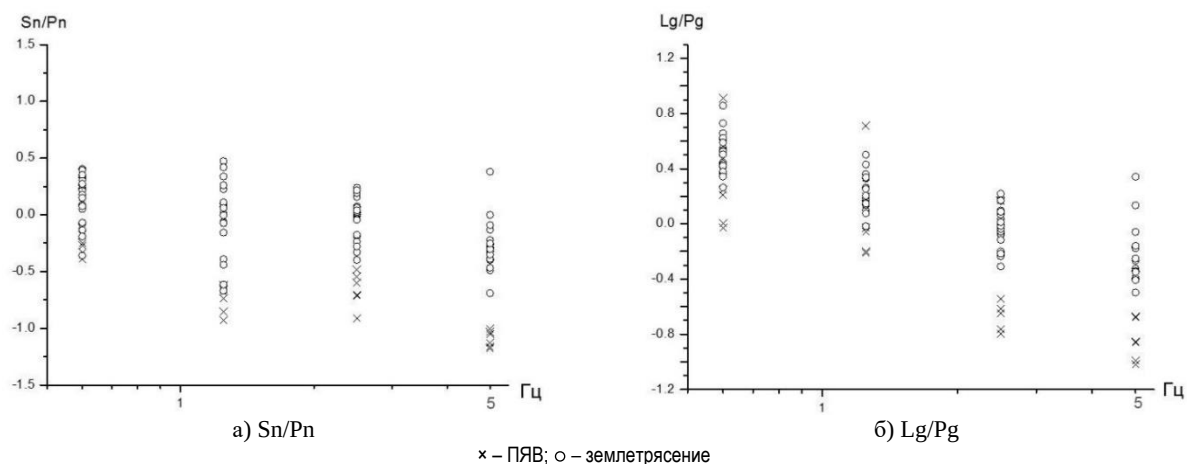


Рисунок 8. Станция KBK. Распределение значений Sn/Pn и Lg/Pg для взрывов и землетрясений из района испытательного полигона Лобнор. Канал Z

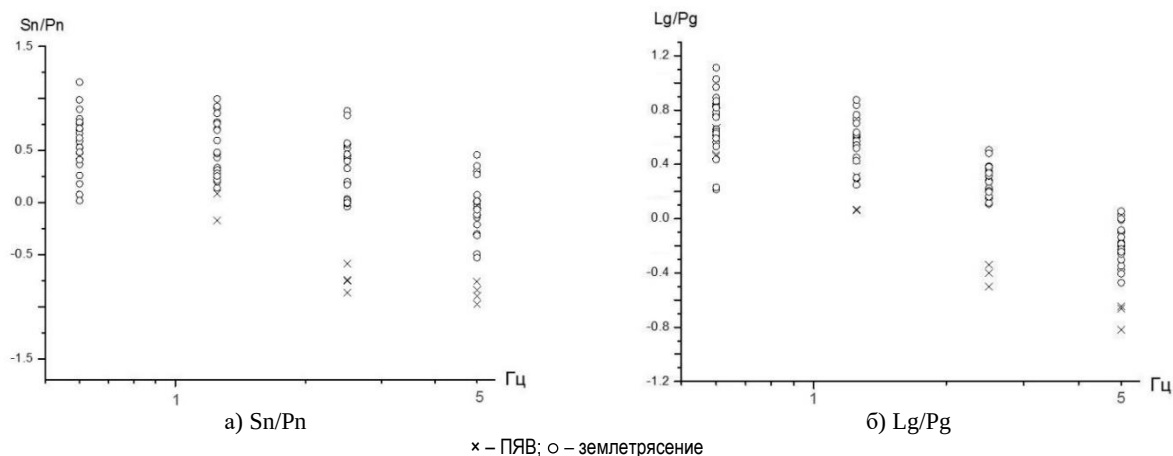


Рисунок 9. Станция ULHL. Распределение значений Sn/Pn и Lg/Pg для взрывов и землетрясений из района испытательного полигона Лобнор. Канал Z

В процессе обработки сейсмические записи предварительно фильтровались с использованием узкополосных фильтров с центральными частотами 0,6; 1,25; 2,5; 5 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы на уровне -3 Дб от максимума [5–7]. Измерялись максимальные амплитуды в волнах Pn , Pg , Sn , Lg . Для анализа были использованы десятичные логарифмы отношений амплитуд $lg(ASn/APn)$ (для краткости Sn/Pn), $lg(ALg/APg)$ (для краткости Lg/Pg), замеренные на записи компоненты Z.

Результаты сейсмического распознавания ПЯВ и землетрясений для района полигона Лобнор по данным станций сети KNET приведены в таблице.

Наилучшим параметром распознавания для всех станций является спектральное отношение Lg/Pg для фильтров с центральными частотами 2,5 и 5 Гц. Параметр Sn/Pn эффективен для 5 станций: AAK, EKS2, KBK, TKM2, UCH. На рисунке 8 показано распределение значений Sn/Pn и Lg/Pg для взрывов и землетрясений из района испытательного полигона Лобнор по данным станции KBK, на рисунке 9 – по стан-

ции ULHL. Для обеих станций хорошее разделение параметров наблюдается на частотах 2,5; 5,0 Гц как для спектрального отношения Sn/Pn так и для Lg/Pg .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведённый детальный анализ короткопериодных волновых полей для сейсмических событий из района испытательного полигона Лобнор (КНР) и рассмотрение спектральных отношений Sn/Pn , Lg/Pg для октавных фильтров с центральными частотами 0,6; 1,25; 2,5; 5 Гц показали, что станции сети KNET можно успешно использовать для сейсмического

распознавания ПЯВ и землетрясений, происходящих в районе полигона Лобнор. Наилучшим параметром распознавания является спектральное отношение Lg/Pg для фильтров с центральными частотами 2,5 и 5 Гц. Параметр Sn/Pn эффективен для станций ААК, ЕКС2, КВК, ТКМ2, УСН.

В процессе исследований создана база данных записей ПЯВ, которая может успешно использоваться для калибровки сейсмических станций Кыргызстана, а также для построения региональных годографов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Vernon, F. Kyrgyzstan seismic telemetry network. IRIS Newslett / F.Vernon. – 1992. – Vol. 11, № 1. – P. 7–9.
2. Search Earthquake Catalog [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>, свободный.
3. Peterson, J. Observation and Modeling of Seismic Background Noise / J. Peterson // Open-File Report 93-322/ – Albuquerque, New Mexico, 1993. – 42 pp.
4. Соколова, И.Н. О характеристиках сейсмического шума на периодах, близких к 1.7 с, по данным станций Северного Тянь-Шаня / И.Н.Соколова, Н.Н.Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып. 1. – С. 48–53.
5. Копничев, Ю.Ф. Распознавание ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях для полигона Лобнор / Ю.Ф. Копничев, О.М. Шепелев, И.Н.Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2000. – Вып. 2. – С. 65–77.
6. 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.
7. Соколова, И.Н. Распознавание подземных ядерных взрывов и землетрясений на региональных расстояниях / И.Н. Соколова // Российский геофизический журнал. – Санкт-Петербург, 2004. – № 35–36.

KNET ЖЕЛІСІНІҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША ЛОБНОР ПОЛИГОНЫНЫҢ АУМАҒЫ ҮШІН ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР МЕН ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІ ТАҢУ

¹⁾ А.В. Берёзина, ²⁾ И.Н. Соколова, ¹⁾ Е.В. Першина, ¹⁾ Т.В. Никитенко

¹⁾ *Қырғыз Республикасының Ұлттық Ғылым Академиясының Сейсмология институты, Бішкек, Қырғызстан*

²⁾ *Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

1992–1996 жж. Лобнор (ҚХР) сынау полигонындағы жерасты ядролық жарылыстарының толқындық көрінісінің салыстырмалы талдауы келтірілген, сол аудандағы KNET мониторинг станциясының қырғыз желісінің деректері бойынша және эпиорталықтары бар тектоникалық жерсілкінулер бойынша. Көздің табиғатын сейсмикалық таңу мақсатымен Sn/Pn және Lg/Pg негізгі аймақтық фазаларының спектрлік талдауы зерттелді. Танудың ең жақсы параметрлері орталық жиілікті 2,5 және 5 Гц жіңішке жолақты сүзгілер үшін спектрлік қатынастыр.

DISCRIMINATION OF UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSIONS AND EARTHQUAKES FOR LOP NOR TEST SITE AREA BASED ON KNET NETWORK

¹⁾ A.V. Beryozina, ²⁾ I.N. Sokolova, ¹⁾ Ye.V. Pershina, ¹⁾ T.V. Nikitenko

¹⁾ *Institute of Seismology of National Academy of Science of Kyrgyz Republic, Bishkek, Kyrgyzstan*

²⁾ *Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan*

A comparative analysis of the KNET waveforms of underground nuclear explosions conducted at regional distances at the Lop Nor test site (China) in 1992–1996, as well as tectonic earthquakes with epicenters in the same area, was carried out for the purposes of seismic discrimination. The spectral ratios of the main regional phases of Sn/Pn and Lg/Pg were studied with the aim of seismic recognition of the source nature. The best discrimination parameter is the Lg/Pg spectral ratios for narrow-band filters with central frequencies of 2,5 and 5 Hz.

УДК 550.34:621.039.9

ИСТОРИЧЕСКИЕ ЗАПИСИ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ В АРХИВЕ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Бекбулатова Д.Б., Михайлова Н.Н., Соколова И.Н.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Приведены сведения об архиве записей ядерных взрывов, созданном в Институте геофизических исследований при поддержке ряда зарубежных организаций. На протяжении последних двадцати лет проведены сканирование и оцифровка исторических аналоговых записей, что позволило сохранить и использовать архивные сейсмограммы в исследованиях по повышению эффективности мониторинга ядерных испытаний и землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

В Институте геофизических исследований Министерства энергетики Республики Казахстан (ИГИ) имеется большой архив аналоговых записей ядерных взрывов. Этот архив может быть условно разделен на две части: записи станций, ранее относившихся к Службе специального контроля Министерства обороны СССР – архив обсерватории «Боровое» (1966–1994) и обсерватории «Курчатов» (1973–1996), – и записи станций Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР (1951–1996), находящиеся в KNDC (Казахстанский национальный центр данных), Алматы, являющемся подразделением ИГИ. Архив ядерных взрывов в KNDC содержит записи станций, установленных на территории СССР, и включает записи ядерных взрывов, проведенных в различных средах и на различных полигонах мира. В архиве имеются также записи мощных химических взрывов, землетрясений и др. явлений. Общее количество аналоговых сейсмограмм в этом архиве превышает 300 тыс.

История сейсмических наблюдений за ядерными испытаниями начинается в конце 40-х годов прошлого столетия. С началом проведения ядерных взрывов остро встал вопрос об отслеживании проводимых испытаний ядерного оружия на больших расстояниях. Созданию системы дальнего обнаружения в СССР посвящены многочисленные работы [1–11]. Для настоящей публикации важны сведения о сейсмических станциях, в первую очередь, на территории Казахстана, а также сейсмических записях ядерных испытаний, ставших историческими архивными источниками.

Впервые о создании методов дальнего обнаружения ядерных взрывов в СССР упоминается в протоколах Научно-технического совета Первого Главного Управления при Совете Министров СССР одного из заседаний 1947 г. В частности, необходимо было организовать наблюдение радиопомех и сейсмических сигналов, вызванных взрывом на соответствующих станциях. На тот период по всей территории СССР активно устанавливались станции сейсмических наблюдений единого Геофизического института (ГЕОФИАН) с целью проведения сейсмических, геофизических, тектонических и других исследований,

в частности, в сейсмоопасных районах Советского Союза. Начальный прогресс в дальнейшем обнаружении ядерных испытаний связан с регистрацией сейсмических сигналов первого в СССР ядерного взрыва 29.08.1949 г. шестью сейсмическими станциями, расположенными на расстояниях от 180 до 1600 км [1]. Позднее, 24.09.1951 г., в окрестности озера Боровое при полевых испытаниях нового высокочастотного сейсмографа Гамбурцева, проводимых группой специалистов ГЕОФИАН, был случайно зарегистрирован сейсмический сигнал второго советского ядерного взрыва (в 700 км от Семипалатинского полигона) [2–4, 8–10]. Несмотря на то, что эта запись не сохранилась, именно она положила начало развитию нового направления в сейсмологии – сейсмологии ядерных взрывов. После того, как в 1951–1953 гг. обычными сейсмическими станциями было записано еще несколько ядерных взрывов, произведенных не только на Семипалатинском полигоне, но и на зарубежных полигонах, в 1954 г. вышло Распоряжение Совета Министров СССР, которым предусматривалось создание в Геофизическом институте закрытой сейсмометрической лаборатории с целью проверки возможностей сейсмического метода контроля за ядерными испытаниями [2, 5]. В связи с этим были созданы специальные сейсмографы СКМ с собственным периодом 1,5 сек и увеличением 25000–30000, что значительно превышало увеличение сейсмических каналов на действующих в то время сейсмических станциях Советского Союза. Более того, регистрация акустических инфразвуковых волн с помощью длинопериодных сейсмографов на расстоянии нескольких тысяч километров от источника послужила основой для разработки специальной аппаратуры – микробарографов для акустического метода обнаружения ядерных взрывов [12].

В 1954 г. решением Министра обороны СССР создана Служба специального наблюдения, которая в 1958 г. преобразована в Службу специального контроля (ССК). В соответствии с постановлениями ЦК КПСС, Совета Министров СССР и директивами Генерального штаба были созданы научно-технический и оперативно-технический отделы, научный вычислительно-обрабатывающий центр в г. Москва и 9 ла-

бораторий, от которых поступали первичные данные о ядерных взрывах.

На территории Казахстана одной из 9 лабораторий-военных частей ССК для проведения сейсмических наблюдений стала Семипалатинская лаборатория, созданная в 1957 г. в Курчатове [7]. Установленный сейсмоприёмник с короткопериодным каналом регистрации позволил 13.02.1960 г. впервые в практике этой лаборатории зарегистрировать наземный ядерный взрыв мощностью 2–150 кт ТНТ, произведённый Францией на полигоне Регган (пустыня Сахара) в Алжире [4, 7]. В 1961–1962 гг. сейсмическая станция 9 лаборатории в Курчатове (рисунок 1) активно регистрировала интенсивные ядерные испытания на Семипалатинском полигоне. В связи с созданием китайского ядерного полигона Лобнор (первое испытание проведено 16.10.1964 г.) в составе Семипалатинской лаборатории были созданы 3 выносных пункта с сейсмической и акустической аппаратурой, приближенные к границе с КНР: Бахты, Токты и Зайсан [7]. В 1970 г. в 60 км от границы с КНР была установлена сейсмическая станция Маканчи (рисунок 1). В последующие годы лабораторией были зарегистрированы 43 ядерных испытания, проведенные в КНР.

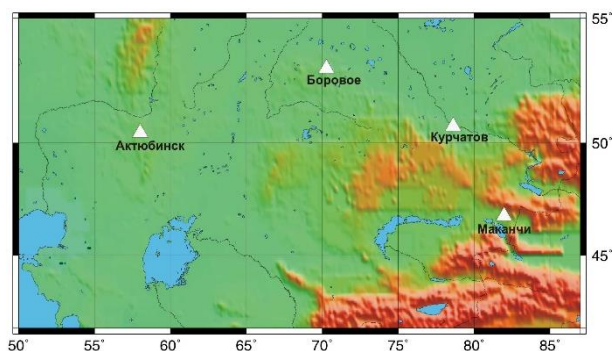


Рисунок 1. Расположение стационарных станций ССК периода СССР на территории Казахстана

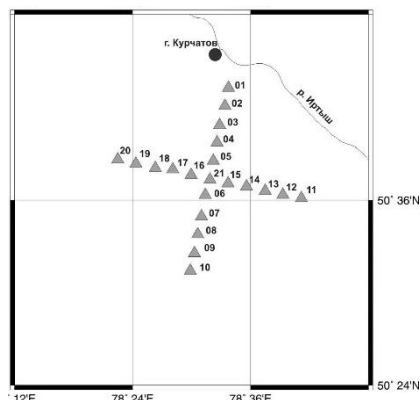


Рисунок 2. Сейсмическая группа «Крест», установленная на территории Семипалатинского полигона в 1969 г.

К концу 1969 г. на территории Семипалатинского полигона была установлена первая эксперименталь-

ная сейсмическая группа «Крест» (рисунок 2), что позволило регистрировать подземные ядерные взрывы малой мощности, произведенные на полигоне Невада в США, и увеличить число контролируемых иностранных ядерных полигонов до 9.

Помимо постоянных и временных станций ССК, во второй половине 1960-х гг. вокруг Семипалатинского полигона были установлены временные выносные пункты ИФЗ АН СССР. Спустя три года после организации Семипалатинской лаборатории, в 1960 г. начаты строительство и постоянные сейсмические наблюдения на станции Боровое [8–10]. Была установлена станция на месте первой регистрации ядерного взрыва в районе Борового силами ИФЗ АН СССР (преемник ГЕОФИАН). Самым первым взрывом, зарегистрированным станцией в Боровом, был взрыв 15.09.1961 г., произведенный в Неваде. В 1962 г. на сеймостанции в Боровом было зарегистрировано 22 взрыва из 59 ядерных испытаний, проведенных в Неваде. Это был лучший результат по сравнению со всеми остальными сейсмическими станциями СССР и лабораториями Специального контроля. С 1965 г. впервые начата цифровая непрерывная регистрация сейсмических событий с использованием короткопериодной и длиннопериодной сейсмической аппаратуры, разработанной в ИФЗ АН СССР [13–15] (рисунок 3). Цифровые данные сохранялись на 35-мм магнитных лентах [14]. За период 1997–2000 гг. при поддержке Международного научно-технического центра (МНТЦ) была осуществлена перезапись архива цифровых сейсмограмм на современные магнитные носители, данные были преобразованы в современный формат CSS3.0 и стали достоянием ученых разных стран [8, 14, 16]. Кроме стационарной сейсмической станции были организованы временные наблюдения на выносных пунктах: Жукей (26 км от станции «Боровое»), Бармашино (11 км), Зеренда (86 км), Чкалово (72 км), Восточное (60 км). По результатам этих экспериментов для развития наблюдательной сети ГО «Боровое» были отобраны три последних пункта [9].

В непосредственной близости от сейсмической станции ИФЗ АН СССР в 1969 г. в Боровом была установлена станция Службы специального контроля. Благодаря совместной работе ИФЗ и ССК с 1970 г. эффективность обнаружения подземных ядерных взрывов, включая взрывы малой мощности, проводимые в Неваде, резко возросла. В 1978 г. были введены в эксплуатацию еще три станции – Зеренда, Восточная и Чкалово. В сравнении с другими станциями на территории СССР, станции в Боровом оказались наиболее чувствительными по отношению к Невадскому испытательному полигону, несмотря на значительное (~10 000 км) удаление. Ими регистрировались практически все взрывы с уровня $m_b = 4,0-4,2$, что позволило за период с 15.09.1961 г. по 23.09.1992 г. зарегистрировать 484 взрыва на территории США, из них 56 – необъявленных [8, 9].



а) монтаж сейсмоприемников комплекса КОД в шахте, 1965 г. [9];



б) настройка аппаратуры в здании лабораторного корпуса № 1, 1966 г. [10]



в) наладка аппаратуры перезаписи комплекса КОД, 1965 г. [9]



г) аппаратный зал комплекса СЦР-ТСГ, 1973 г. [9]

Рисунок 3. Цифровая аппаратура, установленная на станции «Боровое» [9, 10]

Помимо ядерных взрывов на полигонах США и СССР, в Боровом регистрировались испытания, проводимые на полигонах Франции, КНР и Индии [10, 15].

С развитием автоматической системы регистрации, разработкой цифрового оборудования и с целью повышения эффективности сеть станций ССК продолжала расширяться, в связи с чем, на территории Казахстана в 1985 г. построена сейсмическая станция Актюбинск (рисунок 1). Станция была оснащена автоматизированным аппаратным комплексом «Парус» и с 1986 г. участвовала в оперативной работе ССК [4, 17].

Весомый вклад в регистрацию ядерных взрывов внесла и Комплексная сейсмологическая экспедиция ИФЗ АН СССР, которая была организована в 1960 г. в г. Талгар. Основными задачами КСЭ были изучение локальной сейсмичности в Центральной Азии, в том числе наведенной в районе искусственных водохранилищ, структуры Земли, природы сейсмических волновых полей, мониторинг ядерных испытаний, а также развитие методов детального сейсмического зонирования и разведки полезных ископаемых. Специальная сеть сейсмических станций на территории СССР была установлена для геофизических исследований от Европейской части до Дальнего Востока, количество станций было больше 100. Наибольшее количество станций приходилось на территорию Центральной Азии. Станции КСЭ были оснащены в основном чувствительными приборами типа СКМ-3, КСЭ и РВЗТ с усилением V от 40К до 1000К [18]. Большинство из этих станций были расположены в местах с низким уровнем сейсмических шумов, что позволило регистрировать даже слабые подземные ядерные взрывы на телесеизмических расстояниях (рисунок 4). Сейсмограммы станций хранились в архиве КСЭ ИФЗ РАН, г. Талгар. Кроме сейсмограмм, в архиве КСЭ были накоплены записи геофизических наблюдений: деформографа, наклономера, микробарографа, гравиметра, магнитометра и др.

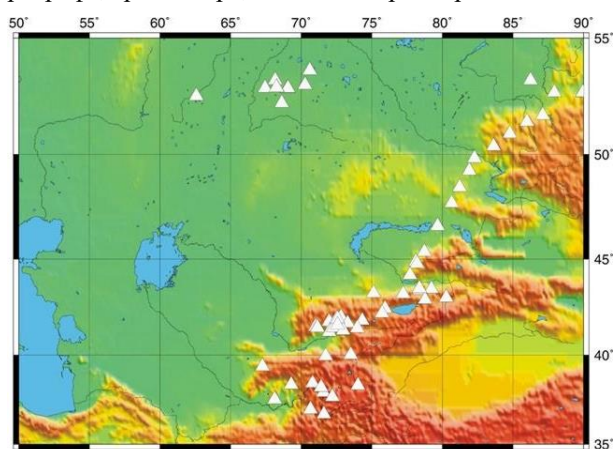


Рисунок 4. Станции КСЭ ИФЗ АН СССР, работавшие в период 1960–1969 гг.

Таким образом, начиная с 1960 г., мониторинг ядерных взрывов, произведенных как на территории СССР, так и за рубежом, в Казахстане осуществлялся специально установленными для этой цели сейсмическими станциями. Совместная работа Службы специального контроля и Института физики Земли позволила выбрать удачные «тихие» места для установки станций, разработать новую аппаратуру для регистрации далеких событий, в результате чего удалось получить записи ядерных испытаний со всех полигонов мира.

СТРУКТУРА И СОСТАВ АРХИВОВ

После распада Советского Союза в составе Национального ядерного центра был создан Институт геофизических исследований (1993 г.), которому были переданы станции Службы сейсмического контроля, расположенные на территории Казахстана – Боровое, Курчатов, Маканчи, Актюбинск. Станции Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР в разные годы были либо переданы в другие сейсмологические организации стран Центральной Азии, либо закрыты. Но архив записей станций КСЭ долгое время оставался в Казахстане, в г. Талгар. Следует отметить, что в связи со спецификой мониторинга, осуществляемого этими станциями в советское время, бюллетени и многие сейсмические записи высылались в г. Москву для более тщательной обработки и обратно уже не возвращались.

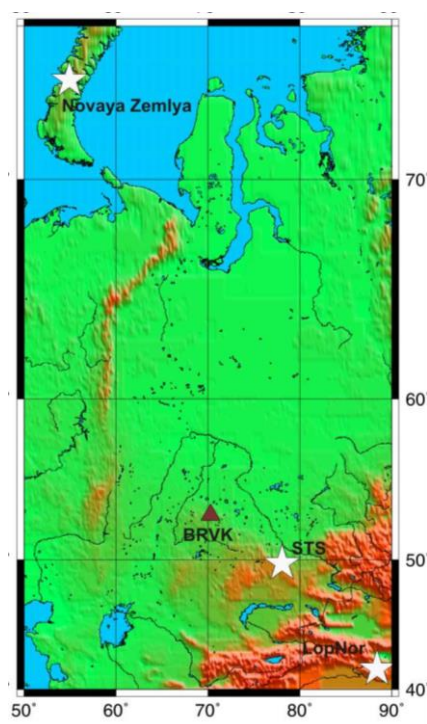


Рисунок 5. Расположение ядерных полигонов Северной Евразии (☆) и сейсмической станции Боровое (▲)

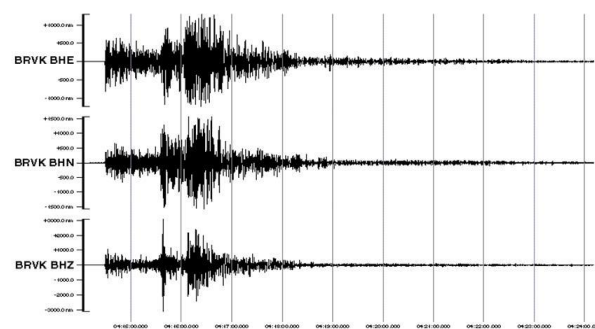
В настоящее время на станции Боровое имеется архив аналоговых сейсмограмм на бумаге, записанных приборами СКМ, и цифровых сейсмограмм на

магнитных лентах (с 1965 г.). Здесь хранятся аналоговые сейсмограммы не только ядерных взрывов с полигонов Лобнор (1967–1980 гг.), Новая Земля (1967–1990 гг.), Похаран (1974 г.), Амчитка (1969 г., 1971 г.), Муруроа (1970–1980 гг.), Невада (1966–1992 гг.), СИП (1964–1989 гг.), но и записи мирных ядерных взрывов (МЯВ) на территории СССР (с 1966 по 1988 гг.), мощных химических взрывов (1965–1987 гг.) и землетрясений. На рисунке 5 показано расположение сейсмической станции Боровое относительно ядерных полигонов Северной Евразии.

На рисунке 6 показано хранилище архива станции Боровое и пример оцифрованной сейсмограммы ядерного взрыва.



а) хранилище архива



б) пример оцифрованной записи ядерного взрыва на СИП, 1979 г.

Рисунок 6. Архив в ГО «Боровое»

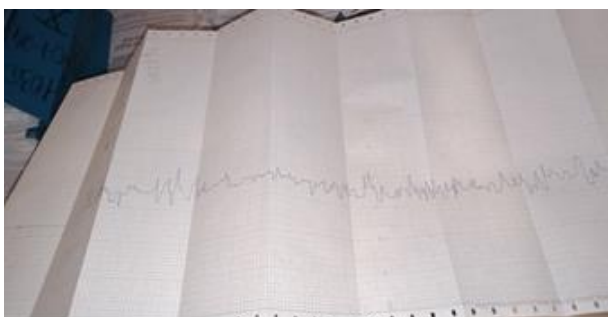
Лучше всего станция показала себя при регистрации событий с полигона Невада, взрывы с которого записывались как самой станцией Боровое, так и станциями Восточное, Зеренда и Чкалово, которые составляют одну большебазовую сейсмическую группу (БСГ) «Треугольник». Станции Восточное, Зеренда и Чкалово в свою очередь также являются минигруппами, так называемыми «Ожерелье». Эта система еще раз доказала эффективность сейсмических групп, а не отдельных станций, при записи сейсмических событий.

Записи станции Маканчи были со временем перевезены в архив ИГИ в г. Курчатов, где они хранятся вместе с записями сейсмической группы «Курчатов-Крест». Многие записи еще во времена СССР были вывезены в Москву. Кроме бумажных сейсмограмм,

в архиве ИГИ в г. Курчатов имеются записи на фото-бумаге станций Курчатов (1987–2002 гг.), Маканчи (1992 г.), записи самописцев станции Маканчи (1988–1993 гг.), Курчатов (1987–2002 гг.), а также станции Новосибирск (1987–1992). На рисунке 7 показаны архив и записи самописцев станции Маканчи.



а) сейсмограммы на бумажном носителе



б) записи самописца

Рисунок 7. Архив и записи самописцев станции Маканчи

В архиве станции Актюбинск, которая начала работать в 1986 г., содержатся записи станции с 1989 по 1993 г. Часть записей, ~100–150 рулонов вместе с папкой, содержащей подшивку с информацией о главных событиях, были переданы в архив ИГИ г. Курчатов. В архиве имеются записи ядерных испытаний со всех полигонов мира и мирные ядерные взрывы, проводившиеся на территории СССР.

Значительные усилия приложены для сохранения архива КСЭ ИФЗ РАН в г. Талгар. В 2002 г. КСЭ ИФЗ РАН была закрыта, и архив исторических сейсмограмм стал собственностью предприятия НПК «Прогноз» ГУ Казселезащита, которое было закрыто в 2013 г. Архив исторических сейсмограмм оказался в заброшенном неохраняемом здании, он неоднократно подвергался вандализму, в здании был пожар, который чуть было не уничтожил бесценные сейсмограммы. В 2015–2016 гг. архив КСЭ ИФЗ РАН был перемещен на территорию KNDC в г. Алматы. В 2018 г. начаты работы по упорядочиванию и инвентаризации этого архива (рисунок 8).

Архив станций КСЭ содержит аналоговые записи землетрясений (с 1951 г.), ядерных взрывов со всех полигонов мира – Лобнор (1965–1996 гг.), Новая Земля (1961–1990 гг.), Похаран (1974–1998 гг.), Чагай (1998 г.), Ин-Эккер (1962–1966 г.), Амчитка

(1965–1971 гг.), Муруроа (1968–1996 гг.), Невада (1963–1992 гг.), СИП (1961–1989 гг.), записи мощных химических взрывов (1957–1989 гг.), мирных ядерных взрывов (1965–1988 гг.), а также записи землетрясений, произошедших вблизи полигонов. Всего в архиве КСЭ, расположенном в KNDC, содержится больше 300 тысяч сейсмограмм.



Рисунок 8. Работы по упорядочиванию архива КСЭ ИФЗ, перевезенного в KNDC

Таким образом, наиболее полными по наличию сейсмических записей являются архив станции Боровое (1961–1990 гг.) и перемещенный в KNDC архив КСЭ (1951–1998 гг.).

РАБОТЫ ПО СОХРАНЕНИЮ АРХИВНЫХ СЕЙСМОГРАММ

Институт геофизических исследований в течение последних двадцати лет проводит планомерную работу по оцифровке и сканированию сейсмограмм, полученных на фото- и простой бумаге, хранящихся в архивах разных организаций. При поддержке ряда международных (МНТЦ) и зарубежных (LDEO, НОРСАР, АФТАК), организаций, а также по бюджетной программе Казахстана, в разные годы проводилась работа с записями ядерных взрывов, произведенных на разных испытательных полигонах мира.

Работы по оцифровке сейсмограмм ядерных взрывов были начаты в 1998 г. в рамках проекта МНТЦ К-063 на базе КСЭ ИФЗ РАН с участием ИГИ [16]. Важную роль в организации оцифровки исторических сейсмограмм сыграла Ламонт-Дохертская земная обсерватория (LDEO) Колумбийского университета США, сотрудники которой предоставили

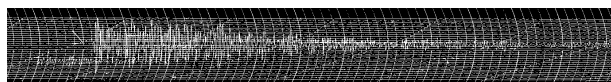
матобеспечение NXSCAN для оцифровки [19], финансировали стажировки сотрудников ИГИ в LDEO и проводили постоянные консультации. После закрытия КСЭ в 2002 г. работа по сохранению исторического архива записей ядерных взрывов была на время прекращена.

В 2005 г. в ИГИ стартовала бюджетная программа «Создание электронного архива исторических сейсмограмм ядерных взрывов и землетрясений, зарегистрированных станциями специального контроля» (2005–2011 гг.). За время выполнения этой программы были оцифрованы более 6000 аналоговых сейсмограмм ядерных взрывов, зарегистрированных на фотобумаге [20].

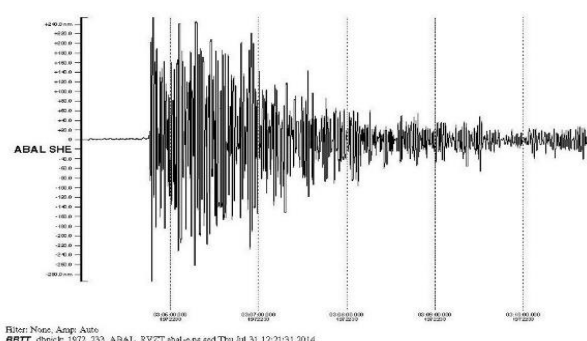
В 2012 г. начался новый совместный с LDEO проект, предусматривающий оцифровку дугообразных сейсмограмм из архивов Казахстана, зарегистрированных приборами PB3T и КСЭ, и создание общей базы данных сейсмограмм ядерных взрывов, оцифрованных в рамках различных проектов. Сотрудники LDEO создали специальное матобеспечение DEARC (W.-Y. Kim and M. Gold) [21], которое позволило корректировать дугообразные сейсмограммы, приводя их к стандартному виду (рисунок 9). Другой особенностью проекта было то, что наряду с подземными ядерными взрывами, были оцифрованы записи воздушных, подводных, наземных ядерных испытаний.



а) оригинальная сейсмограмма



б) откорректированная программой DEARC



в) оцифрованная сейсмограмма

Рисунок 9. Процесс корректировки дугообразной сейсмограммы с использованием программы DEARC

В 2013 г. при поддержке норвежского сейсмологического агентства НОРСАР был приобретен широкоформатный сканер CONTEX HD ULTRA (формата A0+, 1200 DPI), что позволило инициировать работы по сканированию аналоговых сейсмограмм с хорошим разрешением.

В течение 2018–2020 г. в ИГИ был реализован совместный с АФТАК проект «Проведение оцифровки, Казахстан». В рамках проекта оцифровано порядка 2000 сейсмограмм ядерных взрывов в районе Семипалатинского испытательного полигона, зарегистрированных станциями КСЭ ИФЗ АН СССР, ранее не оцифрованных. Кроме того, были оцифрованы записи микробарографа TLG воздушных и наземных ядерных взрывов, произведенных на полигонах Лобнор, СИП и Новая Земля. В 2020 г. приобретен новый широкоформатный сканер CONTEX в рамках проекта с АФТАК.

В настоящее время в ИГИ выполняются 2 проекта по сохранению исторических бумажных записей:

1) совместный с Мичиганским Государственным университетом. Планируется оцифровка аналоговых сейсмограмм событий из района полигона СИП с использованием матобеспечения WaveTrack (Новосибирский Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН), а также проведение научных исследований с использованием оцифрованных сейсмограмм;

2) МНТЦ KR2398 «Унифицированный бюллетень и оценка сейсмической опасности территории Центральной Азии» (CASHA-BU), выполняемый совместно с Мичиганским Государственным университетом и LLNL (США). Планируется оцифровка бумажных бюллетеней с использованием матобеспечения QuakeBase (Мичиганский Государственный университет), перелокализация сейсмических событий на территории Центральной Азии и оценка сейсмической опасности.

За все время этих работ удалось перевести в цифровой вид более 10 000 записей ядерных взрывов со следующих полигонов мира: Семипалатинский испытательный, Новая Земля, Лобнор, Невада, Амчитка, Муруроа и Фангатауфа, Ин-Эккер, Похаран, Чагай, а также мирных ядерных взрывов на территории СССР. Планируется создание единой базы данных оцифрованных записей по разным проектам, которая будет использоваться для проведения научных исследований в интересах контроля за выполнением Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний [22] и решения различных гражданских задач.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сохранение аналоговых записей ядерных, химических взрывов, землетрясений, их сканирование и оцифровка являются очень важной частью работы, выполняемой Институтом геофизических исследований, так как содержащаяся в них информация является ценной для решения многих научных задач: исследование внутреннего строения Земли и атмосферы, изучение поствзрывных тектонических процессов в районах проведения испытаний, уточнение параметров прошлых взрывов для задач моделирования, построение региональных годографов, восстановление параметров слабых ядерных взрывов и многих других [23–29].

ЛИТЕРАТУРА

1. Монахов, Ф.И. Справка [научного сотрудника Геофизического института АН СССР Ф.И. Монахова] по результатам наблюдений сейсмических станций 29 августа 1949 г. от 05.09.1949 // Атомный проект СССР. Документы и материалы. Под общ. ред. Л.Д. Рябева. – Москва – Саров: Наука-Физматлит, 2006. – Т. 2, книга 6. – С. 665–667.
2. Васильев, А.П. От национальных систем контроля за ядерными взрывами к международной системе мониторинга / А.П. Васильев // Вестник НЯЦ РК, 2003, вып. 2 (6). – С. 18–24.
3. Султанов, Д.Д. Сейсмометрическая лаборатория ИФЗ – первое специализированное подразделение по разработке сейсмического метода контроля за ядерными испытаниями / Д.Д. Султанов // М.: Рождённая атомным веком, 2002. – Ч.1. – С. 45–52.
4. Васильев, А.П. Освоение и развитие в ССК сейсмического метода обнаружения ядерных взрывов (исторический очерк) / А.П. Васильев, В.А. Лаушкин // Сборник рождённая атомным веком – 2002. – С. 96–114.
5. Васильев, А.П. Историография начального 50-летия создания в СССР системы дальнего обнаружения ядерных взрывов // Вестник НЯЦ РК. – 2006. – Вып. 2. – С. 5–10.
6. Алексеев, Н.Г. В первом научно-исследовательском отделе спецконтроля / Н.Г. Алексеев // М.: Курчатовский институт. История атомного проекта, 1996. – Вып. 7. – С. 174.
7. Васильев, А.П. История Семипалатинской лаборатории / А.П. Васильев, А.А. Востриков, В.В. Ерастов, Б.М. Данилов, Ю.К. Малышев // Вестник НЯЦ РК, 2008. – Вып. 1. – С. 78–92.
8. Адушкин, В.В. Сейсмические наблюдения и контроль за подземными ядерными взрывами на геофизической обсерватории Боровое / В.В. Адушкин, В.А. Ан // Изв. АН СССР, 1990. – 12. – С. 47–59.
9. Адушкин, В.В. Геофизическая обсерватория «Боровое». Из прошлого – в будущее (к 40-летию создания) / В.В. Адушкин, Р. Richards, В.А. Ан, А. В. Ситников // Вестник НЯЦ РК, 2001. – Вып. 2. – С. 15–20.
10. Васильев, А.П. Из истории Геофизической обсерватории Боровое // Вестник НЯЦ РК., 2007. – Вып. 2. – С. 133–144.
11. Пасечник, И.П. Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях / И.П. Пасечник. – М.: Наука, 1970. – 191 с.
12. Васильев, А.П. К истории возникновения инфразвукового метода обнаружения ядерных взрывов / А.П. Васильев // Вестник НЯЦ РК. – 2004, Вып. 2. – С. 42–47.
13. Ан, В.А. О разработке и внедрении в практику геофизических исследований и контроля за ядерными взрывами цифровой аппаратуры / В.А. Ан, В.А. Коновалов // Рождённая атомным веком. Часть 1: Сборник исторических очерков, документов и воспоминаний ветеранов к 40-летию создания в СССР Службы специального контроля Министерства обороны. Под ред. А.П. Васильева. – М. – 1998. – С. 132–139.
14. An, V.A. A digital seismogram archive of nuclear explosion signals, recorded at the Borovoye Geophysical Observatory, Kazakhstan, from 1966 to 1996. / V.A. An, V.M. Ovtchinnikov, P.B. Kaazik, V.V. Adushkin, I.N. Sokolova, I.B. Aleschenko, N.N. Mikhailova [et al.] // GeoResJ. – Vol. 6, June 2015. – P. 141–163.
15. Шнирман, Г.Л. Аппаратурные наблюдения (избранные труды) / Г.Л. Шнирман. – М.: ОИФЗ РАН, – 2003. – 304 с.
16. Мониторинг за соблюдением договора о всеобщем запрещении ядерных испытаний и мониторинг землетрясений в Казахстане (с 1 марта 1997 г. по 31 августа 2000 г.). – МНТЦ К-063-97: технический отчет (заключительный) / Институт геофизических исследований Национального ядерного центра Республики Казахстан: менеджер проекта Беляшова Н.Н. – Семипалатинск-21, 2000. – 303 с.
17. Рождённая атомным веком: Сб. исторических очерков, документов и воспоминаний ветеранов к 40-летию создания в СССР Службы специального контроля Министерства обороны. Часть 1 / под ред. А.П. Васильева. – М. – 2002. – 318 с.
18. Аранович, З.И. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР / З.И. Аранович, Д.П. Кирно, В.М. Фрейд. – М.: Наука. – 1974. – 245 с.
19. NXSCAN. Manual. Incorporated research institutions for seismology (IRIS), – Washington, – USA, 1992.
20. Перевод архива исторических сейсмограмм ядерных взрывов и землетрясений, зарегистрированных станциями специального контроля, с бумажных и магнитных записей на электронные носители – 023, 030, 044/1: отчеты (промежуточные) / ИГИ НЯЦ РК; отв. исп. И.Н. Соколова. – Курчатов, 2005 – 41 с., 2006 – 44 с., 2007 – 74 с., 2008 – 77 с., 2009 – 101 с., 2010 – 72 с., 2011. – 59 с.
21. Великанова, А.А. Новая методика оцифровки исторических записей ядерных взрывов / А.А. Великанова, А.Н. Узбеков, И.Б. Алешенко // Вестник НЯЦ РК. – 2015. – Вып. 3. – С. 72–77.
22. Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ). – Вена: Подготовительная комиссия Организации ДВЗЯИ, переиздание, май 2001 г.
23. Краснощеков, Д.Н., О скачке плотности на границе внутреннего ядра земли по записям подземных ядерных взрывов / Д.Н. Краснощеков, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК, 2001. – вып. 2. – С. 88–92.
24. Узбеков, А.Н. Исторические сейсмограммы подземных ядерных взрывов для развития новых подходов в распознавании / А.Н. Узбеков, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2009. – вып. 2. – С.33–38.
25. Соколова, И.Н. Изучение исторических сейсмических и инфразвуковых записей событий из района испытательного полигона Новая Земля по данным станций СССР / И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2015. – Вып. 4. – С. 58–66.
26. Копничев, Ю.Ф. О воздействии мощных взрывов на структуру поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии / Ю.Ф. Копничев // Доклады АН, 1998. – т. 363, № 6. – С. 819–822.
27. Михайлова, Н.Н. Годограф сейсмических волн по результатам регистрации сигналов от химических взрывов / Н.Н. Михайлова, И.Л. Аристова, Т.И. Германова // Вестник НЯЦ РК, 2002. – Вып. 2(10). – С. 46–54.
28. Соколова, И.Н. Исторические сейсмические записи взрывов, проведенных для создания селезащитной плотины в Медве / И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2019. – Вып. 2. – С. 128–137.
29. Соколова, И.Н. Уточнение параметров слабых ядерных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне на основе изучения исторических сейсмограмм / И.Н. Соколова, А.Е. Великанов // Вестник НЯЦ РК, 2013. – Вып. 2. – С. 49–55.

**ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ЗЕРТТЕУЛЕР ИНСТИТУТЫНЫҢ МҰРАҒАТТАРЫНДАҒЫ
ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДЫҢ ТАРИХИ ЖАЗБАЛАРЫ**

Д.Б. Бекбулатова, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Бірқатар шетелдік ұйымдардың қолдауымен Геофизикалық зерттеулер институтында құрылған ядролық жарылыстар жазбаларының мұрағаты туралы мәліметтер келтірілген. Соңғы жиырма жыл ішінде Институтта тарихи аналогтық жазбаларды сканерлеу және цифрлау бойынша жұмыстар жүргізілуде, бұл мұрағаттық сейсмограммаларды сақтауға және ядролық сынаулар мен жер сілкінулері мониторингінің тиімділігін арттыру бойынша зерттеулерде пайдалануға мүмкіндік береді.

**HISTORICAL RECORDS OF NUCLEAR EXPLOSIONS AT THE ARCHIVES
OF THE INSTITUTE OF GEOPHYSICAL RESEARCH**

D.B. Bekbulatova, N.N. Mikhailova, I.N. Sokolova

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The paper presents information on an archive of records of nuclear explosions created at the Institute of Geophysical Research with the support of a number of foreign organizations. During recent twenty years the work has been done on scanning and digitization of historical analog records at the Institute; this allows to keep and use archive seismograms in research on improving the efficiency of monitoring of nuclear tests and earthquakes.

УДК 550.34

ИСТОРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И АРХИВНЫЕ СЕЙСМОГРАММЫ КАК ПОДТВЕРЖДЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ ТЕРРИТОРИИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА

Соколова И.Н., Михайлова Н.Н.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Проведенными в последние годы исследованиями и анализом архивных данных показано, что на территории Семипалатинского испытательного полигона (СИП) и в его окрестностях, которые согласно картам общего сейсмического районирования Республики Казахстан (2003 считаются асейсмичными, происходили и происходят тектонические и техногенные землетрясения. Для оценки сейсмичности района СИП проведен анализ мировых сейсмологических бюллетеней, данных по исторической сейсмичности из литературных источников, уточнены параметры землетрясений по собранным, начиная с 1925 г., историческим аналоговым записям. Показано, что на исследуемой территории в период до 1994 г., еще задолго до начала ядерных испытаний, наблюдались довольно сильные местные землетрясения.

ВВЕДЕНИЕ

До последнего времени территория бывшего Семипалатинского испытательного полигона (СИП) и его ближайшего окружения считалась асейсмичной. Это нашло отражение в карте сейсмической опасности – карте общего сейсмического районирования территории Казахстана 2003 г., вошедшей в СНиП РК «Строительные нормы и правила», 2006 г. [1], где для рассматриваемой территории не показаны сейсмогенерирующие зоны и области с возможной интенсивностью сотрясений более 5 баллов. В Институте геофизических исследований после создания Центра данных в 1999 г. ведется планомерное исследование этого вопроса с использованием как исторических данных, так и современных инструментальных наблюдений. Почему вопрос о реальной сейсмической опасности этого района так важен? В настоящее время здесь находится несколько ответственных объектов: 3 исследовательских реакторных установки, штольни и скважины, в которых ранее проводились испытания ядерного оружия и ряд других инфраструктурных объектов. Кроме того, район города Курчатов рассматривается как одно из потенциальных мест строительства в Казахстане атомной электростанции. В связи с этим оценка сейсмической опасности района приобретает особую актуальность.

Срок инструментальных сейсмических наблюдений на СИП не так велик. Вблизи полигона установлена сейсмическая группа (СГ) Курчатов-Крест, построенная в советское время и начавшая работу в 70-х годах прошлого столетия как станция Службы Специального Контроля МО СССР (данные ее были недоступны для гражданской сейсмологии), в 90-х годах СГ Курчатов-Крест вошла в состав сети Института геофизических исследований, была модернизирована и с 2006 г. вошла в состав Международной системы мониторинга по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) в качестве вспомогательной станции. Имеется трёхкомпонентная широкополосная сейсмическая станция KURK, установленная в 1994 г. и входящая в гло-

бальную систему наблюдений Консорциума сейсмологических университетов США IRIS IDA. Продолжает работу сейсмическая станция Семипалатинск, входящая в сеть наблюдений Сейсмологической опытно-методической экспедиции (СОМЭ) МОН РК. Для оценки сейсмической опасности района СИП важно изучить сейсмические события как можно за более длительный срок до начала здесь постоянных инструментальных наблюдений и, особенно, до начала проведения ядерных испытаний и в период функционирования полигона. Эти данные позволят оценить масштаб непрерывного техногенного воздействия от ядерных взрывов на геодинамику района.

В период функционирования Семипалатинского ядерного испытательного полигона (1949–1989 гг.), если на территории полигона и его окрестностей происходило какое-либо сейсмическое событие, сейсмические службы СССР, как правило, не обрабатывали полученные записи и не сообщали о нем в Международные сейсмологические Центры. На окраине полигона в 1947 г. был основан небольшой городок ученых, строителей полигона, разработчиков и испытателей ядерного оружия, в настоящее время – г. Курчатов. Жители городка, ощущавшие сейсмические колебания, воспринимали их как последствия подземных ядерных взрывов и небольшое количество тектонических землетрясений воспринималось ими также как антропогенные события. 26.03.1996 г. на территории бывшего СИП произошло ощутимое тектоническое землетрясение. В г. Курчатов землетрясение ощущалось с интенсивностью $I=3-4$ балла. По сейсмическим записям станций Института геофизических исследований этого события были выделены сигналы от землетрясения с магнитудой 4,3. Его эпицентр находился в непосредственной близости от массива Дегелен. Географически эта местность относится к северным склонам хребта Муржик, району глубинного Главного Чингизского разлома. Землетрясение вызвало большой резонанс у сейсмологов, в частности, у специалистов Ламонт-Дохертской обсерватории Колумбийского Университета США, ра-

ботавших в области мониторинга ядерных испытаний, поскольку его эпицентр близок к эпицентрам проводившихся на полигоне ядерных испытаний [2]. Детальный анализ записей позволил зарубежным специалистам убедиться, что это событие является землетрясением, обусловленным глубинными тектоническими процессами в земной коре.

В данной статье сейсмичность района СИП описана по макросейсмическим, литературным данным, представлены исторические аналоговые сейсмограммы с давних времен до 1994 г. с учетом того, что начиная с 1994 г. в Казахстане заработала сеть цифровых станций Института геофизических исследований.

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ИСТОРИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СИП

Первые инструментальные сейсмические наблюдения в Российской империи начались только с конца 19 – начала 20 века, когда начали устанавливаться первые сейсмографы для записи сейсмических колебаний. В связи с этим сведения об исторических землетрясениях 17–19 веков основаны на данных макросейсмических описаний из разных источников. Самый полный обзор сейсмичности Семипалатинской губернии с 18 до начала 20 века представлен в исторической справке Чеканинского И.В. [3]. В его работе представлен подробный обзор землетрясений, которые ощущались на территории Семипалатинской области, а также Семипалатинской губернии. Поскольку Чеканинским И.В. описан обширный район, для анализа выбрана информация по нескольким населенным пунктам: г. Семипалатинск, п. Каркаралы, п. Шульбинское, п. Старо-Семипалатинский. В [3] дата события была приведена по-новому и старому стилю, а время – местное, при этом не указывалась интенсивность в баллах, хотя на то время уже существовала десятибалльная шкала сейсмической интенсивности Росси-Фореля. В [3] описаны как местные землетрясения, так и сильные удаленные, например, из районов Алтая, северного Тянь-Шаня, Китая. В связи с этим для интерпретации событий потребовались каталоги землетрясений международных центров данных [4, 5], каталог внутриконтинентальной сейсмичности Л. Сайкса [6], а также «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР» [7] и каталог из работы «Сейсмическое районирование Казахстана» [8].

Анализ исторической справки [3] показал, что большая часть событий, которые ощущались на исследуемой территории, были удаленными сильными землетрясениями из районов Алтая и Северного Тянь-Шаня. Самым сильным из таких удаленных землетрясений было Кеминское землетрясение, которое ощущалось в г. Каркаралинск с интенсивностью $I=3$ балла, и в г. Семипалатинск (где по описанию в домах появились трещины). Кроме удаленных сильных землетрясений, на территории губернии ощущались и местные землетрясения, например,

17.01.1783 г. в г. Семипалатинск ощущали местное землетрясение, после которого наблюдались трещины в стенах многих каменных строений, оседание печей. Другое сильное, близкое землетрясение произошло 28.09.1925 г., недалеко от п. Каркаралы, которое описано как землетрясение значительной силы, «...сопровождавшееся гулом, качанием висячих предметов, звоном посуды в шкафах, движением кроватей на роликах...».

Таким образом, начиная с 18 века было известно о том, что на территории Семипалатинской губернии, а в частности, на территории будущего Семипалатинского полигона и его окрестностей происходили ощутимые землетрясения слабой и средней силы, а также ощущались сильные землетрясения из районов Алтая, Китая и Северного Тянь-Шаня. Максимальная интенсивность $I=6$ баллов наблюдалась у землетрясений 1783 г. (местное) и 1911 г. (удаленное) в г. Семипалатинск.

СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЯ

В [3] приводится высказывание профессора П.Л. Даверта: «Профессор П.Л. Даверт вполне правильно отметил, что землетрясения на обширной площади Казахстана должны быть более частыми, чем это представляется из обзора скудных литературных данных. Тоже следует сказать и в отношении обширной по территории и разнообразной по своему физическому строению Семипалатинской губернии, составляющей значительную часть Казахстана и подверженной время от времени сейсмическим явлениям. Однако, эти явления, за отсутствием о них более или менее подробных литературных указаний, частных, а иногда и официальных записей и сообщений, не могут дать строго объективного материала для соответствующих практических выводов. К этому следует прибавить основной и весьма существенный недостаток – отсутствие в г. Семипалатинск сейсмической станции, которая имела бы, несомненно, важное значение для края, ввиду географического положения губернии, лежащей, очевидно, в сфере действия тектонических волн, по которым происходит перемещение масс в земной коре, и которые являются угрожаемыми в отношении возможных сейсмических катастроф.».

В 18–19 веках, когда вблизи города Семипалатинск произошли ощутимые землетрясения, на территории Российской империи действительно инструментальных сейсмических наблюдений не было. Станции стали организовываться на рубеже 19–20-х веков. На рисунке 1 приведена карта расположения самых ранних сейсмических станций PUL (1906), TIF (1899), TAS (1901), IRK (1901), SVE (1906), AAA (1927), FRU (1927), CHM (1932), SEM (1934). Регулярные сейсмические наблюдения на территории Средней Азии и Казахстана были начаты в 1901 г. с открытием в Узбекистане сейсмической станции Ташкент, в 1913 г. была открыта сейсмическая станция Самарканд (Узбекистан), в 1927 г. – сейсмиче-

ские станции Алма-Ата (Казахстан), Фрунзе (Киргизия), в 1929 г. – сейсмическая станция Андижан (Узбекистан), в 1932 г. – сейсмическая станция Чимкент (Казахстан), в 1934 г. – сейсмическая станция Семипалатинск (Казахстан), в 1939 г. – сейсмическая станция Душанбе (Таджикистан). Все эти станции были расположены в городах, с достаточно высоким уровнем антропогенных помех, на них устанавливалась аппаратура (Никифоров, СКД и др.) с небольшим увеличением. В будущем эти станции вошли в состав Единой сети сейсмических наблюдений (ЕССН) СССР. Кроме станции Семипалатинск, все сейсмические станции, работавшие в то время, были расположены на большом расстоянии от территории СИП. Учитывая, что аппаратура была с небольшим увеличением, имелась возможность зарегистрировать с территории будущего полигона только самые сильные землетрясения с магнитудой более 4,5.

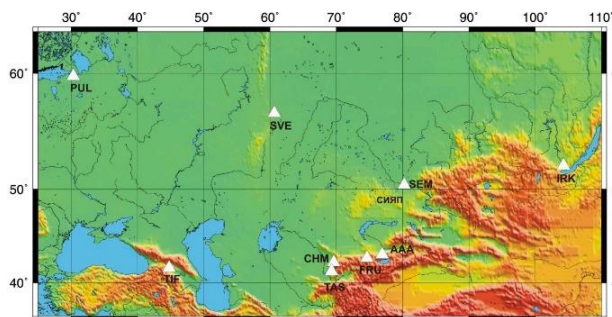


Рисунок 1. Сеть сейсмических станций, созданная до 1935 г.

Начиная с 50-х годов прошлого столетия, были начаты сейсмические наблюдения в районе Северного Тянь-Шаня для задач оценки сейсмической опасности юга и юго-востока Казахской ССР и севера Киргизской ССР. В качестве аппаратуры на сейсмических станциях ИФЗ АН СССР в основном использовались сейсмометры СКМ-3, с большим увеличением, однако параметры сейсмических событий определялись только для сейсмически активных регионов Тянь-Шаня. Бюллетень событий для территории Северо-Восточного, Северного, Центрального и Западного Казахстана не составлялся.

В 1961 г. ИФЗ АН СССР создал Комплексную сейсмологическую экспедицию (КСЭ) в г. Талгар. Основными задачами КСЭ стали изучение строения литосферы, мониторинг ядерных испытаний сейсмическими методами и др. КСЭ было открыто большое количество сейсмических станций на территории бывшего Советского Союза, как стационарных, так и временных. Все станции были оснащены чувствительными приборами типа СКМ-3, УСФ, КСЭ и РВЗТ с увеличением V от 40 000 до 120 000. В 1961–1963 гг. КСЭ установила станции профиля Памир-Байкал [9]. Общая протяженность профиля высокочувствительных сейсмических станций Памир-Байкал составила около 3500 км, общее количество стан-

ций на профиле достигало 54, средний интервал расстояний между станциями составил 70–120 км [9] (рисунок 2).

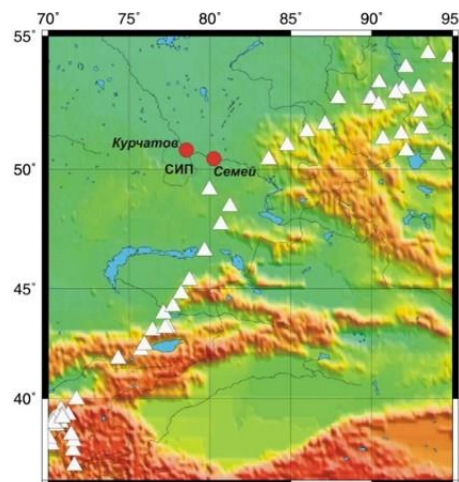


Рисунок 2. Расположение сейсмических станций КСЭ ИФЗ АН СССР 1961–1963 гг.

Профиль пересекал Среднюю Азию, Казахстан, Алтай, Саяны и Прибайкалье. Некоторые станции были расположены вблизи СИП, ими было зарегистрировано 19 землетрясений в исследуемом районе с энергетическими классами $K=7-9$. После 1969 г. КСЭ передала большую часть северо-тянь-шаньских станций, расположенных на территории Казахстана, Институту геологических наук АН КазССР. С 1976 г. станции перешли к вновь созданному Институту сейсмологии АН КазССР. С 1969 г. КСЭ перестала составлять бюллетени сейсмических событий для Центральной Азии. В Институте сейсмологии бюллетени для этой территории также не создавались. В связи с этим для исследования сейсмичности СИП за период 1969–1991 г. в данных исследованиях использованы ежегодные сборники «Землетрясения в СССР» [10], в которых публиковались каталоги Алтае-Саянской экспедиции (рисунок 3).

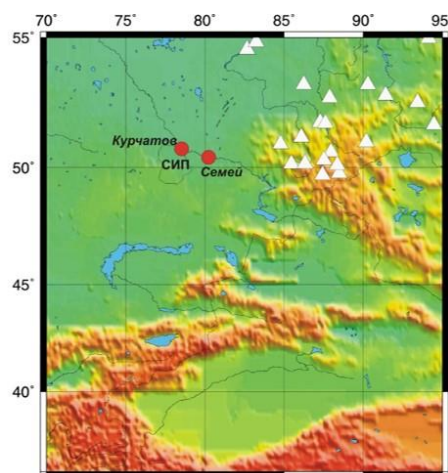


Рисунок 3. Расположение сейсмических станций Алтае-Саянской экспедиции

ОБЗОР СИЛЬНЫХ ИСТОРИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СИП

Для исследований сильных исторических землетрясений выбран район, ограниченный координатами: 48–52° с. ш. и 75–81,1° в. д. Для формирования каталога сейсмичности до 1994 г. в районе СИП привлечены такие источники информации, как: 1) сейсмологические бюллетени Международных центров данных [4, 5]; 2) данные по исторической сейсмичности из литературных источников [2, 3, 7, 8, 10]; 3) доступные исторические аналоговые сейсмограммы землетрясений, начиная с 1925 г., по которым проведены уточнения параметров инструментально зарегистрированных землетрясений. На рисунках 4, 5 представлены сейсмограммы наиболее сильных землетрясений с эпицентрами вблизи СИП, найденные в процессе работы в различных архивах.

28 сентября 1925 г.

Землетрясение произошло задолго до начала ядерных испытаний. На рисунке 4-а приведена сейсмическая запись этого землетрясения по данным станции Иркутск из архива Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук», эпицентральное расстояние ~1 915 км. Землетрясение ощущалось в г. Каркаралинск с координатами $\varphi=49,496^\circ\text{N}$, $\lambda=75,474^\circ\text{E}$ [3], который находится к западу от СИП. Параметры землетрясения в различных источниках сильно отличаются. Так, в International Seismological Summary (ISS) [4] приводятся следующие данные: 1925/09/28, $t_0=21:42:25$, $\varphi=45,0000^\circ\text{N}$, $\lambda=77,0000^\circ\text{E}$; в каталоге Л. Сайкса [6]: 1925/09/28, $t_0=21:42:40$, $\varphi=50,00^\circ\text{N}$, $\lambda=76,00^\circ\text{E}$, $M=5,6$; в каталоге сильных землетрясений Казахстана и прилегающих территорий с древнейших времен до 1974 г. [8]: 1925/09/28, $t_0=21:42:36\pm 10\text{с}$, $\varphi=49 (\pm 1^\circ)$, $\lambda=75 (\pm 1^\circ)$, $M_{\text{LN}}=5,6\pm 0,3$, $I_0=6-7\pm 1$. Однако, все вышеперечисленные данные о координатах события не подтверждаются современной сейсмичностью, а также не согласуются с макросейсмическим эффектом в г. Каркаралинск. В связи с этим можно предположить, что эпицентр землетрясения находился в другом месте. Из устного сообщения Никонова А. А. (д. г.-м. наук, профессор, главный научный сотрудник Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН), следует, что эпицентр расположен в районе Главного Чингизского хребта, $\varphi\sim 50^\circ$, $\lambda\sim 77^\circ$. Такое землетрясение способно вызвать в эпицентральной зоне колебания с интенсивностью в зависимости от глубины очага 7 и даже 8 баллов. По сейсмограмме станции Иркутск магнитуда землетрясения по поверхностным волнам определена как $M=5,8$.

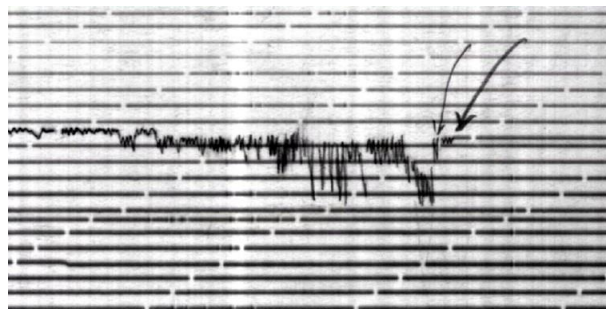
28 октября 1950 г.

В каталоге Л. Сайкса есть информация о землетрясении 28 октября 1950 г., $t_0=16:47:18,0\text{с}$, $\varphi=52,30^\circ$, $\lambda=79,30^\circ$, $M=4,56$. В других каталогах информация об этом землетрясении отсутствует. В под-

тверждении сейсмического события в архиве СОМЭ МОН РК была найдена сейсмограмма станции SEM, расположенной на расстоянии 222 км от эпицентра (рисунок 4-б), на которой имеется сейсмическая запись землетрясения. Следует отметить, что значение $t_s\text{-}t_p\sim 30\text{ с}$ соответствует эпицентральному расстоянию ~240 км, что вполне согласуется с данными каталога Л. Сайкса.



а) 28.09.1925 г. ($t_0=21:42:40$, $\varphi=50^\circ$, $\lambda=77^\circ$, $M=5,8$).
Станция IRK (Иркутск)



б) 28.10.1950 г. ($t_0=16:47:18$, $\varphi=52,3^\circ$, $\lambda=79,3^\circ$, $M=5,0$).
Станция SEM (Семипалатинск)

Рисунок 4. Фрагменты исторических аналоговых сейсмограмм землетрясений

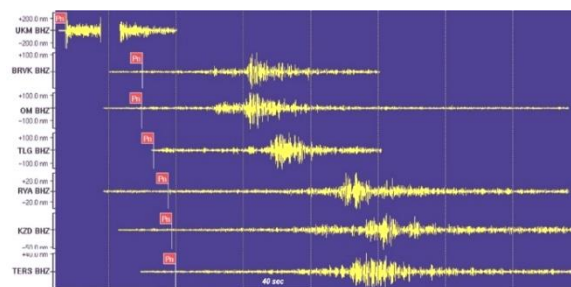
26 декабря 1966 г.

Землетрясение описано в [1] со следующими параметрами: 1966/12/26, $t_0=17:39:38,5$, $\varphi=49,52^\circ$, $\lambda=78,71^\circ$, $K=10,7$, $m_b=4,28$. В других каталогах сведения об этом землетрясении не приводятся, однако удалось найти сейсмические записи станций в архиве КСЭ ИФЗ АН СССР и оцифровать их (рисунок 5-а). Диапазон эпицентральных расстояний для землетрясения от 259 км (станция Усть-Каменогорск) до 1057 км (станция Кызыл-Джар).

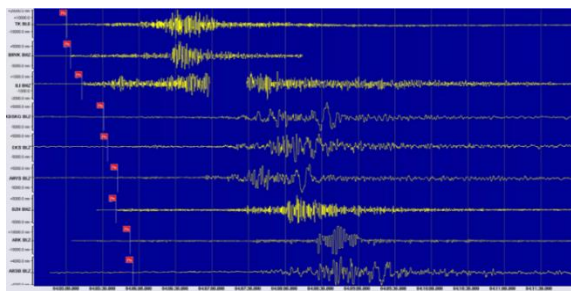
20 марта 1976 г.

Сейсмическое событие 20 марта 1976 г. было одним из самых обсуждаемых сейсмических событий на территории полигона. Различные сейсмологические агентства и авторы в области мониторинга до сих пор не пришли к единому мнению по поводу природы этого события. Так, в каталоге Л. Сайкса и в сборнике «Землетрясения в СССР 1976 г.» событие отсутствует, в каталогах [4, 5] оно приводится как техногенное событие – ядерный взрыв. Однако в литературных источниках [2, 11] событие описано как

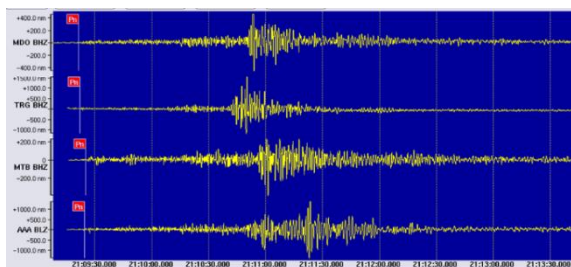
тектоническое землетрясение в районе хр. Муржик. Параметры сейсмического события: 3/20/1976, $t_0=4:03:39.3$, $\varphi=50,02^\circ\text{N}$, $\lambda=77,37^\circ\text{E}$, $h=5$ км, $K=13,8$, $mpv=5,5$. На рисунке 5-б приведены оцифрованные сейсмограммы события 20.03.1976 г. по архивным данным КСЭ ИФЗ АН СССР, СОМЭ МОН РК, Института сейсмологии (ИС) НАН КР. Диапазон эпицентральных расстояний составил от 562 км (станция Талды-Курган) до 1024 км (станция Арсланбоб). Из рисунка 5-б видно, что на сейсмограммах, зарегистрированных приборами СКД, четко выделяются мощные поверхностные волны, которые свидетельствуют о небольшой глубине события. В пользу тектонической природы события свидетельствует форма записи, значение отношения максимальных амплитуд $A_s/A_p > 1$, а также знаки первых вступлений – плюсы и минусы. Кроме того, эпицентр события приурочен к хр. Муржик, где тектонические события происходили до функционирования Семипалатинского полигона.



а) 26.12.1966 г. ($t_0=17:39:38.5$, $\varphi=49,52^\circ\text{N}$, $\lambda=78,71^\circ\text{E}$, $mpv=4,3$). Архив КСЭ ОИФЗ РАН



б) 20.03.1976 г. ($t_0=04:03:39.3$, $\varphi=50,02^\circ\text{N}$, $\lambda=77,37^\circ\text{E}$, $mb=5,1$). Архивы КСЭ ОИФЗ РАН, СОМЭ МОН РК и ИС НАН КР



в) 20.07.1988 г. ($\varphi=48,3^\circ\text{N}$, $\lambda=81,1^\circ\text{E}$, $M_s=5,1$). Архив СОМЭ МОН РК

Рисунок 5. Оцифрованные архивные сейсмограммы землетрясений (Z-компонента)

20 июля 1988 г.

На рисунке 5-в приведены оцифрованные сейсмограммы землетрясения 20 июля 1988 г., $M_s=5,1$ из архива СОМЭ МОН РК. Диапазон расстояний изменяется от 606 км (станция Тургень) до 679 км (станция Май-Тюбе). Информации о землетрясении нет ни в одном Международном сейсмологическом агентстве, нет также в каталоге Л. Сайкса и в работе [2]. Землетрясение описано в сборнике «Землетрясения в СССР 1988 г.» [10] с параметрами: 1988/07/20, $t_0=21:07:53.0$, $\varphi=48,3^\circ\text{N}$, $\lambda=81,1^\circ\text{E}$, $M_s=5,1$, $K=11,5$.

Сейсмичность территории СИП и прилегающих районов по данным Международных Центров данных

Анализ бюллетеней Международных сейсмологических Центров данных показал отсутствие сведений о тектонических землетрясениях на территории СИП за период времени до 1994 г. Единственное сейсмическое событие, параметры которого приведены в каталогах ISC (International Seismological Centre) и NEIC (National Event Information Center – каталог Геологической службы США) – это событие 1976/03/20 в 04:03, и оно приведено как антропогенное [4, 5]. В каталоге Геологической службы США приводятся следующие параметры этого события: 1976/03/20, $t_0=04:03:39.30$, $\varphi=50,0540^\circ\text{N}$, $\lambda=77,3370^\circ\text{E}$, $h=0$, $mb=5,1$, количество станций, данные которых использованы для обработки, – 96. Природа события описана как ядерный взрыв. В бюллетене ISC по событию приведена следующая информация: 1976/03/20 $t_0=04:03:40.49$, $\varphi=49,9366^\circ\text{N}$, $\lambda=77,3426^\circ\text{E}$, $h=0$, $mb=5,1$, количество станций, данные которых использованы для обработки, равно 128. Самая близкая к эпицентру события станция WRS (Warsak Dam, Пакистан) на расстоянии 1 819 км, самая далекая MDZ (Mendoza, Австралия) на расстоянии 16 643 км. Координаты определены с неплохой точностью, максимальная ось эллипса ошибок $S_{majax}=11,54$ км. Природа события описана как антропогенное событие, известный взрыв. В [11, 12] проводится анализ природы сейсмического события на территории СИП 20 марта 1976 г. Отмечено, что для события не было данных наблюдений от станций СССР. Авторы рассмотрели данные сейсмических групп YKA (Yellowknife, Канада), WRA (Warramunga, Австралия), KSRS (Wonju, Южная Корея) – рисунок 6. По записи станции YKA, через 6 с после вступления P, авторы выявили и идентифицировали волну pP, которая свидетельствует о том, что глубина события $h \approx 18$ км. В [11] приведен детальный анализ сейсмического события, в том числе, показано, что источник лучше моделируется как двойная пара сил, чем многоярдовый взрыв. Мы считаем, что рассматриваемое сейсмическое событие, несмотря на ряд признаков, характерных для взрыва (t_0 похоже на взрывное время ядерных взрывов на СИП, отсутствуют афтершоки, небольшая глубина), все-таки является

ся тектоническим землетрясением, о чем свидетельствует форма записи региональных станций, более похожая на землетрясение (рисунок 5-б), построенный фокальный механизм.

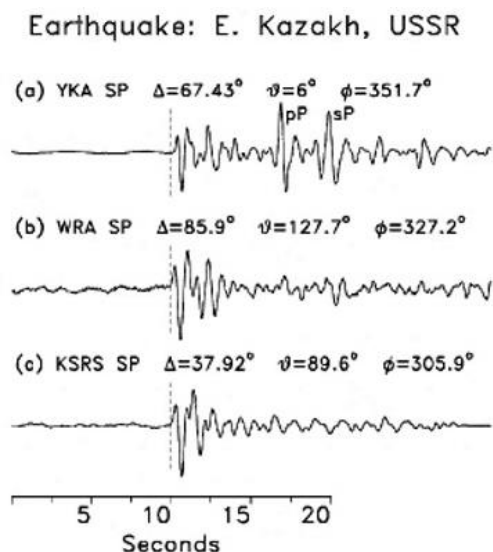


Рисунок 6. Сейсмограммы сейсмического события 20.03.1976 г., зарегистрированные сейсмическими группами YKA, WRA, KSRS [12]

КАТАЛОГ ИСТОРИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

На рисунке 7 приведена карта эпицентров землетрясений на территории СИП и его ближайшего окружения с исторических времен до 2019 г. Наиболее сильные землетрясения можно сгруппировать в 2 зоны: вблизи г. Семей и в районе хребта Муржик. Сама территории СИП – слабосейсмична. Эпицентры исторических землетрясений подтверждаются современной сейсмичностью. Однако есть и особенности в исторической и современной сейсмичности. После закрытия полигона увеличилось число регистрируемых слабых землетрясений на территории самого полигона, что связано с двумя причинами: во-первых, с улучшением системы регистрации, во-вторых, с увеличением числа техногенных землетрясений, связанных с геодинамическими процессами в местах проведения подземных ядерных испытаний [13].

В разные периоды времени представительная магнитуда была различной, что связано с различной конфигурацией, техническим оснащением сейсмических сетей, проводящих мониторинг. На рисунке 8-а представлены распределения сейсмических событий из района СИП по магнитудам за период времени до 1994 г., когда наибольшее количество зарегистрированных событий имело магнитуды $M=3\div 4$. За период времени 1994–2019 гг. большинство зарегистрированных событий имело магнитуды $mpv=1,5\div 2,5$ (рисунок 8-б). Наблюдается уменьшение числа сильных событий с магнитудой >5 и увеличение слабых событий непосредственно на территории полигона.

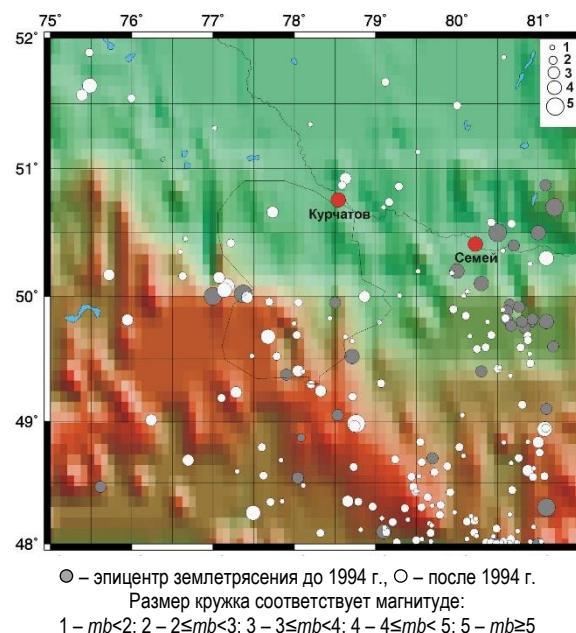


Рисунок 7. Эпицентры землетрясений из района СИП и его окрестностей

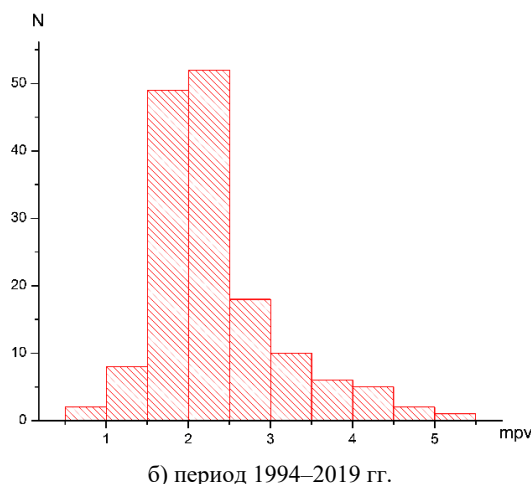
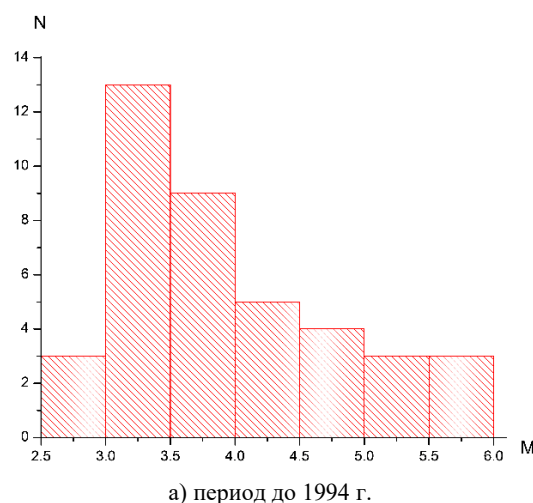


Рисунок 8. Гистограммы сейсмических событий из района СИП по магнитудам

Полевые исследования в районе площадки Дегелен СИП, показали наличие сейсмичности непосредственно в районе штолен, где проводились ядерные испытания [13]. Кроме того, в настоящее время регистрируются природно-техногенные землетрясения в районе угольных карьеров. Например, землетрясение из района месторождения Каражыра: 25.10.2019 г. в 01-09-7.8, $h=10$, 49,9979°N, 78,8628°E, $mpv=3,2$, $K=8,0$. Все эти явления свидетельствуют о геодинамической активности в районе СИП, связанной с техногенными воздействиями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Собран уникальный исторический материал по проявлению тектонических землетрясений на территории СИП и его окрестностей в период, предшествующий времени, когда вблизи СИП были размеще-

ны и начали вести непрерывные инструментальные сейсмические наблюдения станции, входящие в глобальные сети. Очень важно, что найденные в различных архивах аналоговые сейсмограммы, удалось оцифровать, что позволяет сохранить эти записи и применить к ним современные методы обработки. Создан каталог сейсмических событий на СИП и в его окрестностях за период до 1994 г. Анализ полученных данных позволяет с уверенностью утверждать, что еще задолго до начала ядерных испытаний на СИП на исследуемой территории наблюдались довольно сильные местные землетрясения. Те же активные зоны природной сейсмичности проявляются и в настоящее время. Полученные новые данные помогут с большей надежностью оценить сейсмическую опасность на исследуемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. СНиП РК 2.03-30-2006. Строительство в сейсмических районах. – Алматы: ТОО «Издательство LEM». – 2006. – 80 с.
2. Khalturin, V. A Study of Small Magnitude Seismic Events During 1961 - 1989 on and near the Semipalatinsk Test Site, Kazakhstan / V. Khalturin, T. Rautian, P. Richards // Pure appl. geophys. – 2001. – 158. – P. 143 - 171.
3. Чеканинский, И.В. Материалы о сейсмических явлениях в Семипалатинской губернии с 1760 по 1927 г. / И.В. Чеканинский // Записки Семипалатинского отдела ИРГО. - 1927. – Вып. XVI. – С. 14–73.
4. International Seismological Centre [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk>, свободный.
5. Earthquake search [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic>, свободный.
6. Triep, E. Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions: Implications for changes in stress, earthquake prediction, and hazards assessments / E. Triep, L. Sykes // Journal of Geophysical Research Atmospheres. – 1997. – 102(B5). – P. 9923–9948.
7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебакин. – М.: наука, 1977 г. – 536 с.
8. Сейсмическое районирование Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. – С. 140.
9. Нерсесов, И.Л. Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра / И.Л. Нерсесов, Т.Г. Раутиан // Экспериментальная сейсмика. Труды ИФЗ АН СССР. – М.: Наука. – 1964. – С. 63–87.
10. Землетрясения в СССР. Ежегодные сборники за 1962–1991 гг. – М.: Наука.
11. Pooley, C.I. The seismic disturbance of 1976 March 20 / C.I. Pooley, A. Douglas, R.G. Pearce // Geophys. J. R. – 1983. – Soc. 74. – P. 621–631.
12. Douglas, A. Forensic Seismology and Nuclear Test Bans Alan Douglas / A. Douglas // Atomic Weapons Establishment Blacknest, Brimpton, UK. Publisher: Cambridge University Press. – 2013. – DOI: <https://doi.org/10.1017/CBO9781139524001>.
13. Соколова, И.Н. Техногенная сейсмичность на территории Казахстана / И.Н. Соколова, Н.Н. Михайлова, А.Е. Великанов, Н.Н. Полешко // Вестник НЯЦ РК. – 2017. – Вып. 2. – С. 47–57.

СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫ АУМАҒЫНЫҢ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҒЫН РАСТАУ РЕТІНДЕ ТАРИХИ ДЕРЕКТЕР МЕН МҰРАҒАТТЫҚ СЕЙСМОГРАММАЛАР

И.Н. Соколова, Н.Н. Михайлова

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Соңғы жылдары өткізілген зерттеулер мен мұрағаттық деректерді талдау, Семей сынау полигонында (ССП) және оның маңында тектоникалық және техногенді жерсілкінулер болып тұратындығын және болатындығын көрсетті, ал бұл аймақ Қазақстан Республикасының жалпы сейсмикалық аудандау карталарына сәйкес (2003) сейсмикалық емес болып есептеледі. ССП ауданындағы сейсмикалықты бағалау үшін әдебиеттік көздерден тарихи сейсмикалықтың әлемдік сейсмологиялық бюллетеньдерін талдау жүргізілді, 1925 жылдан бастап жиналған тарихи ұқсас жазбалар бойынша жерсілкінулердің паратмерлері нақтыланды. Зерттелетін аумақта 1994 жылға дейінгі кезеңде, тіпті ядролық сынаулар басталмай тұрып ССП-да күші қатты жергілікті жерсілкінулер болғандығы байқалған. Алынған деректер ССП-ның заманауи сейсмикалық режимімен салыстырылды.

**HISTORICAL DATA AND ARCHIVE SEISMOGRAMS AS CONFIRMATION
OF SEMIPALATINSK TEST SITE SEISMICITY**

I.N. Sokolova, N.N. Mikhailova

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

Research and analyses of archive data conducted during the recent years have shown that tectonic and technogenic earthquakes have been occurring in the area of Semipalatinsk Test Site (STS) and its adjacent territories, which according to the maps of general seismic zoning of the Republic of Kazakhstan (2003) is considered aseismic. In order to assess the seismicity of the STS area, world seismological bulletins, data on historical seismicity from literature references were analyzed; parameters of earthquakes were clarified based on collected historical analog records, starting from 1925. It was shown that in this researched area during the period prior to 1994, long before the start of nuclear tests, rather strong local earthquakes were observed at STS. The obtained data were compared with the STS contemporary seismic regime.

УДК 550.34:621.039.9

РКИР_{ВС} НА ТРАССЕ НЕВАДА – СТАНЦИЯ «МИРНЫЙ» (АНТАРКТИДА)¹⁾ Непейна К.С., ²⁾ Ан В.А.¹⁾ Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан²⁾ Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, Москва, Россия

Приведены локальные годографы и линейные тренды времени пробега волны РКИР_{ВС} на трассе Невадский полигон (NTS) – станция «Мирный» (MIR). Для этих исследований систематизированы и обработаны сейсмограммы станции «Мирный» в Антарктиде, предоставленные Геофизической службой РАН (г. Обнинск, Московская область). Использованы 120 сейсмограмм, полученные сейсмографом Кириоса (СВКМ) в период 13 мая 1966 – 18 октября 1991 гг.: по 60 сейсмограмм для каждой из площадок – Рашуте и Юсса Невадского полигона (NTS), когда на них проводились подземные ядерные взрывы. Установлено увеличение времени пробега с годами, как и на трассах Невадский полигон – Боровое [14]. Получена зависимость времён вступления продольной волны РКИР_{ВС} от магнитуды m_b . Полученные данные могут быть использованы для сравнения с результатами изучения волны РКИР_{ВС} от взрывов Невадского полигона по другим станциям, например, на антарктической станции «Новолазаревская».

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмическая станция «Мирный» (MIR: $\varphi = -66^{\circ}33'00,0''$ S, $\lambda = 93^{\circ}00'00,0''$ E, $h = 34$ м) построена (рисунок 1) во время Первой комплексной антарктической экспедиции (1 КАЭ), руководимой доктором М. М. Сомовым, в 1956 г. В создании станции участвовали сотрудники Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) – младший научный сотрудник-сейсмолог Сытинский А.Д., и Института физики Земли (ИФЗ) АН СССР – старший техник-геофизик Поликарпов В.М. [1]. Одному из авторов данной статьи повезло участвовать в работе сейсмической станции во время 4 КАЭ в то время в качестве младшего научного сотрудника ИФЗ АН СССР (рисунок 2) [2].



Рисунок 1. Сейсмическая станция «Мирный» (MIR), 1959 г.

В 1959 году на сеймостанции «Мирный» проводилась круглосуточная фотооптическая регистрация сейсмических сигналов с использованием комплекта вертикальных (СВК) и горизонтальных (СГК) сейсмографов Д.П. Кириоса, длиннопериодного вертикального сейсмографа СВКД, вертикального модернизированного сейсмографа СВКМ и электродинамического микробарографа ЭДМБ-4 [3] (рисунок 3).

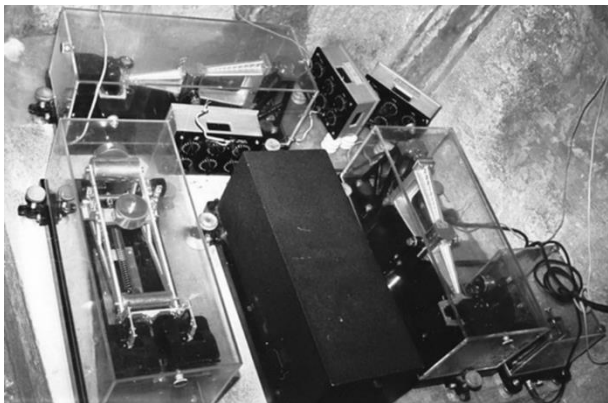


а)



б)

Рисунок 2. Вход в сеймостанцию «Мирный»: до пурги (а) и после пурги (б) (перед входом – участник 4 КАЭ Ан В.А.), 1959 г.



Вверху – трёхкомпонентная установка сейсмометров SGK (горизонтальная компонента NS). Внизу – сейсмометры: слева – вертикальный СВК, в центре – вертикальный модернизированный СВКМ, справа SGK (горизонтальная компонента EW) и микробарограф ЭДМБ – 4 для регистрации акустических сигналов в атмосфере как от различных природных источников, так и от воздушных ядерных взрывов

Рисунок 3. Приборное оснащение станции «Мирный», 1959 г.



Рисунок 4. Переопределение постоянных сейсмометра на сейсмостанции «Мирный», 1959 г.

Трёхкомпонентная установка сейсмографов Кирноса имела диапазон периодов измерения колебаний почвы 0,1–30 с, максимальное увеличение по вертикальной составляющей (Z) – порядка 800, по горизонтальным составляющим (СЮ и ВЗ) – порядка 1500, в диапазоне периодов 7–9 с. Амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) вертикального канала СВКМ определяла полосу пропускания 0,05–30 с и имела максимум увеличения ~10–11 тысяч в диапазоне периодов 0,5–1,5 с. Служба времени осуществлялась по радиосигналам WWV (Вашингтон) на частотах 5, 10, 15 МГц. Во время сильных ветров, часто низовых, радиоприём нарушался из-за статической электризации антенны сейсмостанции. В таких случаях использовалась радиотрансляционная сеть обсерватории Мирный (сигналы проверки времени – СПВ, из Москвы), так как антенны радиоцентра были направлены южными и расположены гораздо выше. В этом случае были возможны погрешности времени, «не превышающие 0,3 с для европейской территории СССР и 0,5 с для других районов страны» [4]. С учетом этого

в данном исследовании использованы времена пробега, не выходящие за пределы $\pm 0,5$ с от среднего значения.

Коррекция и переопределение постоянных сейсмометров проводилась в подвальном помещении сейсмостанции «Мирный» (рисунок 4). Рабочее место сейсмолога с журналами записей, лентами фотооптической регистрации располагалось в небольшой комнате (рисунок 5) со стандартным набором бытовых предметов (стол, настольная лампа и телефон для связи, стул, кровать).



Рисунок 5. Рабочее место сейсмолога на станции «Мирный», 1959 г.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

К проведенным исследованиям привлечены сейсмограммы станции «Мирный» в Антарктиде, предоставленные Геофизической службой РАН (г. Обнинск Московской области). Обработана 161 сейсмограмма подземных ядерных испытаний, произведенных в период 17 декабря 1961 г. – 18 октября 1991 г. на трех площадках Невадского полигона США (NTS): Pahute (65 взрывов), Yucca (85 взрывов), Rainier (6 взрывов), – и в других районах США (5 взрывов), зарегистрированных сейсмической станцией «Мирный».

Предметом изучения являлась объемная продольная сейсмическая волна, проходящая через мантию и внешнее ядро Земли и преломленная вблизи границы внутреннего земного ядра Земли РКИКР_{ВС} [5]. Волна РКИКР_{ВС}, как и другие сейсмические волны [6], представляет интерес для исследователей, так как отражает внутреннее строение Земли, как планеты Солнечной системы. Знание о скорости распространения волны РКИКР_{ВС} обеспечивает применимость различных моделей для описания границы внутреннее – внешнее ядро Земли. Сложность её определения заключается в том, чтобы найти приемные станции на значительном удалении от источника [7]. В нашем случае для трассы Невадский полигон (NTS) – станция «Мирный» (MIR) эпицентрального расстояние составляет $\approx 146^\circ$, что равнозначно длине трассы $\approx 16\,000$ км. Изучение как отраженных (РКИКР), так и преломленных волн (РКИКР) актуально и на сего-

дняшний день [8], особенно при сравнении одинаковых событий на удаленных ($>120^\circ$) дистанциях.

Для анализа локальных годографов и линейных трендов времени пробега продольной волны РКИР_{ВС} на трассе Невадский полигон (NTS) – станция «Мирный» (MIR) использованы сейсмограммы 120 взрывов периода времени с 1966 г. (13.05.1966 Piranha) до 1991 г. (18.10.1991 Lubbock) – по 60 взрывов на каждой из площадок Pahute и Yucca, – с магнитудой $m_b = 4,7\text{--}6,5$; эпицентральной расстоянием $\Delta = 146,072^\circ\text{--}146,272^\circ$; азимутом $Az = 135,08^\circ\text{--}135,94^\circ$.

Результаты предыдущих исследований [5, 6, 9–13] позволили дополнить информацию о существовании границы между мантией и ядром. Более того, они дали основания для подтверждения рабочей гипотезы о вращении ядра. Было установлено, что точность определения времен пробега параметров отраженных и преломленных волн глубинных фаз от подземных взрывов требуется повысить для исследования вариаций внутреннего строения Земли [8].

Эпицентральные параметры (время в очаге и координаты источника) испытаний на Невадском полигоне (NTS) приведены в [9]. К сожалению, в источнике имеется много опечаток, обнаруженных ранее при анализе времён вступления продольной волны на станции геофизической обсерватории «Боровое» (BRVK) [10]. Поэтому одной из задач данных исследований является устранение ошибок и предоставление достоверных данных. В частности, установлены следующие опечатки: 1) в названиях взрывов в таблице (уточнены в таблице [9]); 2) в названиях площадки испытания [9]. Должно быть: а) 26-09-1979, **Sheepshead** – площадка Pahute, б) 26-03-1983, **Cabra** – площадка Pahute, в) 02-04-1985, **Hermosa** – площадка Yucca; 3) в указании времени испытания по тексту [10]. Должно быть: а) 15.06.1966 г. время взрыва Double Play – $t_0 = 17:00:00.04$ [11, 12]; б) 24.09.1968 г. время взрыва Hudson Seal – $t_0 = 17:05:01.09$ [11]; в) 29.10.1969 г. время взрыва Pod A – $t_0 = 20:00:00.04$ [11, 12]; г) 17.05.1972 г. время взрыва Zinnia – $t_0 = 14:10:00.16$ [11, 13]; д) 28.02.1975 г. время взрыва Topgallant – $t_0 = 15:15:00.00$ (ISC, USCGS); е) 07.03.1975 г. время взрыва Cabrillo – $t_0 = 15:00:00.17$ (ISC, USCGS); ж) 30.04.1975 г. время взрыва Obar – $t_0 = 15:00:01.90$ [11]; з) 11.11.1981 г. время взрыва Tilci – $t_0 = 20:00:00.09$ (DOE, USCGS); и) 18.04.1987 г. время взрыва Delamar – $t_0 = 13:40:00.60$ (USGS).

В процессе обработки сейсмограмм было обращено внимание на следующее:

– если для испытаний 17.03.1976 **Strait** (Yucca) и 13.06.1990 **Bullion** (Pahute) время пробега уменьшить на одну секунду, то они удовлетворяют на линию локального годографа. Отскок значения от прямой линии построенного годографа подтверждает наличие ошибки. Возможные ошибки во временах вступлений продольной волны этих взрывов, скорее

всего, связаны с погрешностью привязки к службе времени сейсмостанции «Мирный» на +1 с.

– значения усиление (увеличение масштаба сигнала) по составляющим сейсмометра СВКМ сейсмической станции «Мирный» для записи изменялись, в основном, в пределах $V_m = 12500\text{--}26300$, возрастая иногда до 51080 (март, май, октябрь 1970 г.). На сейсмограммах в период 17.12.1961–22.10.1964 усиление сигнала отсутствует, поскольку, видимо, не применялось; а с 04.08.1977 по 14.12.1977 – на сейсмограммах от взрывов обнаружен эффект обратной полярности, то есть «смена положительных амплитуд на отрицательные и наоборот». Иногда, сигнал не наблюдается (при $m_b = 5,5\text{--}5,9$). Причина не выяснена, однако, возможно, это обусловлено разными способами записи. Систематизация на станции в Антарктиде велась операторами в разные годы (и много лет назад), каждый год оператор сменялся, а потому примечания (пометки и др.) не были идентичными. Наша задача состояла в приведении в порядок сохранившейся информации.

Результаты обработки сейсмограмм станции «Мирный» с определением времени пробега волны РКИР_{ВС} по записям подземных взрывов и с использованием параметров, опубликованных ранее в нескольких работах [9–13] в виде значений, уточненных в процессе выполненной проверки, приведены в нижеследующей таблице.

Дальнейший анализ сводится к оценке стандартных для такого рода исследований показателей – констант в уравнении годографа и его наклона. При построении локального годографа использовались параметры времени пробега волны РКИР_{ВС} на трассе NTS – MIR и эпицентральное расстояние Δ° из вышеприведенной таблицы (зависимость $t_{p1} = F(\Delta^\circ)$). На рисунке 6 представлен полученный локальный годограф.

Для изучения особенностей распределения пространственно-временных вариаций времен пробега сейсмических волн оценены и другие зависимости, в частности, от календарной даты или магнитуды. Методика оценки линейного тренда времени пробега продольной волны РКИР_{ВС} приведена в одной из предыдущих публикаций авторов [14]. При расчете тренда (δt) в миллисекундах за год вместо эпицентрального расстояния по оси X используется время взрыва, которое приведено в календарном времени (зависимость $t_{p1} = F(T)$). Линия тренда времени пробега продольной волны РКИР_{ВС} рассчитывалась для среднегодовых значений времен пробега волны РКИР_{ВС}. Использовано среднее значение величины времени (t_{p1}) для взрывов, произведенных на Невадском полигоне в один и тот же год. Результат для изучаемой трассы показан на рисунке 7. Важным фактором при исследовании вариаций времени пробега сейсмических волн в календарном времени является также точность географических координат взрыва [6].

РКИР_{ВС} НА ТРАССЕ НЕВАДА – СТАНЦИЯ «МИРНЫЙ» (АНТАРКТИДА)

*Таблица. Результаты обработки сейсмограмм на трассе Невадский полигон – станция «Мирный» (NTS – MIR).
Волна РКИР_{ВС}*

№№ п/п	Дата дд-мм-гг	Название испытания	m_b	Время в очаге чч-мм-сс	Δ°	Az° от MIR	t_{p1} , с	Примечания
1	30-06-1966	Halfbeak	6,0	22-15-00.07	146,246	135,40	1181,14	$t_{p1} \max (+ \text{ № 25}), \text{ Pahute}$
2	20-12-1966	Greeley	6,3	15-30-00.08	146,203	135,26	1180,49	Pahute
3	23-05-1967	Scotch	5,7	14-00-00.04	146,188	135,33	1180,40	Pahute
4	26-05-1967	Knickerbocker	5,5	15-00-01.50	146,133	135,19	1180,24	Pahute
5	26-04-1968	Boxcar	6,3	15-00-00.07	146,182	135,20	1180,72	Pahute
6	15-06-1968	Rickey	5,9	13-59-59.97	146,194	135,41	1180,68	Pahute
7	28-06-1968	Chateaugay	5,3	12-22-00.08	146,128	135,19	1180,80	Pahute
8	29-08-1968	Sled	5,9	22-45-00.04	146,171	135,37	1180,67	Pahute
9	19-12-1968	Benham	6,3	16-30-00.04	146,118	135,22	1180,38	Pahute
10	07-05-1969	Purse	5,8	13-45-00.04	146,159	135,15	1180,71	Pahute
11	16-09-1969	Jorum	6,2	14-30-00.04	146,199	135,18	1180,47	Pahute
12	08-10-1969	Pipkin	5,5	14-30-00.14	146,151	135,24	1180,58	Pahute
13	26-03-1970	Handley	6,5	19-00-00.20	146,165	135,09	1180,55	Pahute
14	06-06-1973	Almendro	6,1	13-00-00.08	146,167	135,38	1180,69	Pahute
15	14-05-1975	Tybo	6,0	14-00-00.16	146,108	135,22	1180,62	Pahute
16	03-06-1975	Stilton	5,9	14-20-00.17	146,206	135,08	1180,65	$Az^\circ \min, \text{ Pahute}$
17	19-06-1975	Mast	6,1	13-00-00.09	146,272	135,35	1180,52	$\Delta^\circ \max, \text{ Pahute}$
18	26-06-1975	Camembert	6,2	12-30-00.16	146,192	135,33	1180,44	Pahute
19	28-10-1975	Kasseri	6,4	14-30-00.16	146,191	135,26	1180,50	Pahute
20	20-11-1975	Inlet	6,0	15-00-00.09	146,142	135,36	1180,58	Pahute
21	03-01-1976	Muenster	6,2	19-15-00.16	146,219	135,36	1180,44	Pahute
22	12-02-1976	Fontina	6,3	14-45-00.16	146,153	135,17	1180,46	Pahute
23	14-02-1976	Cheshire	6,0	11-30-00.16	146,144	135,28	1180,72	Pahute
24	09-03-1976	Estuary	6,0	14-00-00.09	146,222	135,31	1180,98	Pahute
25	17-03-1976	Pool	6,1	14-15-00.09	146,182	135,39	1181,14	Pahute
26	11-04-1978	Backbeach	5,5	17-45-00.07	146,149	135,36	1180,58	Pahute
27	31-08-1978	Panir	5,6	14-00-00.16	146,193	135,34	1180,72	Pahute
28	16-12-1978	Farm	5,5	15-30-00.16	146,175	135,27	1180,57	Pahute
29	11-06-1979	Pepato	5,5	14-00-00.17	146,178	135,20	1180,76	Pahute
30	26-09-1979	Sheepshead	5,6	15-00-00.09	146,147	135,36	1180,62	Pahute
31	26-04-1980	Colwick	5,4	17-00-00.08	146,148	135,27	1180,84	Pahute
32	12-06-1980	Kash	5,6	17-15-00.09	146,171	135,21	1180,58	Pahute
33	25-07-1980	Tafi	5,6	19-05-00.08	146,140	135,19	1180,67	Pahute
34	25-04-1982	Gibne	5,4	18-05-00.01	146,156	135,27	1180,56	Pahute
35	24-06-1982	Nebbiolo	5,6	14-15-00.09	146,152	135,35	1180,64	Pahute
36	25-07-1984	Kappeli	5,4	15-30-00.08	146,170	135,28	1180,60	Pahute
37	09-12-1984	Egmont	5,5	19-40-00.09	146,148	135,16	1180,63	Pahute
38	02-05-1985	Towanda	5,7	15-20-00.08	146,180	135,40	1181,06	Pahute
39	12-06-1985	Salut	5,5	15-15-00.06	146,129	135,18	1180,70	Pahute
40	25-07-1985	Serena	5,2	14-00-00.09	146,190	135,22	1180,84	Pahute
41	22-04-1986	Jefferson	5,3	14-30-00.09	146,158	135,24	1180,71	Pahute
42	25-06-1986	Darwin	5,5	20-27-45.09	146,142	135,16	1180,71	Pahute
43	17-07-1986	Cybar	5,7	21-00-00.06	146,196	135,34	1180,95	Pahute
44	30-09-1986	Labquark	5,5	22-30-00.10	146,229	135,39	1180,95	Pahute
45	16-10-1986	Belmont	5,6	19-25-00.09	146,111	135,24	1180,83	Pahute
46	13-12-1986	Bodie	5,5	17-50-05.09	146,165	135,28	1180,31	Pahute
47	18-04-1987	Delamar	5,5	13-40-00.60	146,124	135,16	1180,98	USGS , Pahute
48	30-04-1987	Hardin	5,5	13-30-00.09	146,134	135,28	1180,82	Pahute
49	24-09-1987	Lockney	5,7	15-00-00.06	146,143	135,35	1180,51	Pahute

РКИР_{ВС} НА ТРАССЕ НЕВАДА – СТАНЦИЯ «МИРНЫЙ» (АНТАРКТИДА)

№№ п/п	Дата дд-мм-гг	Название испытания	m_b	Время в очаге чч-мм-сс	Δ°	Az° от MIR	t_{p1} , с	Примечания
50	02-06-1988	Comstock	5,4	13-00-00.09	146,154	135,24	1180,54	<i>Pahute</i>
51	07-07-1988	Alamo	5,6	15-05-30.07	146,165	135,33	1180,46	<i>Pahute</i>
52	22-06-1989	Contact	5,3	21-15-00.08	146,184	135,26	1180,75	<i>Pahute</i>
53	31-10-1989	Hornitos	5,7	15-30-00.09	146,143	135,17	1180,72	<i>Pahute</i>
54	08-12-1989	Barnwell	5,5	15-00-00.09	146,136	135,30	1180,76	<i>Pahute</i>
55	13-06-1990	Bullion	5,7	16-00-00.09	146,162	135,27	1180,31	<i>Pahute</i>
56	12-10-1990	Tenabo	5,6	17-30-00.08	146,128	135,18	1180,68	<i>Pahute</i>
57	14-11-1990	Houston	5,4	19-17-00.07	146,143	135,35	1180,93	<i>Pahute</i>
58	04-04-1991	Bexar	5,6	19-00-00.00	146,224	135,39	1180,95	<i>Pahute</i>
59	16-04-1991	Montello	5,4	15-30-00.07	146,140	135,25	1180,68	<i>Pahute</i>
60	14-09-1991	Hoya	5,5	19-00-00.08	146,126	135,28	1180,77	<i>Pahute</i>
61	13-05-1966	Piranha	5,6	03-30-00.04	146,107	135,90	1180,52	<i>Yucca</i>
62	19-05-1966	Dumont	5,9	13-56-28.14	146,122	135,85	1180,56	<i>Yucca</i>
63	03-06-1966	Tan	5,7	14-00-00.04	146,088	135,91	1180,44	<i>Yucca</i>
64	20-05-1967	Commodore	5,9	15-00-00.20	146,138	135,85	1180,42	<i>Yucca</i>
65	27-09-1967	Zaza	5,7	17-00-00.04	146,112	135,86	1180,66	<i>Yucca</i>
66	18-10-1967	Lanpher	5,7	14-30-00.08	146,127	135,84	1180,58	<i>Yucca</i>
67	21-02-1968	Knox	5,8	15-30-00.00	146,129	135,85	1180,66	<i>Yucca</i>
68	06-09-1968	Noggin	5,6	14-00-00.13	146,149	135,85	1180,76	<i>Yucca</i>
69	30-04-1969	Blenton	5,2	17-00-00.04	146,106	135,93	1180,04	ближе
70	16-07-1969	Hutch	5,6	14-55-00.04	146,140	135,79	1180,60	<i>Yucca</i>
71	29-10-1969	Calabash	5,7	22-01-51.04	146,150	135,82	1180,76	<i>Yucca</i>
72	17-12-1969	Grape A	5,5	15-00-00.04	146,112	135,94	1180,16	Az° max (+ № 76), <i>Yucca</i>
73	04-02-1970	Belen	5,6	17-00-00.07	146,075	135,91	1180,07	ближе, <i>Yucca</i>
74	23-03-1970	Shaper	5,5	23-05-00.04	146,109	135,91	1180,45	<i>Yucca</i>
75	26-05-1970	Flask Green	5,5	15-00-00.05	146,123	135,84	1180,53	мощнее, <i>Yucca</i>
76	14-10-1970	Tijeras	5,5	14-30-00.04	146,100	135,94	1180,20	<i>Yucca</i>
77	08-07-1971	Miniata	5,5	04-00-00.08	146,123	135,86	1180,18	<i>Yucca</i>
78	18-08-1971	Algodones	5,4	14-00-00.03	146,078	135,91	1180,31	<i>Yucca</i>
79	21-09-1972	Oscuro	5,7	15-30-00.19	146,101	135,90	1180,51	<i>Yucca</i>
80	26-04-1973	Storwort	5,6	17-15-00.17	146,133	135,84	1180,40	<i>Yucca</i>
81	21-06-1973	Potrillo	5,1	14-45-00.08	146,113	135,90	1180,42	<i>Yucca</i>
82	30-04-1975	Obar	5,2	15-00- 01.90	146,128	135,89	1180,57	USGS, DOE, <i>Yucca</i>
83	03-06-1975	Mizzen	5,7	14-40-00.11	146,113	135,89	1180,31	<i>Yucca</i>
84	20-12-1975	Chiberta	5,7	20-00-00.16	146,137	135,83	1180,42	<i>Yucca</i>
85	04-02-1976	Keelson	5,8	14-20-00.11	146,091	135,91	1180,26	<i>Yucca</i>
86	04-02-1976	Esrom	5,7	14-40-00.16	146,124	135,88	1180,35	<i>Yucca</i>
87	17-03-1976	Strait	5,8	14-45-00.09	146,120	135,86	1180,15	<i>Yucca</i>
88	27-07-1976	Billet	5,3	20-30-00.08	146,092	135,89	1180,47	<i>Yucca</i>
89	26-08-1976	Banon	5,3	14-30-00.17	146,129	135,81	1180,43	<i>Yucca</i>
90	28-12-1976	Rudder	5,5	18-00-00.08	146,118	135,88	1180,28	<i>Yucca</i>
91	27-04-1977	Bulkhead	5,4	15-00-00.08	146,116	135,90	1180,38	<i>Yucca</i>
92	25-05-1977	Crewline	5,3	17-00-00.08	146,110	135,88	1180,47	<i>Yucca</i>
93	04-08-1977	Strake	5,0	16-40-00.07	146,114	135,93	1180,31	<i>Yucca</i>
94	19-08-1977	Scantling	5,2	17-55-00.08	146,122	135,85	1180,52	<i>Yucca</i>
95	27-09-1977	Coulommiers	4,8	14-00-00.16	146,157	135,81	1180,62	<i>Yucca</i>
96	09-11-1977	Sandreef	5,7	22-00-00.08	146,088	135,88	1180,47	<i>Yucca</i>
97	14-12-1977	Faraliones	5,7	15-30-00.17	146,138	135,79	1180,93	<i>Yucca</i>
98	23-03-1978	Iceberg	5,6	16-30-00.20	146,116	135,86	1180,45	мощнее, <i>Yucca</i>
99	27-09-1978	Draughts	5,0	17-00-00.07	146,098	135,92	1180,51	<i>Yucca</i>
100	27-09-1978	Rummy	5,7	17-20-00.08	146,095	135,88	1180,55	<i>Yucca</i>
101	28-06-1979	Fajy	5,0	14-44-00.17	146,144	135,79	1180,33	<i>Yucca</i>

№№ п/п	Дата дд-мм-гг	Название испытания	m_b	Время в очаге чч-мм-сс	Δ°	Az° от MIR	t_{p1} , с	Примечания
102	29-08-1979	Nessel	4,7	15-08-00.17	146,129	135,83	1180,69	Yucca
103	06-09-1979	Hearts	5,8	15-00-00.09	146,102	135,87	1180,57	Yucca
104	01-10-1981	Paliza	5,1	19-00-00.10	146,109	135,93	1180,55	Yucca
105	11-11-1981	Tilci	4,9	20-00-00.09	146,087	135,86	1180,52	Yucca
106	12-11-1981	Rousanne	5,4	15-00-00.10	146,122	135,86	1180,35	Yucca
107	07-05-1982	Bouschet	5,7	18-17-00.11	146,086	135,89	1180,39	Yucca
108	05-08-1982	Atrisco	5,7	14-00-00.09	146,111	135,93	1180,42	Yucca
109	14-04-1983	Turquoise	5,7	19-05-00.12	146,090	135,89	1180,77	Yucca
110	16-12-1983	Romano	5,2	18-30-00.09	146,145	135,81	1180,36	Yucca
111	01-05-1984	Mundo	5,4	19-05-00.09	146,128	135,90	1180,51	Yucca
112	31-05-1984	Caprock	5,8	13-04-00.10	146,118	135,87	1180,50	Yucca
113	13-09-1984	Breton	5,0	14-00-00.00	146,096	135,85	1180,40	Yucca
114	05-12-1985	Kinibito	5,7	15-00-00.07	146,072	135,90	1180,44	Δ° min, Yucca
115	05-06-1986	Tajo	5,4	15-04-00.06	146,122	135,91	1180,44	Yucca
116	14-11-1986	Gascon	5,8	16-00-00.07	146,115	135,87	1180,90	Yucca
117	13-08-1987	Tahoka	5,9	14-00-00.09	146,079	135,90	1180,36	Yucca
118	23-10-1987	Borate	5,2	16-00-00.09	146,145	135,80	1180,84	Yucca
119	13-10-1988	Dalhart	5,9	14-00-00.08	146,104	135,87	1179,95	t_{p1} min, Yucca
120	18-10-1991	Lubbock	5,2	19-12-00.00	146,081	135,90	1180,40	Yucca

Примечания: m_b – магнитуда по объемным волнам; t_{p1} – время пробега по первому положительному экстремуму; $N = 120$ – общее число исследованных взрывов; Δ° min-max: 146,072 (№ 114) – 146,272 (№ 17); t_{p1} min-max: 1179,95 сек (№ 119) – 1181,14 сек (№ 01, 25); Az° min-max: 135,08 (№ 16) – 135,94 (№ 72, 76).

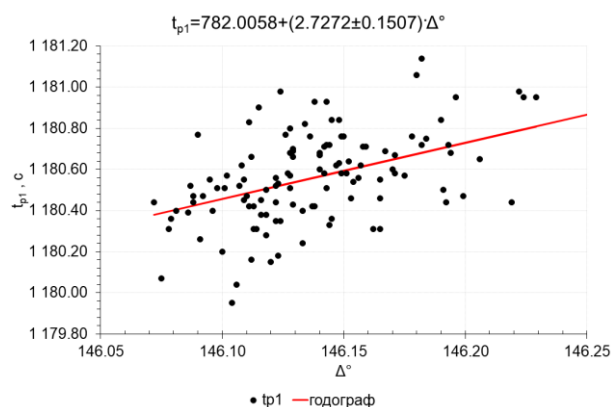


Рисунок 6. Локальный годограф волны РКИКР_{ВС} для трассы Невадский полигон – станция Мирный (NTS – MIR)

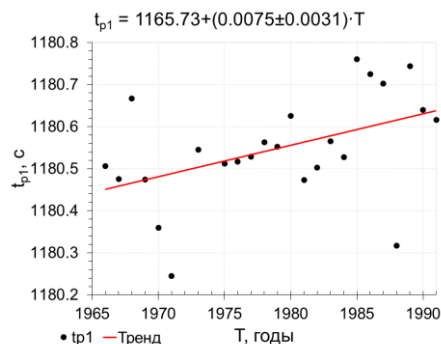


Рисунок 7. Линейный тренд времени пробега волны РКИКР_{ВС} в календарном времени для трассы Невадский полигон – станция Мирный (NTS – MIR)

Построена и анализировалась также зависимость времени пробега продольной волны РКИКР_{ВС} – t_{p1} , от магнитуды m_b (рисунок 8). Значения магнитуды по объемным волнам (m_b) зачастую предлагаются в качестве надежной энергетической меры источника. Поскольку глубина источника практически не влияет на магнитуду m_b , то оценки зависимости от времени прихода волны иногда очень успешно применяются для исторических событий, которые имеют важное значение для отслеживания дальнейших наблюдений договоров о контроле над вооружениями. Предварительная экспертиза закономерностей (m_b – t_{p1}) для различных трасс внедряется в практику исследований, что дает более строгие и тщательные статистические исследования совместно с линией годографа.

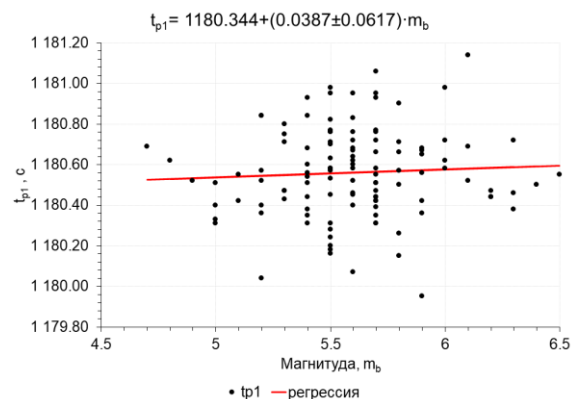


Рисунок 8. Зависимость $t_{p1}=f(m_b)$ времени пробега волны РКИКР_{ВС} от магнитуды m_b для трассы Невадский полигон – станция Мирный (NTS – MIR)

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

В данном исследовании представлены итоговые значения параметров Невадских ядерных взрывов после тщательного анализа сейсмограмм и литературных данных. По приведенным в таблице значениям получены достоверные параметры взрывов, что, как следствие, ведет к повышению точности построений. В результате обработки и исследования записей 120 ядерных взрывов получены следующие эмпирические зависимости для трассы Невадский полигон – станция Мирный (NTS – MIR):

– локальный годограф волны РКИКР_{ВС} – $t_{p1}(\text{сек}) = 782,0058 + (2,7272 \pm 0,1507) \cdot \Delta^\circ$, где Δ° – расстояние в градусах;

– линейный тренд времени пробега волны РКИКР_{ВС} в календарном времени – $t_{p1}(\text{сек}) = 1165,7 + (0,0075 \pm 0,0031) \cdot T$, где T – годы в календарном времени;

– зависимость времени пробега волны РКИКР_{ВС} (t_{p1}) от магнитуды (m_b) – $f(t_{p1}, m_b) = 1180,344 + (0,0387 \pm 0,0617) \cdot m_b$, где t_{p1} – в секундах.

Линейный тренд времени пробега волны РКИКР_{ВС} в целом отражает ту же положительную тенденцию – увеличение времени пробега с годами, – что и на трассе Невадский полигон – Боровое (NTS – BRVK) [14]. Скорость изменения времени пробега волны РКИКР_{ВС} составила 8,97 мс/год за 24 года наблюдений, в то время как в [14] приведенная величина тренда продольной волны P – 7,26 мс/год за 12 лет. Наличие тренда может быть вызвано увеличением напряжений сжатия на границе внешнего и внутреннего ядра и мантии.

Дифференцирование функции зависимости пробега волны от магнитуды $f(t_{p1}, m_b)$ – рисунок 8, показало, что значение тангенса угла наклона регрессионной прямой составляет $\pm 0,0387$, т.е. чувствительность производной $f'(t_{p1}, m_b) \approx 0$. Это означает, что угол наклона прямой равен $\sim 2,22^\circ$, что близко к горизонтали. Это позволяет сделать вывод, что время пробега и магнитуда взрыва – две независимые величины и судить о различии во временах пробега от магнитуды взрыва невозможно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена систематизация данных для продольной волны РКИКР_{ВС} по взрывам на Невадском испытательном полигоне из различных источников. Уточнены некоторые параметры взрывов после сравни-

тельного анализа времён вступления продольной волны РКИКР_{ВС} на геофизической обсерватории «Боровое» (BRVK), благодаря анализу сохранившихся сейсмограмм в архиве Геофизической службы РАН. Впервые построены локальные годографы и линейные тренды времени пробега волны РКИКР_{ВС} на трассе Невадский полигон – станция Мирный (NTS – MIR) с точными значениями (t_{p1}).

Актуальность и уникальность результатов заключается в том, что для эпицентральных удалений $\sim 146^\circ$ получены новые данные о преломленной волне от искусственных источников. Для проверки гипотезы о связи вариаций времен пробега продольных волн от энергии взрыва дополнительно исследована зависимость времён вступления продольной волны РКИКР_{ВС} от магнитуды m_b . Сделан вывод о том, что зависимость времени пробега от увеличения магнитуды взрыва не проявляется. Полученные значения локальных годографов и линейных трендов с уточненной информацией являются на данный момент окончательными и дают основу для сравнений с результатами других измерений для взрывов на Невадском полигоне, например, на антарктической станции «Новолазаревская». Скорость изменения тренда времени пробега волны РКИКР_{ВС} составила 8,97 мс/год за 24 года, что ниже, чем приведенная величина скорости по той же трассе для тренда продольной волны P (7,26 мс/год за 12 лет). Это свидетельствует о нелинейности пробега сейсмических волн в разных оболочках Земли. Полученные результаты могут быть использованы для создания моделей слоев Земли на границе внешнее – внутреннее ядро. Найденные зависимости можно применять для прогноза сейсмической опасности других сейсмических событий, схожих по энергетическим и пространственным параметрам с рассмотренными взрывами, а также осуществлять контроль за запрещенными тестированиями ядерного оружия. Построенный по взрывам годограф может быть основой сравнения с годографом, построенным по данным телесейсмических землетрясений.

Благодарность. Авторы выражают благодарность сотрудникам Института динамики геосфер РАН им. академика М.А. Садовского Л.Д. Годуновой и Т.В. Челюбеевой за постоянное внимание и помощь при выполнении данного исследования, а также признательность Геофизической службе РАН за предоставленные данные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Нудельман, А.В. Советские экспедиции в Антарктику 1955–1959 гг. / А.В. Нудельман. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 131 с.
2. Нудельман, А.В. Советские экспедиции в Антарктику 1958–1960 гг. / А.В. Нудельман. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 108 с.
3. Ан, В.А. Предварительный отчет сейсмической станции «Мирный» за 1959 год / В.А. Ан. – М.: Фонды ААНИИ, 1960. – 50 с.
4. Эталонные сигналы частоты и времени. – М.: Изд-во Стандартов, 1983. – 30 с.

5. Адушкин, В.В. Структурные особенности внутреннего строения земли по результатам сейсмических наблюдений за подземными ядерными взрывами / В.В. Адушкин, В.А. Ан, В.М. Овчинников // Физика Земли, 2000. – № 12. – С. 3–26.
6. Ан, В.А. Подземный ядерный взрыв – «инструмент» исследования динамики внутреннего строения Земли / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК, 2006. – Вып. 2. – С. 27–32.
7. Краснощеков, Д. Н. О скорости поперечных волн в верхней части внутреннего ядра Земли / Д. Н. Краснощеков, В. М. Овчинников, О. А. Усольцева // Доклады академии наук, 2019. – Т. 488, № 4. – С. 434–438. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524884434-438>.
8. Yang, Y. Origin of temporal changes of inner-core seismic waves / Y. Yang, X. Song // Earth and Planetary Science Letters, 2020. – Vol. 541. – 116267. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116267>.
9. Springer, D.I. Seismic source summary for all U. S. below-surface nuclear explosions / D.I. Springer, G.F. Pawloski, J.L. Ricca, R.F. Rohrer, D.K. Smith // Bull. Seism. Soc. Am., 2002. – V. 92, No. 5. – P. 1808–1840.
10. Adushkin, V.V. Teleseismic Monitoring of Underground Nuclear Explosions at the Nevada Test Site from Borovoye, Kazakhstan / V.V. Adushkin, V.A. An // Science and Global Security, 1993. – Vol. 3. – P. 289–309.
11. United States Nuclear Tests July 1945 through September 1992. - U.S. Department of Energy Nevada Operation Office. - DOE/NV-209-REV 15. - December 2000.
12. Springer, D.L. Seismic Source Summary for U.S. Underground Nuclear Explosions, 1961–1970 / D.L. Springer, R.L. Kinnaman // Bul. Seism. Soc. Am., 1971. – Vol. 61, No. 4. – P. 1073–1098.
13. Springer, D.L. Seismic Source Summary for U.S. Underground Nuclear Explosions, 1971–1973 / D.L. Springer, R.L. Kinnaman // Bul. Seism. Soc. Am., 1975. – Vol. 65, No. 2. – P. 343–349.
14. Ан, В.А. Изменения времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени / Н.Н. Михайлова, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК, 2005. – Вып. 2. – С. 41–45.

НЕВАДА – «МИРНЫЙ» СТАНЦИЯСЫ (АНТАРКТИДА) ТРАССАСЫНДАҒЫ РКИР_{ВС}

¹⁾ К.С. Непейна, ²⁾ В.А. Ан

¹⁾ *Бишкек қаласындағы РҒА ғылыми станциясы, Бишкек, Қырғызстан*

²⁾ *Садовский РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей*

Невада полигоны (NTS) – «Мирный» (MIR) станциясы трассасында жергілікті годографтар мен РКИР_{ВС} толқыны жолы уақытының сызықтық трендтері келтірілген. Бұл зерттеулер үшін РҒА Геофизикалық қызметімен (Обнинск қ., Мәскеу облысы) ұсынылған Антарктидағы «Мирный» станциясының сейсмограммалары жүйелендірілген және өңделген. 1966 жылғы 13 мамыр – 1991 жылғы 18 қазан аралығы кезеңінде Киросса (СВКМ) сейсмографымен алынған 120 сейсмограммалар пайданылған: Pahute және Yucca Невада полигонындарында (NTS) жерастылық ядролық жарылыстар өткізілген кезде, олардың әрбір алаңына 60 сейсмограмма жасалды. Жылдар өткен сайын Невада полигоны трассасындағы сияқты Бурабай [14] жол уақытының көбеюі белгілі болды. m_b магнитудасынан РКИР_{ВС} бойлық толқынының шығу уақытының тәуелділігі алынды. Алынған деректерді, Невада полигоны жарылыстарының РКИР_{ВС} толқынын зерттеу нәтижелерін басқа станциялардан алынған деректермен салыстыру үшін пайдалануға болады, мысалы «Новолазаревская» антарктикалық станциясында.

РКИР_{ВС} ON THE TRAVELPATH NEVADA – “MIRNY” STATION (ANTARCTICA)

¹⁾ K.S. Nepeina, ²⁾ V.A. An

¹⁾ *Research Station RAS in Bishkek, Bishkek, Kyrgyzstan*

²⁾ *Sadovsky Institute of Dynamics of Geospheres of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences (Obninsk, Moscow Region) made it possible to process seismograms of “Mirny” station in Antarctica. Seismograms for the period 1961–1991 were viewed, when underground nuclear explosions were conducted at the Nevada Test Site of the United States. To calculate and construct a local travel time curve and a linear trend of the РКИР_{ВС} body wave travel time on the Nevada Test Site (NTS) – “Mirny” seismic station (MIR), 120 seismograms from Kirnos seismograph (SVKM) were selected for the period May 13, 1966 – October 18, 1991: 60 for each site Pahute and Yucca of the Nevada Test Site (NTS). The article presents local travel-time curves and linear trends of the РКИР_{ВС} wave on the travelpath NTS – MIR. Increase in time travel with years as in travelpaths Nevada Test Site – Borovoye [14]. Dependency of arrival times of the РКИР_{ВС} wave on m_b magnitude was detected. The obtained data can be used for comparison of results of РКИР_{ВС} wave study from the Nevada Test Site on other stations, for examples, at “Novolazarevskaya” Antarctic station.

УДК 550.34:621.039.9

ПЛОЩАДКА БАЛАПАН СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА – СИСТЕМЫ ГРУППИРОВАНИЯ «ОЖЕРЕЛЬЕ» ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ»

¹⁾ Непейна К.С., ²⁾ Ан В.А., ²⁾ Челюбеева Т.В.

¹⁾ Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан

²⁾ Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН, Москва, Россия

На примере регистрации 5 подземных ядерных взрывов на площадке Балапан Семипалатинского испытательного полигона (СИП), произведенных в период с 1979 по 1981 гг., получены и исследованы локальные годографы и линейные тренды времени пробега продольной волны P , зарегистрированной периферийными пунктами Зеренда, Восточный, Чкалово большебазовой системы сейсмического группирования «Боровое». Величины постоянной в полученных уравнениях тренда близки по значениям, что свидетельствует о высокой точности регистрации взрывов на площадке Балапан подсистемой группирования «Ожерелье».

ВВЕДЕНИЕ

План размещения, геодезические и основные параметры подсистем «Ожерелье» большебазовой системы сейсмического группирования (БСГ) геофизической обсерватории (ГО) «Боровое» представлены в предыдущей работе авторов [1]. В полном объеме БСГ «Боровое» начала работать с июня 1979 г., включая ее периферийные пункты Зеренда (ZER), Восточный (VOS) и Чкалово (CHK) и центральным пунктом Боровое (BRVK). Вокруг каждого из периферийных пунктов располагалось по шесть приборных пунктов (НУПов – наземных управляющих пунктов) с однокомпонентными сейсмометрами (так называемые «Ожерелья»). Апертура подгрупп «Ожерелий» равна 6 км. Общий апертурный размер БСГ «Боровое» – 135 км.

В [1] авторами рассматривались значения времен пробега продольной волны P , зарегистрированные системой периферийных пунктов Зеренда, Восточный, Чкалово БСГ «Боровое», от взрывов на испытательных площадках Невадского испытательного полигона (NTS) в период с 1967 по 1992 гг. В данной статье для анализа времен пробега продольной волны P , зарегистрированной подсистемой группирования «Ожерелье», выбраны пять подземных ядерных взрывов (ПЯВ) с магнитудами $m_b = 5,6–6,2$ на площадке Балапан (BAL) Семипалатинского испытательного полигона (СИП) [2] периода с 1979 по 1981 гг. Основные сведения об этих испытаниях приведены в таблице 1 [2].

При исследованиях использована база данных, содержащая сейсмограммы подземных ядерных взрывов на СИП, Института динамики геосфер им. академика М. А. Садовского РАН (ИДГ РАН), в чьем управлении до 1992 г. находилась экспедиция № 4 Спецсектора ИФЗ РАН в Боровом. Оцифровка базы данных была осуществлена сотрудниками ИДГ РАН в рамках гранта РФФИ № 97-07-90225.

Проведен анализ отобранных сейсмограмм и определены времена пробега (t_{p0}) продольной волны P по записям подземных ядерных взрывов работавших каналов вертикальных сейсмометров типа СБУ-В подсистем ZER, VOS, CHK и вертикального модернизированного сейсмографа Кирноса СВКМ-Z (пункта BRVK). Из пункта приема (ПП) сигналы передавались по радиорелейным линиям связи в виде частотно-модулированного сигнала – в центральный пункт (ЦП – геофизическая обсерватория «Боровое»), где информация всей подсистемы регистрировалась в цифровом формате на 24-канальной станции цифровой регистрации СЦР-О [1].

В таблице 2 приведены параметры: отметки времен пробега волн для взрывов, рассчитанные расстояния трасс (в градусах) и азимуты НУПов подсистем «Ожерелье» – площадка Балапан, – полученные при анализе сейсмограмм.

В таблице 2, кроме времен пробега (t_{p0}) продольной волны P , указаны минимальные и максимальные значения эпицентрального расстояния (Δ°) и азимуты от эпицентра взрыва (Az°), а также дата проведения ПЯВ. В процессе работы с сейсмограммами обнаружился ряд следующих сбоев информации в базе данных Института динамики геосфер, возникших при реформатировании цифровых магнитных лент геофизической обсерватории «Боровое»: 1) 02.12.1979 г. – на сейсмограмме периферийного пункта Восточный выявлена обратная полярность на всех каналах, то есть смена положительных амплитуд на отрицательные и наоборот; 2) 29.03.1981 г. – на сейсмограмме периферийного пункта Восточный не обнаружены записи на всех каналах; 3) отсутствуют записи на сейсмограммах отдельных НУПов периферийного пункта Зеренда (02.12.1979 – НУП6, 12.10.1980 – НУП8); Восточный (14.12.1980 – НУП9); Чкалово (14.09.1980 – НУП5, 29.03.1981 – НУП6). Этими причинами объясняются пропуски данных в таблице 2.

**ПЛОЩАДКА БАЛАПАН СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА –
СИСТЕМЫ ГРУППИРОВАНИЯ «ОЖЕРЕЛЬЕ» ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ»**

Таблица 1. Основные параметры подземных ядерных взрывов площадки Балапан данного исследования

№ п/п	Дата дд.мм.гггг	Время (UTC) час:мин:сек	Широта, N°	Долгота, E°	H, м	h, м	m _b	Номер испытания
1	02.12.1979	04:37:00.05	49,9097	78,7850	343,0	522,6	6,0	1309
2	14.09.1980	02:42:41.8	49,9370	78,7974	324,0	482,6	6,2	1220
3	12.10.1980	03:34:16.8	49,9687	79,0227	306,0	508,0	5,9	1087
4	14.12.1980	03:47:09.065	49,9090	78,9187	326,5	530	5,9	1086
5	29.03.1981	04:03:52.705	50,0225	78,9796	311,2	433	5,6	1234

Примечание: H – высота поверхности над уровнем моря; h – глубина заложения заряда; m_b – магнитуда.

*Таблица 2. Времена t_{p0} по сейсмограммам периферийных и центрального пунктов подсистем «Ожерелье»
большебазовой системы сейсмического группирования «Боровое»*

Периферийный пункт Зеренда (ZER)									
№ п/п	Дата дд.мм.гггг	t _{p0} = 100 + δt _{p0} (сек)						Δ° _{min} ÷ Δ° _{max}	Az° _{min} ÷ Az° _{max} от эпицентра
		НУП4 δt _{p0}	НУП5 δt _{p0}	НУП6 δt _{p0}	НУП7 δt _{p0}	НУП8 δt _{p0}	НУП9 δt _{p0}		
1	02.12.1979	1,338	1,049	–	1,439	1,728	1,589	6,8044 ÷ 6,8552	299,99 ÷ 300,41
2	14.09.1980	1,072	0,933	0,885	1,415	1,659	1,513	6,7976 ÷ 6,8485	299,77 ÷ 300,19
3	12.10.1980	2,850	2,564	2,518	2,949	–	3,053	6,9082 ÷ 6,9454	299,12 ÷ 299,53
4	14.12.1980	2,470	2,087	2,089	2,574	2,862	2,673	6,8795 ÷ 6,9304	299,83 ÷ 300,16
5	29.03.1981	2,126	1,890	1,891	2,276	2,569	2,331	6,8577 ÷ 6,9088	298,81 ÷ 299,23
Периферийный пункт Восточный (VOS)									
№ п/п	Дата дд.мм.гггг	t _{p0} = 80 + δt _{p0} (сек)						Δ° _{min} ÷ Δ° _{max}	Az° _{min} ÷ Az° _{max} от эпицентра
		НУП4 δt _{p0}	НУП5 δt _{p0}	НУП6 δt _{p0}	НУП7 δt _{p0}	НУП8 δt _{p0}	НУП9 δt _{p0}		
1	02.12.1979	5,318	5,125	5,415	5,562	5,757	5,612	5,6425 ÷ 5,6915	302,83 ÷ 303,35
2	14.09.1980	5,148	4,959	5,296	5,397	5,588	5,447	5,6343 ÷ 5,6834	302,56 ÷ 303,08
3	12.10.1980	6,592	6,400	6,738	6,837	7,077	6,934	5,7401 ÷ 5,7805	301,69 ÷ 302,20
4	14.12.1980	6,354	6,115	6,454	6,599	6,794	–	5,7154 ÷ 5,7645	302,47 ÷ 302,98
5	29.03.1981	–	–	–	–	–	–	–	–
Периферийный пункт Чкалово (ЧНК)									
№ п/п	Дата дд.мм.гггг	t _{p0} = 90 + δt _{p0} (сек)						Δ° _{min} ÷ Δ° _{max}	Az° _{min} ÷ Az° _{max} от эпицентра
		НУП4 δt _{p0}	НУП5 δt _{p0}	НУП6 δt _{p0}	НУП7 δt _{p0}	НУП8 δt _{p0}	НУП9 δt _{p0}		
1	02.12.1979	3,678	3,443	3,542	3,876	4,119	4,027	6,2919 ÷ 6,3391	309,53 ÷ 310,01
2	14.09.1980	3,513	–	3,370	3,617	3,908	3,812	6,2826 ÷ 6,3278	309,30 ÷ 309,78
3	12.10.1980	4,761	4,573	4,668	4,958	5,202	5,107	6,3733 ÷ 6,4209	308,43 ÷ 308,91
4	14.12.1980	4,670	4,432	4,529	4,868	5,060	5,016	6,3589 ÷ 6,4062	309,14 ÷ 309,62
5	29.03.1981	3,990	3,804	–	4,284	4,481	4,386	6,3179 ÷ 6,3656	308,18 ÷ 308,65
Центральный пункт (BRVK)									
№ п/п	Дата дд.мм.гггг	t _{p0} , сек					Δ°		Az° от эпицентра
1	02.12.1979	92,398					6,1752		303,94
2	14.09.1980	92,195					6,1666		303,70
3	12.10.1980	93,709					6,2708		302,90
4	14.12.1980	93,294					6,2475		303,61
5	29.03.1981	92,954					6,2184		302,59

Для построения годографов и оценки линейных трендов времени пробега продольной волны на трассах BAL – ZER, BAL – VOS и BAL – ЧНК использовались методика и результаты исследований, опубликованные авторами в предыдущих работах [2–4]. При построении локального годографа использовались

параметры времени пробега волны P для каждого из НУПов «Ожерелья» и эпицентрального расстояние Δ° для построения графика зависимости t_{p0} = F(Δ°). При оценке тренда δt в миллисекундах за год вместо эпицентрального расстояния использовалось время взрыва в календарном времени.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По приведенным в таблице 2 значениям t_{p0} построены сводные графики: локальный годограф (рисунок 1) и линейный тренд t_{p0} в календарном времени (рисунок 2) для подсистем Зеренда, Восточный, Чкалово.

Как следует из рисунка 1, значения t_{p0} на трассе площадка Балапан – ГО «Боровое» удовлетворяют линейному уравнению, описывающему локальный годограф подсистем «Ожерелье».

Результаты расчета линейного тренда времени пробега в календарном времени с использованием стандартной методики [4], приведены на рисунке 2.

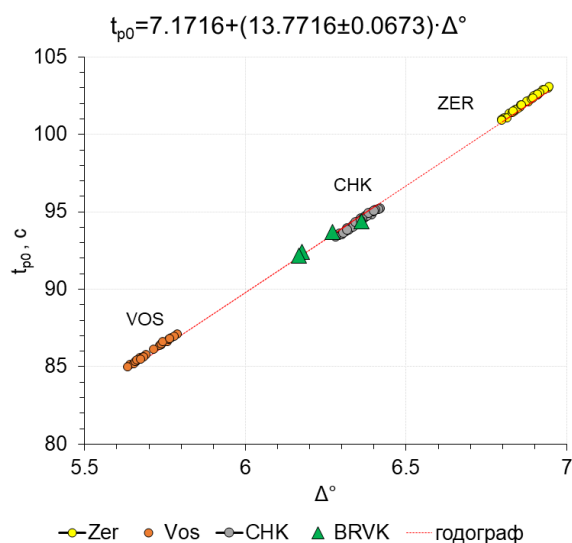


Рисунок 1. Локальный годограф подсистем «Ожерелье» и ГО «Боровое» на дистанциях $5.5^\circ \leq \Delta \leq 7^\circ$

Полученные тренды практически не имеют наклона, что может быть связано с тем, что рассмотрены всего пять испытаний, охвачен короткий период времени в три года (1979–1981 гг.), возможно наличие сезонных вариаций времени пробега продольных волн [5, 6]. С учетом этого результата графики линейных трендов времени пробега были перестроены для отдельных периферийных пунктов с учетом каждого НУПа. Линейные тренды в календарном времени представлены отдельно для периферийных систем Восточное (рисунок 3), Чкалово (рисунок 4), Зеренда (рисунок 5) и центрального пункта BRVK (рисунок 6).

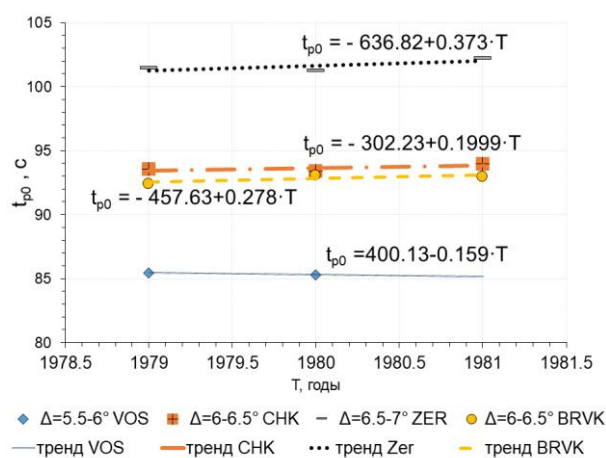


Рисунок 2. Линейный тренд в календарном времени подсистем «Ожерелье» ГО «Боровое»

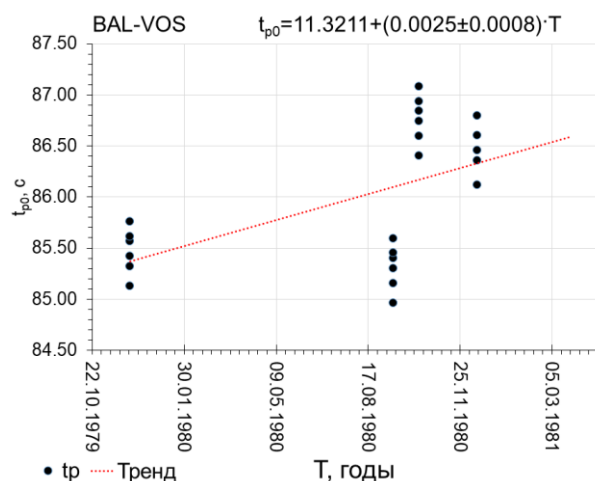


Рисунок 3. Линейный тренд в календарном времени подсистем «Ожерелье»: пункт Восточный $\Delta = 5.5^\circ - 6^\circ$

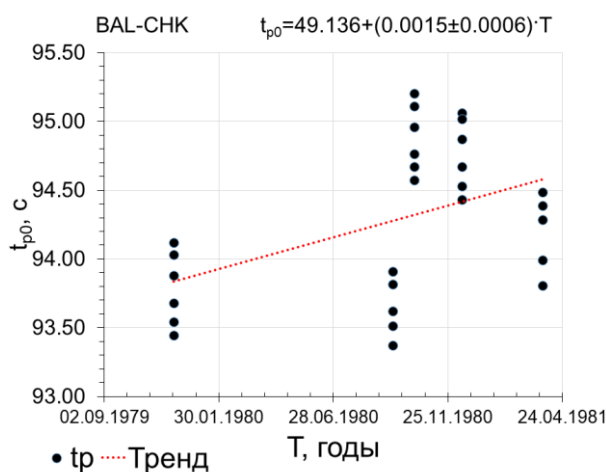


Рисунок 4. Линейный тренд в календарном времени подсистем «Ожерелье»: пункт Чкалово $\Delta = 6^\circ - 6.5^\circ$

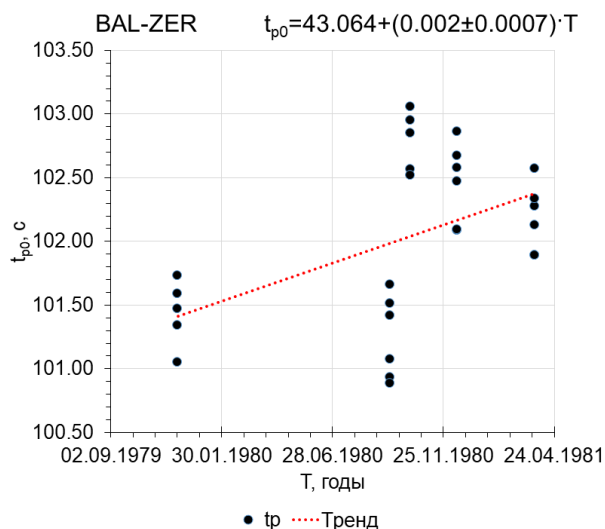


Рисунок 5. Линейный тренд в календарном времени подсистем «Ожерелье»: пункт Зеренда $\Delta = 6.5^\circ - 7^\circ$

Все представленные линейные тренды имеют положительную динамику изменения времени пробега волны. Однако, вероятнее всего, нужно аппроксимировать тренд другими функциями (например, периодическими) для учета сезонности вариаций, а также влияний планетарного масштаба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для трассы «площадка Балапан – подсистема «Ожерелье» (BAL – OZH) геофизической обсерватории «Боровое» (по периферийным пунктам Зеренда, Восточный и Чкалово) составлены таблицы времен пробега волны P , построен локальный годограф, который удовлетворяет уравнению: $t_{p0} (\text{сек}) = 7,1716 + (13,7716 \pm 0,0673) \cdot \Delta^\circ$, где Δ – расстояние в градусах.

При оценке линейных трендов времени пробега продольной волны получены следующие зависимости:

- Балапан (BAL) – Восточный (VOS) – $t_{p0} (\text{сек}) = 11,321 + (0,0025 \pm 0,0008) \cdot T (\text{год})$;
- Балапан (BAL) – Чкалово (CHK) – $t_{p0} (\text{сек}) = 49,136 + (0,0015 \pm 0,0006) \cdot T (\text{год})$;

ЛИТЕРАТУРА

1. Ан, В.А. Системы группирования «Ожерелье» геофизической обсерватории «Боровое» / В.А. Ан, П.Б. Каазик, К.С. Непейна, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК. – 2018. – Вып. 2. – С. 27–31.
2. Ан, В.А. Линейный тренд времени пробега продольной сейсмической волны / В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК. – 2014. – Вып. 2. – С. 81–94.
3. Создание базы сейсмических данных по подземным ядерным взрывам, проведенным на испытательных полигонах / В.М. Овчинников, Л.Д. Годунова, Т.В. Челюбеева, Л.И. Полякова, В.А. Лаушкин, В.А. Ан / Отчет по гранту РФФИ 97-07-90225-в. – 1998. – 6 с.
4. Ан, В.А. Годографы геофизической обсерватории «Боровое» по подземным ядерным испытаниям / В.А. Ан, П.Б. Каазик, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК. – 2016. – Вып. 2. – С. 90–95.
5. Ан, В.А. Изменения времени пробега продольной сейсмической волны в календарном времени / Н.Н. Михайлова, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик, В.М. Овчинников // Вестник НЯЦ РК. – 2005. – Вып. 2. – С. 41–45.
6. Дараган, С.К. Лунные и сезонные вариации параметров сейсмических волн от подземных ядерных взрывов / ДАН. – 1997. – Т. 352, № 3. – С. 396–399.
7. Ан, В.А. Вариации времени пробега продольной сейсмической волны // В.А. Ан, Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК. – 2012. – Вып. 2. – С. 25–33.

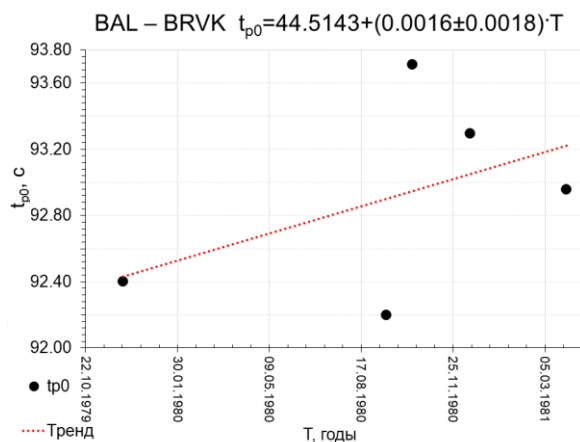


Рисунок 6. Линейный тренд в календарном времени геофизической обсерватории «Боровое»

- Балапан (BAL) – Зеренда (ZER) – $t_{p0} (\text{сек}) = 43,064 + (0,002 \pm 0,0007) \cdot T (\text{год})$;
 - Балапан (BAL) – ГО «Боровое» (BRVK) – $t_{p0} (\text{сек}) = 44,5143 + (0,0016 \pm 0,0018) \cdot T (\text{год})$.
- Здесь T – время в календарном времени.

Значение постоянной в уравнении тренда для трассы Балапан (BAL) – Восточный (VOS) отличается из-за того, что запись взрыва 1981 г. на НУПах отсутствует. Для остальных пунктов и ГО «Боровое» величины постоянной в уравнении тренда близки по значениям (43,064 – Зеренда, 49,136 – Чкалово, 44,5143 – ГО «Боровое»). Это свидетельствует о высокой точности регистрации взрывов на площадке Балапан.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудника Института динамики геосфер РАН Л.Д. Годунову за постоянное внимание и помощь при выполнении данного исследования.

При проведении исследования использовалась база данных Института динамики геосфер РАН, созданная при поддержке гранта РФФИ № 97-07-90225.

**СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫНЫҢ БАЛАПАН АЛАҢЫ – «БУРАБАЙ»
ОБСЕРВАТОРИЯСЫНЫҢ «ОЖЕРЕЛЬЕ» ТОПТАСТЫРУ ЖҮЙЕЛЕРІ**

¹⁾ К.С. Непина, ²⁾ В.А. Ан, ²⁾ Т.В. Челубеева

¹⁾ *Бішкек қаласындағы PFA ғылыми станциясы, Бішкек, Қырғызстан*

²⁾ *Садовский PFA геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей*

1979 жылдан 1981 жылға дейінгі кезеңде Семей сынау полигонының (ССП) Балапан алаңында өткізілген 5 жерастылық ядролық жарылыстарды тіркеу мысалында үлкен базалық «Бурабай» сейсмикалық топтастыру жүйесінің Зеренді, Восточный, Чкалово шеттегі пункттерімен тіркелген *P* бойлық толқыны жолының уақыттық сызықтық трендтері алынды және жергілікті годографтары зерттелді. Трендтің алынған теңдіктеріндегі тұрақтық өлшемдері мағыналары бойынша жуық, ал бұл жағдай Балапан алаңындағы жарылыстардың дәл тіркелгендігін куәландырады «Ожерелье» топтастыру жүйелері.

**BALAPAN TEST SITE OF THE SEMIPALATINSK TEST SITE – SEISMIC ARRAYS
“OZHEREL’E” OF THE GEOPHYSICAL OBSERVATORY «BOROVOYE»**

¹⁾ K.S. Nepeina, ²⁾ V.A. An, ²⁾ T.V. Chelubeeva

¹⁾ *Research Station RAS in Bishkek, Bishkek, Kyrgyzstan*

²⁾ *Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics RAS, Moscow, Russia*

Using the example of recording of 5 underground nuclear explosions from 1979 to 1981 at Balapan Semipalatinsk Test Site (STS) carried out during the period, local time-travel curves and linear trends of the body wave travel time of *P* wave, which was recorded by peripheral points Zerenda, Vostochnyy, Chkalovo of the large-base system of a seismic array “Borovoye”, were obtained and studied. The values of the constant in obtained equations of the trend are close, which signifies high accuracy of the explosions’ recording at Balapan Test Site by the subsystem seismic arrays “Ozherel’e”.

УДК 550.34:621.039

ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ПОСТОЯННОЙ СЕТЬЮ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА РОВЕНСКОЙ АЭС

Андрущенко Ю.А., Лящук А.И., Корниенко И.В., Осадчий В.И.

Главный центр специального контроля Государственного космического агентства Украины, Городок, Украина

Представлены сведения об организации и устройстве сети сейсмического мониторинга в районе Ровенской АЭС, а также результаты анализа помеховой обстановки и воздействия микросейсм разного порядка на способность регистрации полезных сигналов на элементах сети. По записям, полученным с использованием сейсмических датчиков, установленных в приборных скважинах и на дневной поверхности, рассчитаны усредненные значения микросейсмического фона в пунктах регистрации. В процессе инструментальных наблюдений были зарегистрированы локальные, региональные и телесейсмические события различной природы и энергетического уровня. Подавляющее большинство эпицентров зарегистрированных землетрясений находится на территории Румынии в сейсмоактивной зоне Вранча, в Польше и в южной части Беларуси. По результатам обработки сейсмических записей определены интенсивности сотрясений в районе расположения Ровенской АЭС и сделаны выводы о необходимости изменения исходных данных для оценки сейсмостойкости площадки РАЭС.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно требованиям к сейсмостойкому проектированию и оценке сейсмической безопасности энергоблоков атомных станций (АС) [1], эксплуатирующая организация в районе расположения АС организует специальную локальную сеть постоянно действующих высокочувствительных станций сейсмического мониторинга. На Ровенской АЭС сеть сейсмологического мониторинга была развернута в процессе выполнения «Плана мероприятий по оценке сейсмической опасности и проверке сейсмостойкости действующих АЭС». Проведение инструментальных сейсмических наблюдений в районе Ровенской АЭС для обеспечения сейсмической безопасности предусматривает решение следующих задач:

- наблюдение за местной сейсмичностью в радиусе до 150 км;
- наблюдение за микроземлетрясениями и их динамикой в пространстве и времени;
- регистрация местных и сильных удаленных землетрясений;
- уточнение количественных параметров сейсмологических воздействий при проектном землетрясении и максимальном расчетном землетрясении местных сейсмоактивных зон и зоны Вранча, на основе сейсмологических наблюдений, проведенных непосредственно на площадке АЭС и данных о затухании сейсмической энергии с расстоянием по данным всех пунктов системы;
- выполнение функций раннего оповещения в случае возникновения сильного или катастрофического землетрясения.

Оперативную обработку сейсмических сигналов, зарегистрированных на элементах локальной сейсмологической сети, установленной в районе расположения Ровенской АЭС, осуществляет Главный центр специального контроля Государственного космического агентства Украины (ГЦСК ГКА Украины). Одновременно на ГЦСК возложены функции обобщения и углубленного анализа информации, полученной по результатам сейсмологических наблюдений.

Организация и устройство сети сейсмического мониторинга в районе РОВЕНСКОЙ АЭС

Организация и устройство сети сейсмического мониторинга в районе РОВЕНСКОЙ АЭС

Сеть сейсмического мониторинга Ровенской АЭС состоит из шести пунктов наблюдения, расположенных на территории постов автоматизированной системы контроля радиационной обстановки (АСКРО). Поверхностный датчик установлен на промышленной площадке РАЭС, остальные – на центральном посту в г. Кузнецовск и в радиусе 10 км от РАЭС в селах Сопачов, Полицы, Старый Чарторийск и Костюхновка. Сейсмоприемники располагаются в скважинах различной глубины – от 33 м (в Сопачове) до 90 м (в Чарторийске). Координаты и глубины скважин сейсмологической сети приведены в таблице 1.

Таблица 1. Координаты и глубины скважин сейсмологической сети РАЭС

Пункт сейсмического мониторинга	Координаты скважины		Населенный пункт
	широта	долгота	
RNPP 1	51,349770	25,765735	с. Костюхновка
RNPP 2	51,326640	25,889650	пром. площадка РАЭС
RNPP 5	51,229108	25,885455	с. Старый Чарторийск
RNPP 6	51,258341	26,064071	с. Полицы
RNPP 8	51,336238	25,854780	г. Кузнецовск
RNPP 6	51,411975	25,890536	с. Сопачов

Сеть наблюдений оснащена сейсмоприемниками производства компании Guralp System Limited (Великобритания). В скважинах расположены трехкомпонентные сейсмоприемники CMG-SPB, сигналы от которых преобразуются в цифровой вид с помощью аналого-цифрового преобразователя DM24, реализованного в виде скважинного зонда, который может устанавливаться непосредственно в скважине вместе с сейсмоприемником. Элементы сейсмического мо-

нитинга объединены единой телеметрической системой, выполняющей сбор информации одновременно со всех элементов группы. Центр сбора, обработки и хранения информации находится в помещении центрального поста контроля АСКРО.

МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА РАСПОЛОЖЕНИЯ РОВЕНСКОЙ АЭС

С целью изучения шумовой ситуации в местах расположения элементов сейсмологической сети в процессе инструментальных наблюдений постоянно проводился анализ помеховой обстановки и воздействия микросейсм разного порядка на способность регистрации полезных сигналов на элементах сети. По записям, полученным с использованием сейсмических датчиков, установленных в приборных скважинах и на дневной поверхности, рассчитаны усредненные значения микросейсмического фона в пунктах регистрации (таблица 2).

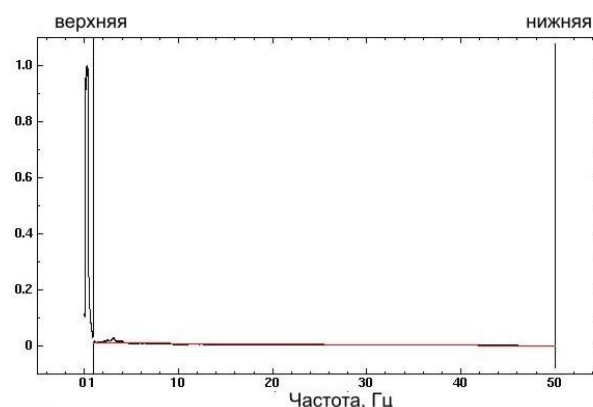
Таблица 2. Значение амплитуд микросейсм в пунктах регистрации по сейсмическим записям

Пункт	Расположение пункта наблюдений	Амплитуда сейсмического фона, мкм
RNPP 1	с. Костюхновка	0,004
RNPP 2	пром. площадка РАЭС	0,424
RNPP 5	с. Старый Чарторийск	0,005
RNPP 6	с. Полицы	0,004
RNPP 8	г. Кузнецовск	0,004
RNPP 9	с. Сопачов	0,003

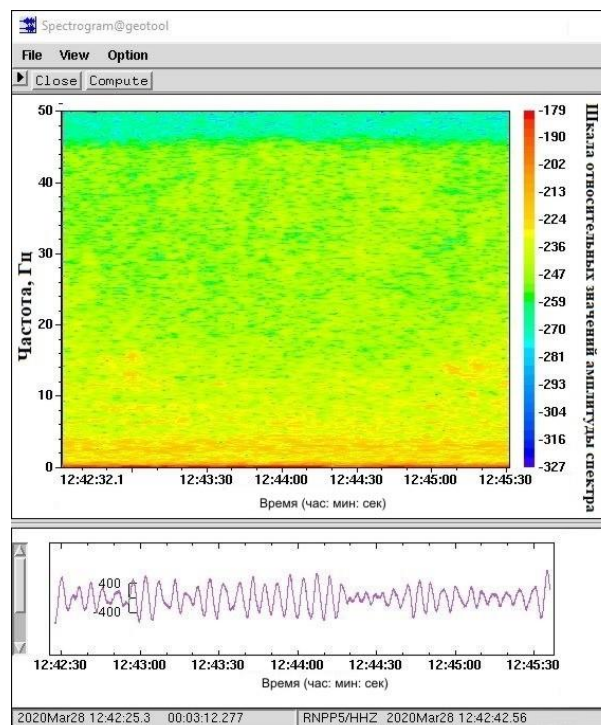
Как видно из таблицы 2, значение амплитуды сейсмического фона, рассчитанное по сейсмическим записям инструментальных наблюдений на дневной поверхности (RNPP 2), достаточно высокое, что связывается с выходом на поверхность слоя осадочных пород и, как следствие, высокой интенсивностью микросейсм. Установка сейсмометров в приборной скважине (RNPP 1, RNPP 5, RNPP 6, RNPP 8, RNPP 9) приводит к значительному уменьшению уровня микросейсмического фона.

Наиболее объективной характеристикой микросейсмических шумов на той или иной станции является спектр сигналов. Для получения устойчивой оценки среднего спектра, характеризующего условия регистрации сейсмических колебаний, проведен анализ представительных интервалов записи, тем больших, чем больше период исследуемых микросейсм. Для получения представительной оценки спектра проанализирован 60-минутный интервал записи шумов. Предварительная оценка спектра осуществлялась в 10-секундном «окне» на интервале 60 с. Средний из 10-ти спектров, полученных на 60-секундном интервале принимался за исходную оценку. Конечная оценка спектра шума была получена путем усреднения 60 таких оценок на 60-минутном интервале записи [2, 3] и объективно характеризовала спектральные свойства шумов, являясь достаточно важным показателем эффективности станций сейсмологической

сети РАЭС при выявлении полезных сигналов. На рисунках 1 и 2 приведены спектральные характеристики - нормированные сглаженные спектры и спектрально-временные диаграммы шумов, – полученные по 10-секундным интервалами записей широкополосного сейсмометра CMG-SPB в скважине на глубине 90 м на пункте сейсмических наблюдений RNPP 5 и на поверхности на пункте сейсмических наблюдений RNPP 2. Хорошо видно, что в отличие от поверхностных сейсмоприемников, при регистрации шумов в скважине на частотах выше 1 Гц отмечается снижение спектральной плотности шумов более чем на порядок. Этот результат показывает, что слабые высокочастотные сигналы могут быть обнаружены только при регистрации в скважинах.

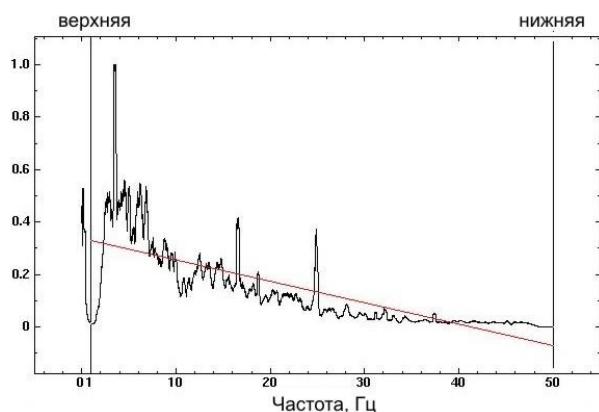


а) нормированный сглаженный спектр

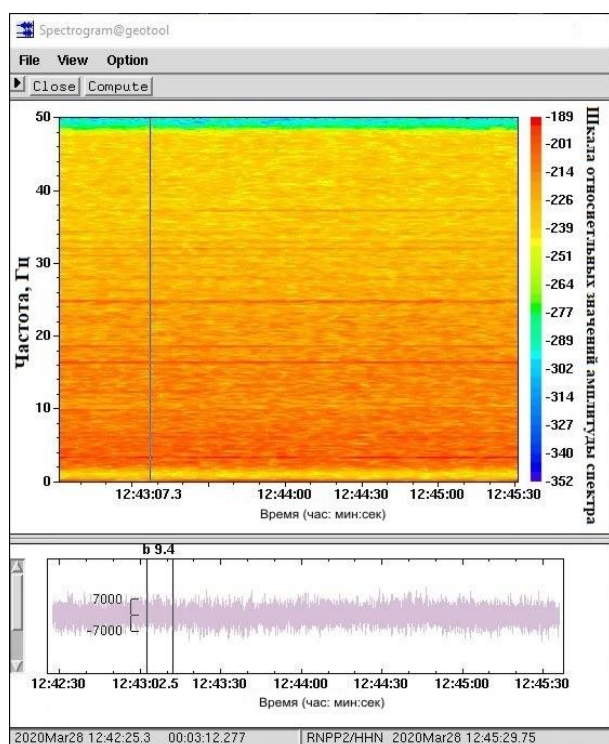


б) спектрально-временная диаграмма

Рисунок 1. Спектральные характеристики шума, полученные по записи широкополосного сейсмометра CMG-SPB в скважине пункта сейсмических наблюдений RNPP 5



а) нормированный сглаженный спектр



б) спектрально-временная диаграмма

Рисунок 2. Спектральные характеристики шума, полученные по записи широкополосного сейсмометра CMG-SPB на поверхности в пункте сейсмических наблюдений RNPP 2

Таким образом, можно констатировать низкую эффективность наземных сейсмологических наблюдений при регистрации высокочастотных сигналов от локальных сейсмических событий по сравнению с наблюдениями в скважинах. В то же время сейсмологические наблюдения на дневной поверхности необходимы для регистрации «поверхностных» шумов, в первую очередь, техногенных. Кроме того, разделение сигналов от локальных и глобальных геодинамических процессов требует сопоставления данных, полученных в скважине и на поверхности, с результатами наблюдений за природными и техногенными воздействиями на земную кору [4]. Это позволяет иден-

тифицировать влияние отдельных факторов и осуществлять мониторинг состояния земной коры, точнее оценивать фоновый уровень поля микросейсм, количественно оценивать энергетические параметры зарегистрированных сейсмических событий.

ОБНАРУЖЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

При оценке сейсмичности территории размещения Ровенской АЭС, кроме влияния сильных региональных землетрясений, рассмотрено влияние землетрясений из локальных сейсмоактивных или потенциально сейсмоактивных очаговых зон на территории Украины.

Определение координат эпицентров зарегистрированных сейсмических событий осуществляется путем сетевой обработки, к которой привлекаются данные сейсмологической сети РАЭС и станций ГЦСК. Для локации событий применяется программа LocSat [5], входящая в состав программного комплекса Geotool [6]. Данная программа использует не только первые вступления продольных волн, но и выделенные вторичные фазы (S_n , L_g , L_R) с учетом их модельных ошибок (возможных статистических отклонений), что позволяет получать устойчивые решения даже при небольшом количестве станций, зарегистрировавших событие. Кроме того, в этой программе возможно использование данных об азимутах и медленности, рассчитанных для каждой из этих фаз, что особенно важно при участии в локации данных сейсмических групп.

Всего за период с 2017 по 2019 гг. станциями сейсмологической сети РАЭС было зарегистрировано 11 локальных землетрясений на территории Украины (таблица 3).

Эпицентры подавляющего большинства локальных землетрясений располагаются в пределах Ивано-Франковской, Тернопольской и Львовской областей. Магнитуды сейсмических событий находятся в диапазоне от 1,9 до 3,3. Расчетные интенсивности сотрясений в районе РАЭС, вызванных этими землетрясениями, составляют менее 1 балла. Максимальные эпицентральные расстояния, на которых сейсмологической сетью РАЭС регистрируются локальные сейсмические события, составляют ~300 км. Сопоставление распределения эпицентров локальных землетрясений с разломной тектоникой юго-западной части Восточно-Европейской платформы показало, что очаги сейсмических событий приурочены в основном к различным зонам разломов. При этом, основное количество эпицентров зарегистрированных местных землетрясений приурочено к Волино-Подолью и Предкарпатскому прогибу на границе Складчатых Карпат, и это свидетельствует о значительной тектонической напряженности земной коры в данном регионе, которая в зонах активных разломов может вызывать как медленные, так и быстрые движения, сопровождающиеся землетрясениями.

Таблица 3. Сейсмические источники на территории Украины, зарегистрированные сейсмологической сетью РАЭС

Дата	T ₀	φ, °	λ, °	M	h, км	Ускорение частиц грунта в месте регистрации	Расчетная интенсивность в районе РАЭС, балл
08.05.17	13:03:47	48,52	24,51	2,7	5	1,25×10 ⁻⁵ g	< 1
17.08.17	15:36:06	48,52	24,46	2,8	8	1,67×10 ⁻⁵ g	< 1
29.09.17	21:46:08	49,3	23,58	3,3	5	2,26×10 ⁻⁵ g	< 1
31.10.17	12:36:29	48,52	24,46	2,9	5	1,68×10 ⁻⁵ g	< 1
19.02.18	12:52:17	48,55	24,48	2,7	3	2,23×10 ⁻⁵ g	< 1
01.05.18	12:21:13	49,52	25,82	3	8	2,12×10 ⁻⁵ g	< 1
03.05.18	11:25:45	49,54	25,88	2,6	5	1,22×10 ⁻⁵ g	< 1
10.05.18	11:48:10	48,23	25,26	2,6	3	1,17×10 ⁻⁵ g	< 1
11.09.18	21:00:23	49,76	24,35	2,2	5	8,25×10 ⁻⁶ g	< 1
07.04.19	19:22:04	49,57	27,71	2,6	3	1,15×10 ⁻⁵ g	< 1
28.05.19	07:59:58	49,36	25,60	1,9	3	7,13×10 ⁻⁶ g	< 1

Таблица 4. Параметры мощных землетрясений сейсмоактивной зоны Вранча, зарегистрированных сейсмологической сетью РАЭС в течение 2017–2019 гг.

Дата	T ₀	φ, °	λ, °	M	h, км	Ускорение частиц грунта в месте регистрации	Расчетная интенсивность в районе РАЭС, балл
08.02.17	15:08:21	45,5	26,2	4,8	125	6,98×10 ⁻⁴ g	< 1
02.08.17	02:32:12	45,6	26,4	4,8	130	7,14×10 ⁻⁴ g	< 1
14.03.18	10:24:49	45,76	26,53	4,9	140	7,55×10 ⁻⁴ g	< 1
28.10.18	00:38:10	45,64	26,39	5,6	150	4,94×10 ⁻³ g	2

ОБНАРУЖЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ НА ТЕРРИТОРИИ СОПРЕДЕЛЬНЫХ С УКРАИНОЙ ГОСУДАРСТВ

Сейсмологической сетью РАЭС за время наблюдений зарегистрировано 173 сейсмических события, эпицентры которых находятся на территории сопредельных с Украиной государств. Подавляющее их большинство находится на территории Румынии в сейсмоактивной зоне Вранча, а также в Польше и в южной части Беларуси.

Глубина гипоцентров белорусских и польских землетрясений составляет 5–15 км. Ввиду незначительной глубины влияние данных землетрясений имеет локальный характер, интенсивность сотрясений достаточно быстро затухает с увеличением расстояния от эпицентра события. Самое мощное польское землетрясение, зарегистрированное сейсмологической сетью РАЭС, произошло 05.07.2019 г. с магнитудой 4,7 и интенсивностью в эпицентре $I_0 = 5,0$. В результате обработки сейсмической записи установлено, что пиковое ускорение в точке регистрации равно $5,55 \times 10^{-4}$ g, что соответствует интенсивности менее 1 балла. Соответственно, расчетная интенсивность в районе расположения РАЭС для остальных зарегистрированных польских и белорусских землетрясений также составила менее 1 балла. Таким образом, результаты инструментальных наблюдений позволяют сделать вывод, что землетрясения в Польше и Беларуси имеют локальный характер и не оказывают влияния на сейсмичность района расположения Ровенской АЭС.

В течение 2017–2019 гг. сейсмологической сетью РАЭС зарегистрировано 75 землетрясений из сейс-

моактивной зоны Вранча. Параметры наиболее мощных из них приведены в таблице 4.

Особенностью зарегистрированных региональных землетрясений зоны Вранча является большая глубина очагов – в основном, 125–150 км. В связи с этим область ощутимых сотрясений может простираться на довольно большие расстояния [7, 8]. Установлено, что поля интенсивности этих землетрясений характеризуются значительной асимметричностью. Изосейсты большинства землетрясений имеют форму, вытянутую на северо-восток от очаговой зоны. Наблюдаются существенные различия в конфигурации изосейст, что может быть связано как с различиями в глубинах гипоцентров, так и с особенностями механизма очага. В связи с вышеизложенным, при оценке сейсмического риска для Ровенской АЭС необходимо, в первую очередь, рассматривать влияние землетрясений сейсмоактивной зоны Вранча.

Из таблицы 4 следует, что наиболее мощное землетрясение сейсмоактивной зоны Вранча было зарегистрировано сейсмологической сетью РАЭС 28.10.2018 г. с магнитудой 5,6 и расчетной интенсивностью сотрясений в эпицентре события $I_0 = 5,2$ балла. В результате обработки сейсмической записи определено пиковое ускорение в точке регистрации, составившее $4,94 \times 10^{-3}$ g, что соответствует интенсивности порядка 2 балла. Остальные землетрясения сейсмоактивной зоны Вранча, зарегистрированные сейсмологической сетью РАЭС, имели значительно меньшие магнитуды и глубины гипоцентров, а расчетные интенсивности сотрясений, вызванных данным землетрясениями в районе расположения Ровенской АЭС, составляли 1 балл и меньше.

Выводы

В процессе обработки материалов регистрации, полученных на сейсмологической сети РАЭС, проводился постоянный анализ помеховой обстановки и воздействия микросейсм разного порядка на способность регистрации полезных сигналов элементами сети. По результатам анализа установлено, что средний уровень сейсмического фона в районе расположения Ровенской АЭС изменяется в пределах 0,003–0,424 мкм, при этом максимальная интенсивность микросейсмических шумов наблюдается в районе промышленной площадки РАЭС.

Инструментальными наблюдениями были зарегистрированы локальные, региональные и телесейсмические события различной природы и энергетического уровня, которые хорошо коррелируются с результатами сейсмических наблюдений сейсмологической сетью Главного центра специального контроля. В период с 2017 по 2019 гг. сейсмологической сетью РАЭС зарегистрировано 184 землетрясения, эпицентры которых находились на территории Украины и сопредельных с ней государств. Анализ этих данных показывает, что при оценке сейсмического риска для Ровенской АЭС необходимо, в первую очередь, рассматривать влияние землетрясений сейсмоактивной зоны Вранча. Благодаря большим магнитудам и значительным глубинам очагов землетрясения в зоне Вранча ощущаются населением на большой территории. Наиболее мощное землетрясение сейсмоактивной зоны Вранча, зарегистрированное в течение от-

четного периода имело магнитуду 5,6. При этом пиковое ускорение в точке регистрации равнялось $4,94 \times 10^{-3} \text{ g}$, что соответствует интенсивности порядка 2 баллов.

Остальные землетрясения на территории Украины и сопредельных с ней государств, зарегистрированные сейсмологической сетью РАЭС, имели локальный характер. Интенсивность сейсмических колебаний в районе Ровенской АЭС, вызванных этими сейсмическими событиями, не превышала 1 балла.

Требования к сейсмостойкому проектированию и оценке сейсмической безопасности энергоблоков атомных станций определяют, что для энергоблоков АЭС, независимо от сейсмичности площадки, пиковое значение ускорения горизонтальной составляющей движения грунта при землетрясении, соответствующем максимальному расчетному землетрясению, должно приниматься не меньше 0,1 g, что соответствует интенсивности сейсмических колебаний в 7 баллов. Инструментальные наблюдения, проводившиеся сейсмологической сетью РАЭС, не выявили сейсмических событий, способных вызывать в районе расположения Ровенской АЭС колебаний с интенсивностью более 2 баллов. Исходя из этого, в настоящее время отсутствует необходимость в изменении исходных данных для оценки сейсмостойкости площадки РАЭС. Вместе с тем, рекомендуется дальнейшее проведение инструментальных наблюдений для накопления статистически значимых результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. ЧП 306.2.208-2016. Требования к сейсмостойкому проектированию и оценке сейсмической безопасности энергоблоков атомных станций.
2. Harjes, H.P. Design and siting of a new regional seismic array in Central Europe / H.P. Harjes // Bull. Seism. Soc. Am. 1990. – Part B, № 6. – P. 1801–1817.
3. GSE / US / 79. High-frequency noise characteristics of stations participating in the Group of scientific experts Second technical test April 22 - June 2, 1991 (Committee on Disarmament), 1992. – 130 p.
4. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / под ред. Н.В. Шарова, А. А. Маловичко, Ю.К. Щукина // Кн. 2: Микросейсмичность. - Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – 32 с..
5. Bratt, S.R. Locating events with a space network of regional arrays / S.R. Bratt, T.C. Bache // Bull. Seism. Soc. Am. – 1988. – Vol. 78. – P. 780–798.
6. Coyne, J. IDC Documentations. Geotool Software User Tutorial / J Coyne, K. Clark, S. Lloyd. – 2003. – 50 p.
7. Чекунов, А.В. Сейсмоактивный район Вранча - тектонический аспект / А.В. Чекунов // Доп. АН УССР, сер. Б, 1986. – № 5. – С. 21–26.
8. Сагалова, Е.А. Реализация долговременного прогноза в зоне Вранча / Е.А. Сагалова // Геофиз. журн., 1987. – Т.9, № 6. – С. 84–94.

**РОВЕНСК АЭС СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІСІНІҢ ТҰРАҚТЫ ЖЕЛІСІНДЕ
АСПАПТЫҚ БАҚЫЛАУ НӘТИЖЕЛЕРІН ӨңДЕУ ЖӘНЕ ТАЛДАУ**

Ю.А. Андрущенко, А.И. Лящук, И.В. Корниенко, В.И. Осадчий

Украина Мемлекеттік ғарыш агенттігінің Арнайы бақылау бас орталығы, Городок, Украина

Ровенск АЭС ауданында сейсмикалық мониторинг желісін ұйымдастыру және орнату туралы мәліметтер, сондай-ақ кедергі жағдайын талдау нәтижелері және желі элементтерінде пайдалы сигналдарды тіркеу қабілетіне әртүрлі тәртіптегі микросейсм әсері ұсынылған. Аспаптық ұңғымаларда және жер бетінде орнатылған сейсмикалық бергіштерді пайдалана отырып алынған жазбалар бойынша тіркеу пункттеріндегі микросейсмикалық аяның орташаланған мәндері есептелген. Аспаптық бақылау барысында әртүрлі табиғат пен энергетикалық деңгейдегі жергілікті, аймақтық және телесейсмикалық оқиғалар тіркелді. Тіркелген жер сілкінулерінің эпиорталығының басым көпшілігі Румыния аумағында Вранчтың сейсмобиелсенді аймағында, Польшада және Беларусьтің оңтүстік бөлігінде орналасқан. Сейсмикалық жазбаларды өңдеу нәтижелері бойынша Ровенск АЭС орналасқан ауданда шайқалу қарқындылығы анықталды және РАЭС алаңының сейсмикалық төзімділігін бағалау үшін бастапқы деректерді өзгерту қажеттілігі туралы қорытынды жасалды.

**PROCESSING AND ANALYSIS OF THE RESULTS FROM INSTRUMENTAL OBSERVATIONS
AT THE PERMANENT SEISMIC MONITORING NETWORK, RIVNE NPP**

Yu.A. Andrushchenko, A.I. Lyashchuk, I.V. Kornienko, B.I. Osadchiy

Main Center for Special Control, State Space Agency of Ukraine, Gorodok, Ukraine

The article presents information about the organization and arrangement of the seismic monitoring network in the Rivne NPP area, as well as the results of the analysis of interfering conditions and the influence of microarrays of various order on the ability to record useful signals on the network elements. The average values of the microseismic background at the checkpoints were calculated based on the records obtained using seismic sensors installed in instrument wells and on the day surface. In the course of instrumental observations, local, regional, and teleseismic events of different nature and energy levels were recorded. The vast majority of recorded earthquakes are located in Romania in the Vrancea seismic zone, in Poland, and in Southern Belarus. According to the results of seismic record processing, the intensity of shaking in the region of Rivne NPP was determined and conclusions were made regarding the necessity of changes of the initial data for the assessment of the seismic stability of the RNPP site.

УДК 550.34

ОЦЕНКА РАСХОЖДЕНИЙ В ОПРЕДЕЛЕНИИ МАГНИТУД ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДЛЯ СТАНЦИЙ ВОРОНЕЖСКОЙ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ

Пивоваров С.П., Пивоваров Р.С., Калинина Э.В., Ефременко М.А.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН), Воронеж, Россия

Представлены результаты детального анализа разброса значений магнитуды, определяемой по поверхностным волнам MS для телесеизмических землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями Воронежской сети (VMGSR), относительно значений, представленных в сводном бюллетене ФИЦ ЕГС РАН и бюллетене станции «Обнинск». На основе более 1000 землетрясений с магнитудой $MS > 4$ из разных районов с эпицентрными расстояниями от 10° до 180° , рассчитаны отклонения в определении магнитуды (ΔM) и построены схемы распределения ΔM . Установлено, что $\sim 90\%$ значений магнитуды землетрясений, зарегистрированных на сейсмических станциях сети VMGSR, не имеют отклонений больше допустимых погрешностей относительно значений в сводном бюллетене ФИЦ ЕГС РАН. В то же время, выделены зоны с отклонением значений магнитуды больше допустимых, относительно сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН, как со знаком «+», так и со знаком «-». Показана целесообразность введения поправки магнитуды MS на величину $-0,3$ для землетрясений с эпицентрами в районе Японских островов, что повышает долю событий, для которых магнитуда определяется без отклонений относительно сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН.

ВВЕДЕНИЕ

В практике обработки записей телесеизмических событий, как правило, для каждого землетрясения определяют магнитуды по поверхностной (MS) и по объемной (mb) волнам. В ряде случаев по данным различных сейсмических станций выявляется расхождение значений магнитуды одних и тех же землетрясений [1, 2]. В частности, в [3] показано, что при регистрации подземных ядерных испытаний, произведенных в Северной Корее, по записям сейсмических станций, расположенных в платформенной области, наблюдаются завышенные значения магнитуды MS относительно среднесетевого значения, что может свидетельствовать о влиянии геологической среды района наблюдений на результаты определения магнитуды сейсмических событий. Одной из геологических структур, в пределах которой могут наблюдаться такие отклонения, является Воронежский кристаллический массив (ВКМ). ВКМ представляет собой погребенный выступ субкрупных и магматических пород архейского и протерозойского возраста в центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕР), образующий кристаллический фундамент одноименной антеклизы [4].

В ранее проведенных исследованиях [5, 6] отмечены отклонения значений магнитуд, рассчитанных по записям станций Воронежской сети наблюдений (VMGSR) относительно значений магнитуд в сводном бюллетене ФИЦ ЕГС РАН [7] для землетрясений из некоторых сейсмоактивных зон. Обнаружена зависимость этих расхождений от расположения отдельных станций в центральной части ВЕР, в том числе и от районов очагов землетрясений [5, 6].

В настоящей статье приведены результаты детального анализа разброса значений магнитуды MS телесеизмических землетрясений, определяемой по

записям сейсмических станций, расположенных в пределах ВКМ, относительно друг друга и относительно сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН. Исследование проведено с целью выяснения необходимости введения станционных поправок.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Воронежский кристаллический массив имеет сложное геологическое и тектоническое строение. Так в пределах ВКМ выделяются три структуры первого порядка: Курский мегаблок (мегаблок КМА), Хоперский мегаблок и разграничивающая их Лосевская шовная зона (ЛШЗ). Каждая из этих структур имеет свои специфические черты, которые проявляются как в геофизических полях, так и в строении эрозионного среза докембрия и более глубоких горизонтах литосферы [4].

Сейсмические станции Воронежской сети «Сторожевое» (VSR) и «Галичья гора» (LPSR) расположены в пределах ЛШЗ, сейсмическая станция «Новохоперск» (VRH) установлена в центральной части Хоперского мегаблока. Амплитудно-частотные характеристики приборов, используемых на всех рассматриваемых станциях, соответствуют периодам поверхностных волн, регистрируемых на различных эпицентральных расстояниях.

Один раз в год поверочный комплект Воронежской локальной сети сейсмических станций сверяется с оборудованием сейсмической станции «Обнинск», являющейся базовой для всей Федеральной сейсмологической сети России и входящей в мировую сеть сейсмических наблюдений. Сейсмическая станция «Обнинск» (OBN) находится на северной границе ВКМ в зоне сочленения с Московской синеклизой.

Сверка и работа сейсмического оборудования, обеспечивающие получение качественного материа-

ла, проводятся путем сравнения синхронных записей идентичных по амплитуде, фазе и спектральному составу на оборудовании разных станций сети, которые в период сверки размещаются в одно время и в одном месте. С учетом этого, бюллетень сейсмической станции «Обнинск» (OBN) был выбран в качестве «опорного» при интерпретации результатов исследования.

Анализ проведен с использованием сейсмологических бюллетеней, составленных по результатам обработки записей телесеismicических землетрясений, зарегистрированных широкополосными сейсмическими станциями VSR, LPSR и VRH в течение 2015–2018 гг. Исходные данные выбраны с учетом того, чтобы все сейсмические события были достаточно сильными, не глубокими и одновременно записанными всеми станциями. Всего за изученный период отобрано более 1000 землетрясений с магнитудами $M_S > 4$, с очагами в земной коре и верхней мантии, с четкими фазами сейсмических волн – продольной P и Релея LR , – на записях. Диапазон эпицентральных расстояний землетрясений составил от 10° до 180° .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На первом этапе исследований оценены значения магнитуды M_S по записям землетрясений, зарегист-

рированных станциями Воронежской сети в сравнении с результатами замеров магнитуд «опорной» станции OBN. С этой целью построены схемы распределения отклонений значений ΔM магнитуды M_S исследуемых телесеismicических землетрясений. На рисунке 1 приведено распределение эпицентров землетрясений, для которых ΔM рассчитано по данным бюллетеня сейсмической станции OBN относительно сводного бюллетеня VMGSR.

При сравнении значений ΔM для станций Воронежской сети использовались результаты сводного бюллетеня VMGSR, рассчитанного как среднесетевое значение магнитуды по данным каждой сейсмической станции. Для каждого выбранного землетрясения погрешность определения магнитуды рассчитывалась по формуле: $\Delta M = M_{VMGSR} - M_{OBN}$ (где M_{VMGSR} – магнитуда из сводного бюллетеня VMGSR, M_{OBN} – магнитуда сейсмического события по данным сейсмической станции OBN). Анализ результатов показал, что более 95% значений магнитуд телесеismicических землетрясений, зарегистрированных сейсмическими станциями Воронежской сети наблюдений и приведенных к «опорной» станции «Обнинск», не имеют отклонений или имеют отклонения в пределах допустимой погрешности (рисунок 1-а).

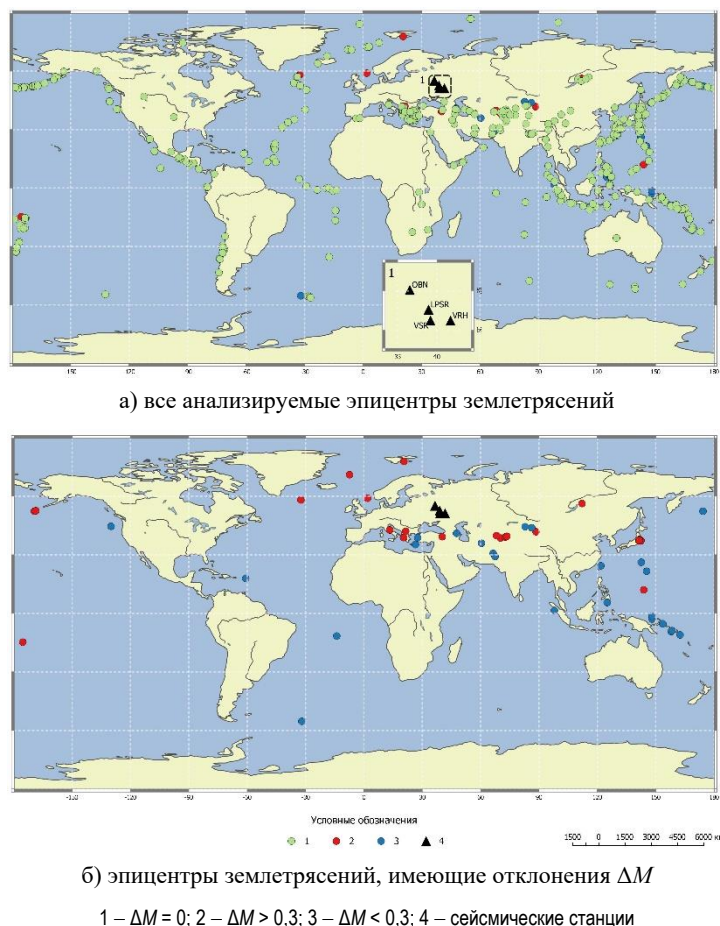


Рисунок 1. Схема распределения эпицентров землетрясений, для которых ΔM рассчитано по данным бюллетеня сейсмической станции OBN относительно сводного бюллетеня VMGSR

Вместе с тем, выделяются как единичные эпицентры, так и зоны эпицентров землетрясений с отклонением значений магнитуды MS от допустимого с повышенными и пониженными значениями. Единичные отклонения значений магнитуд, по-видимому, связаны с наложением сигналов от нескольких сейсмических событий. Установлено, что к зонам с завышенными значениями магнитуды MS относительно «опорной» станции OBN, относятся Курильские острова, Средиземноморье, а также районы Памира и Гиндукуша; к зонам с заниженными значениями магнитуды – зоны срединно-океанического хребта, Суматры, Филиппин и Фиджи. Смешанные зоны (как с положительным, так и с отрицательным отклонением MS) установлены в районе Греции. На расхождения в определении значений MS выделенных зон, возможно, оказывает влияние геологическая среда места установок сейсмической станции.

По первому этапу исследований сделан вывод, что значения магнитуды MS , определенные по записям телесеизмических землетрясений, зарегистрированным сейсмическими станциями Воронежской сети наблюдений, в целом, сопоставимы с показаниями опорной станции «Обнинск».

На втором этапе исследований проведено сопоставление итоговых магнитуд MS , приведенных в сейсмологических бюллетенях сети VMGSR, с магнитудами MS из сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН. На рисунке 2 показано распределение эпицентров землетрясений, для которых ΔM рассчитано как $\Delta M = M_{VMGSR} - M_{бюл}$ (где M_{VMGSR} – магнитуда из сводного бюллетеня VMGSR, $M_{бюл}$ – магнитуда сейсмического события по данным сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН). Из рисунка 2-а видно, что анализируемая выборка сейсмических событий представительна и охватывает практически все сейсмоактивные зоны и регионы. Магнитуды основного объема событий (~86%), определенные по записям сети станций VMGSR и сопоставленные со сводным бюллетенем ФИЦ ЕГС РАН, не имеют отклонений или находятся в пределах допустимой погрешности. В то же время, выделяются некоторые зоны как с завышенными, так и заниженными значениями магнитуды (рисунок 2-б).

К зонам с завышенными значениями магнитуды MS относятся Япония, Камчатка, Алеуты и Центральная Америка. Заниженные значения магнитуды MS отмечены в южной части срединно-атлантического хребта и единичные случаи – в Альпийско-Средиземноморском поясе. Выделенные зоны отклонений значений магнитуды, как со знаком «+», так и со знаком «-» находятся на различных эпицентральных расстояниях и в различных азимутальных направлениях. То есть, величина и знак ΔM определяются системой очаг-станция, а не азимутом или расстоянием.

Дополнительно проведено сопоставление полученных результатов определения ΔM с показаниями опорной сейсмической станции «Обнинск» относительно сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН. Основ-

ной объем сейсмических событий, зарегистрированных станцией OBN, также не имеет отклонений в значениях магнитуды от указанных в сводном бюллетене. В то же время, выделяются сейсмоактивные зоны с завышенными и заниженными магнитудами, аналогичные зонам, выделенным для станций сети VMGSR (рисунок 2). Зоны с завышенными, относительно бюллетеня, значениями магнитуды MS прослеживаются, в основном, вокруг тихоокеанского огненного пояса, а область с заниженными значениями – в районе альпийского пояса.

Полученные результаты позволили сделать вывод, что сейсмические станции, расположенные в центральной части Восточно-Европейской платформы в пределах Воронежского кристаллического массива, имеют характерные особенности в определении магнитуды MS событий из сейсмоактивных регионов, которые необходимо учитывать в дальнейшем.

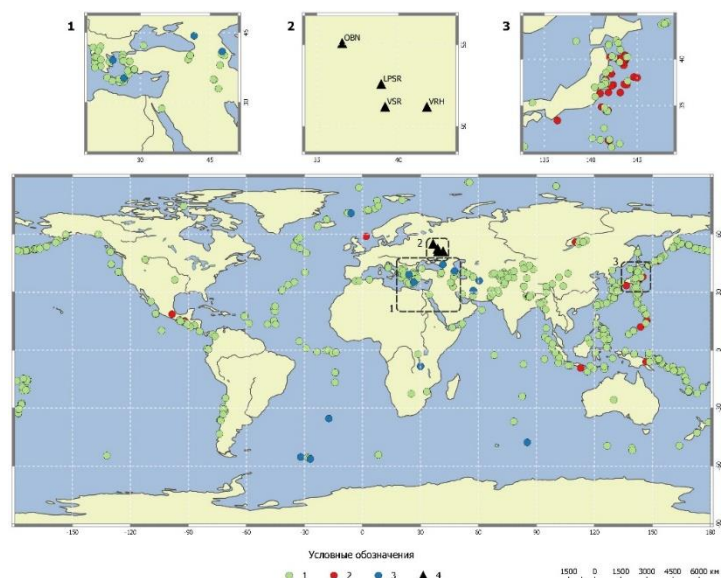
К одному из регионов, который характеризуется расхождением значений магнитуды MS , представленным в среднесетевом бюллетене VMGSR, в сравнении со сводным бюллетенем ФИЦ ЕГС РАН, относится район Японских островов. Порядка 67% завышенных значений магнитуды MS от всего объема проанализированных сейсмических событий среди различных регионов приходится на этот район. Поэтому проведены более детальные исследования, для которых выбран участок данного района, ограниченный координатами 15° – 45° с. ш., 120° – 50° в. д. В таблице представлены исходные показатели отклонения значений MS событий в пределах этого участка.

Таблица. Показатели отклонений значений магнитуд MS сейсмических событий в районе Японских островов на участке, ограниченном координатами 15° – 45° с. ш., 120° – 150° в. д.

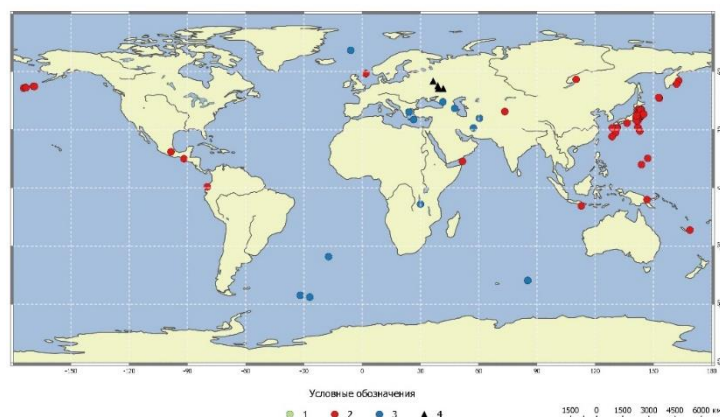
Магнитуда	Исходные показатели, %	Итоговые показатели, %			
		величина поправки			
		-0,1	-0,2	-0,3	-0,4
Без отклонений	65,1	77,0	83,3	87,3	84,9
Завышенная	34,9	21,4	15,1	6,3	2,4
Заниженная	0,0	1,6	1,6	6,3	12,7

Как видно из таблицы, 65% всех зарегистрированных событий не имеют отклонений MS или находятся в пределах допустимой погрешности, порядка 35% имеют завышенные значения магнитуды относительно сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН и полностью отсутствуют события с заниженными значениями магнитуды.

Анализ различных вариантов возможных поправок, показал, что оптимальной для данного региона является поправка в $-0,3$ магнитуды. Введение поправки на величину $-0,3$ магнитуды MS сейсмических событий, зарегистрированных на исследуемом участке, позволит более оптимально рассчитывать магнитуду событий без отклонений или в пределах допустимых погрешностей относительно сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН, с 65% до 87%.



а) все анализируемые эпицентры землетрясений



б) эпицентры землетрясений, имеющие отклонения ΔM

1 – $\Delta M = 0$; 2 – $\Delta M > 0,3$; 3 – $\Delta M < 0,3$

Рисунок 2. Схема распределения эпицентров землетрясений, для которых ΔM рассчитано по данным бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН относительно сводного бюллетеня VMGSR

Это позволит увеличить на 6% количество событий, для которых магнитуда будет определена без отклонений или в пределах допустимых погрешностей из всех сейсмоактивных регионов – с 86 до 92%.

Выводы

Около 90% проанализированных землетрясений, зарегистрированных сетью станций VMGSR, не имеют отклонений значений магнитуды M_S , относительно магнитуд, полученных на опорной сейсмической станции OBN и сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН выше допустимого предела. Выделяются сейсмоактивные зоны, где имеются отклонения M_S как со знаком «+», так и со знаком «-» относительно сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН. Величина и знак ΔM , ве-

роятно, определяются геологическим строением на трассе очаг-станция, а не азимутом или расстоянием. Введение поправки на величину $-0,3$ в значения магнитуды M_S для землетрясений с эпицентрами в районе Японских островов позволит повысить количество событий, для которых магнитуда будет определена без отклонений или в пределах допустимых погрешностей относительно сводного бюллетеня ФИЦ ЕГС РАН, с 65% до 87%.

Благодарность. Авторы выражают благодарность сотрудникам сейсмической станции «Обнинск» и лично Коломиец М.В. за предоставленные бюллетени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ландырева, Н.С. Определение MLH при составлении «Сейсмологического бюллетеня сети опорных сейсмических станций ЕССН» / Н.С. Ландырева. – М.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, 1974. – Т. II. – С. 9–18.
2. Ванек, Й. Магнитуда землетрясений в сейсмологической практике. Волны PV и PVs / Й. Ванек., Н.В. Кондорская, Л. Христосков. – София : Издательство Болгарской академии наук, 1980. – 263 с.
3. Маловичко, А.А. Регистрация подземных ядерных испытаний и наведенной сейсмичности в Северной Корее в 2016–2017 гг. российскими сейсмическими станциями / А.А. Маловичко, И.П. Габсатарова, М.В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2018. – Выпуск 2 – С. 20–26.
4. Чернышов, Н.М. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Главн. Ред. Н.М. Чернышов. – Воронеж : Научная книга, 2012. – 330 с.
5. Ефременко, М.А. Оценка магнитудных невязок для сейсмической станции «Галичья гора» / М.А. Ефременко, Р.С. Пивоваров, Э.В. Калинина // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XII международной сейсмологической школы / Отв. Редактор А.А. Маловичко. – Обнинск: ФМЦ ЕГС РАН, 2017. – С. 163–165.
6. Пивоваров, Р.С. Оценка магнитудных невязок широкополосной сейсмической станции «Сторожевое» / Р.С. Пивоваров, Э.В. Калинина // Двадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике. Сборник научных материалов. – Пермь: ГИ УрО РАН, 2019. – С. 149–151.
7. ФИЦ ЕГС РАН. Сводный бюллетень [Электронный ресурс] / Режим доступа: ftp://ftp.gsras.ru/pub/Teleseismic_bulletin, свободный.

ВОРОНЕЖ БАҚЫЛАУ ЖЕЛІСІНІҢ СТАНЦИЯЛАРЫ ҮШІН ТЕЛЕСЕЙСМИКАЛЫҚ ЖЕР СІЛКІНУЛЕРДІҢ МАГНИТУДАСЫН АНЫҚТАУДАҒЫ АЙЫРМАШЫЛЫҚТЫ БАҒАЛАУ

С.П. Пивоваров, Р.С. Пивоваров, Э.В. Калинина, М.А. Ефременко

Ресей Ғылым академиясының «Бірыңғай геофизикалық қызметі» Федералдық зерттеу орталығы, Воронеж, Ресей

Воронеж желісінің (VMGSR) сейсмикалық станцияларымен тіркелген телесейсмикалық жер сілкінулері үшін M_S магнитудасының мәндері шашырауын егжей-тегжейлі талдауының нәтижелері, РҒА БМБС ФИЦ жиынтық бюллетенінде және «Обнинск» станциясының бюллетенінде ұсынылған мәндерге қатысты. 1000 астам M_S магнитудасы бар жерсілкінулерінің негізінде 100-ден 1800-ге дейінгі эпицентралды арақашықтығы бар әр түрлі аудандардан 4-тен астам магнитуданы (ΔM) анықтаудағы ауытқулар есептелген және ΔM тарату схемалары салынған. VMGSR желісінің сейсмикалық станцияларында тіркелген жер сілкінулері магнитудасының ~90% мәндерінің РҒА БМБС ҰО жиынтық бюллетеніндегі мәндерге қатысты рұқсат етілген қателіктерден артық ауытқулары жоқ екені анықталды. Сонымен қатар, магнитуда мәндерінің ауытқуы рұқсат етілген, «+» белгісімен, сондай-ақ «-» белгісімен РҒА ЖҒЗЖ ФИЦ жиынтық бюллетеніне қатысты аймақтар бөлінген. Жапон аралдарының ауданында эпицентрлі жер сілкінулері үшін M_S магнитуда $-0,3$ өлшеміне түзетулер енгізудің орындылығы көрсетілген, бұл магнитуда РҒА ФИЦ ЕГС жиынтық бюллетеніне қатысты ауытқусыз анықталатын оқиғалардың үлесін арттырады.

ASSESSMENT OF DISCREPANCIES IN IDENTIFICATION OF MAGNITUDES OF TELESEISMIC EARTHQUAKES FOR THE STATIONS OF VORONEZH OBSERVATION NETWORK

S.P. Pivovarov, R.S. Pivovarov, E.V. Kalinina, M.A. Yefremenko

Federal Research Center United Geophysical Service of Russian Academy of Sciences, Voronezh, Russia

The paper presents results of detailed analysis of range of magnitude M_S values for teleseismic earthquakes recorded by seismic stations of Voronezh network (VMGSR) with regards to values presented in the cumulative bulletin of FRC UGS RAS and Obninsk station bulletin. Based on more than 1000 earthquakes with magnitude M_S of more than 4 from different regions with epicentral distances from 10^0 to 180^0 , deviations in identification of the magnitude (ΔM) are calculated and distribution scheme of ΔM was created. It was established that ~90% of the magnitude values of earthquakes recorded by seismic stations of VMGSR network, do not have deviations of more than allowed errors with regards to the values in cumulative bulletin of FRC UGS RAS. At the same time, areas with deviation of magnitude values of more than allowed ones were identified with regards to the cumulative bulletin of FRC UGS RAS, both with “+” sign and “-” sign. The purposefulness of recording of errors on the value of -0.3 of magnitude M_S for the earthquakes with epicenters in the vicinity of Japanese islands was shown; this increases the share of events, for which the magnitude is identified without deviations with regards to the cumulative bulletin of FRC UGS RAS.

УДК 550.834.3:551.521.9:504

ВЫЯВЛЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ СЛЕДОВ ОТ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА СЕМИПАЛАТИНСКОМ ПОЛИГОНЕ С ПОМОЩЬЮ АКТИВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО МЕТОДА**Беляшов А.В., Суворов В.Д., Мельник Е.А.***Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

В 1997 г. Институтом геофизических исследований НЯЦ РК проведено сейсмическое изучение участка площадки «Балапан» Семипалатинского испытательного полигона, в границах которого ранее было выполнено 14 подземных ядерных взрывов. Одна из задач исследований состояла в разработке методики выявления в верхней части разреза следов от подземных ядерных взрывов как целевых объектов при проведении Инспекции на месте. В эпицентральных областях подземных ядерных взрывов до глубин 100–120 м были выделены участки пониженных значений скорости до 3,0–3,5 км/с для P и 1,6–1,8 км/с для S волн, интерпретируемые как зона откольных проявлений. Породы в пределах откольных зон отличаются повышенными до 0,35 значениями коэффициента Пуассона, что на 0,07 выше его до-взрывных значений.

С использованием до- и после-взрывных параметров вмещающей среды (скоростей сейсмических волн, плотности горной породы, упругих модулей) рассчитан параметр плотности трещин в пределах техногенно-измененного слоя. Установлена корреляция поствзрывной трещиноватости горных пород с инженерно-техническими параметрами подземных взрывов – весом ядерного заряда и глубиной его заложения.

ВВЕДЕНИЕ

Систему мониторинга инженерно-геологических условий на участках проведения подземных ядерных взрывов (ПЯВ) необходимо развивать, по меньшей мере, в двух направлениях – в рамках контроля за геологической обстановкой на территориях ядерных полигонов [1, 2] и для развития методов изучения последствий подземных ядерных испытаний, в том числе в поддержку Инспекции на месте (ИНМ) по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) [3].

Экологический аспект применения сейсморазведки для выявления в геологической среде проницаемых структур на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП) рассмотрен ранее в [4–8]. В данной статье описаны некоторые феноменологические свойства ПЯВ в верхней части разреза (ВЧР).

Подземный ядерный взрыв деструктивно воздействует на вмещающие горные породы [9], формируя области различного их разуплотнения. Для верхней части разреза характерно образование откольных зон [10], контрастно проявленных в геологическом разрезе. Небольшая глубина залегания и уникальные физико-механические свойства таких областей позволяют надежно обнаруживать их на поисковом этапе ИНМ.

Представленные в статье результаты могут помочь в развитии одного из наименее изученных методов ИНМ, приведенных в пункте 69(f) части II Протокола к Договору [3] – активных сейсмических съемок.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ, ХАРАКТЕРИСТИКА УЧАСТКА

Сейсмические исследования на площади 21 км² (6×3,5 км) проведены в 1997 г. Институтом геофизи-

ческих исследований НЯЦ РК на участке СИП со скважинными ПЯВ – в пределы площади наблюдений вошло 14 взрывных скважин (рисунок 1). Вес ядерного заряда (мощность) для указанных ПЯВ изменялся от 44 до 190 кт, глубина заложения заряда – от 466 до 550 м. Ядерные испытания в этих скважинах проведены в 1972–1987 гг.

Сейсмические наблюдения методом рефрагированных волн выполнены вдоль 8 профилей длиной по 6 км с шагом регистрации 125 м и взрывным интервалом 500 м. Расстояние между профилями составляло 500 м. Для возбуждения упругих колебаний использовались химические взрывы с зарядами весом до 40 кг. Запись сейсмических сигналов выполнена аппаратным комплексом «КАРС» («Казгеофиз-прибор»), включавшим 12-канальные аналоговые станции АСС-3/12 и трехкомпонентные сейсмодатчики СК-1П.

Геология участка исследований представлена ниже-каменноугольными осадочно-метаморфическими породами [11]. В разрезе присутствуют средне-поздне-каменноугольные гранитные и гранодиоритовые интрузии. На северо-востоке залегают юрские осадочные породы, отделённые от каменноугольных отложений региональным Чинрауским разломом. В пределах участка широко развита локальная тектоника (рисунок 1). Палеозойский фундамент перекрыт неогеновыми глинами и четвертичными аллювиальными отложениями мощностью 10–70 м.

С гидрогеологической точки зрения на участке исследований распространены грунтовые воды напорного типа, залегающие, в основном, в областях экзогенной трещиноватости коры выветривания палеозойского фундамента [12].

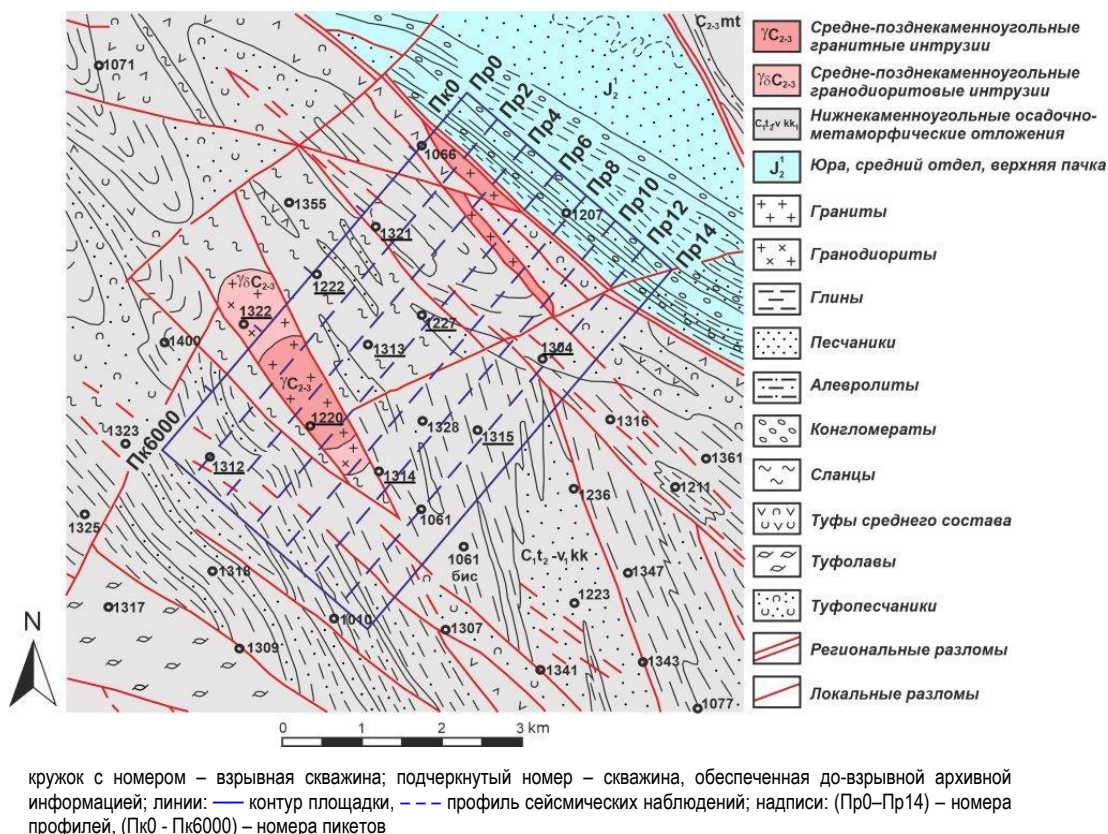
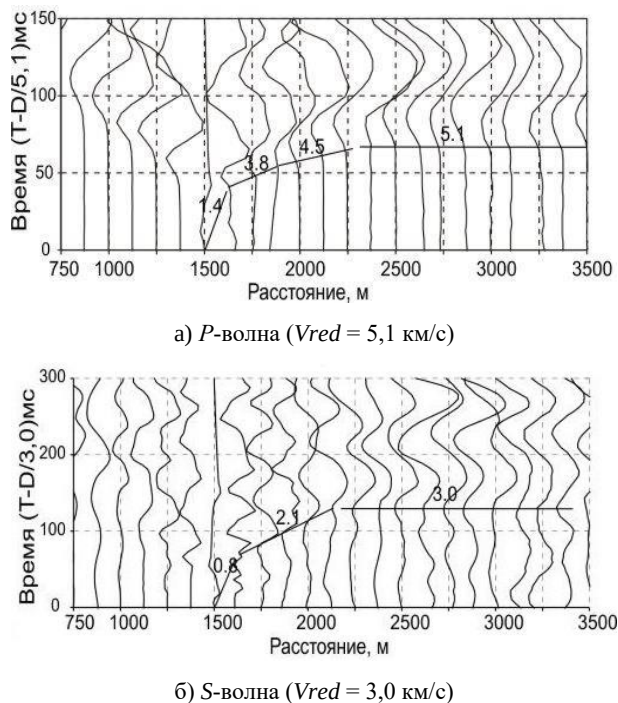


Рисунок 1. Фрагмент геолого-тектонической схемы участка исследований

ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Первичная обработка результатов полевых съемок заключалась в переводе данных из аналогового вида в цифровой формат SEG-Y (Society of Exploration Geophysicists), сборке сейсмограмм общего пункта взрыва (ОПВ), определении времен первых вступлений продольных волн на вертикальной компоненте, выделении фаз поперечных волн на горизонтальных компонентах, определении их времен вступления и построении систем наблюдаемых годографов. На рисунке 2 представлены фрагменты сейсмограмм для ПВ1500 Пр0 в редуцированном масштабе времени для оценки особенностей поведения P и S -волн в зоне, ближней к пункту взрыва.

По первым вступлениям продольных волн выделено 3 точки с резким изменением кажущейся скорости (рисунок 2-а): при переходе от зоны малых скоростей (ЗМС) со скоростью 1,4 км/с к области откольных проявлений со скоростью 3,8 км/с [6], при переходе к третьему слою со скоростью 4,5 км/с и последний скачок при выходе волны в подстилающее полупространство со скоростью 5,1 км/с. Для поля поперечных волн в ближней к ПВ зоне запись осложнена наличием других волн, в том числе регулярных (поверхностных, обменных), поэтому выделить интервалы с откольным слоем не удалось, и откольный и третий слои были объединены в один «техногенный» слой. На рисунке 2-б показано, что этот слой характеризуется кажущейся скоростью 2,1 км/с.



ломаная линия с цифрами – интервалы вступлений сейсмических волн со значениями кажущейся скорости в км/с

Рисунок 2. Фрагменты сейсмограмм в редуцированном масштабе времени для Пр0 ПВ1500

Дальнейшая обработка иллюстрируется на примере 2-х характерных профилей – Пр0 и Пр2 (рисунок 1). Построенные скоростные разрезы по P -волнам, приведенные в [4], вдоль этих двух профилей различаются. Пр0 описывается трехслойной моделью (с подстилающим полупространством), в которой по всей длине профиля под ЗМС выделяется откольный слой с пониженной скоростью до 3,5–3,8 км/с. Такая протяженность откольного слоя объясняется плотным и равномерным распределением взрывных скважин в створе Пр0. Пр2 представлен двухслойной моделью, где на большей части профиля ЗМС подстилается слоем со скоростью 4,1–4,4 км/с, а откольный слой проявляется локально вблизи эпицентров подземных ядерных взрывов. Скоростная ситуация вдоль других профилей аналогична вышеописанной и зависит от количества и расположения на них взрывных скважин.

Сопоставление времен пробега поперечных волн для Пр0 и Пр2 подтверждает выявленную по P -волнам скоростную особенность. На рисунке 3 представлены наблюдаемые годографы S -волн, на которых для наглядности удален слой ЗМС и оставлены участки зоны, ближней к ПВ – «техногенный» слой.

На начальной части профиля до ПК2500 м скорость S -волн в «техногенном» слое для Пр0 и Пр2 одинакова и равна 1,9–2,0 км/с. В интервале ПК0–2000 м низкая скорость на обоих профилях обусловлена юрскими отложениями и переходной зоной с региональным Чинрауским разломом к каменноугольным породам (рисунок 1). В интервале ПК2000–2500 м пониженная скорость на Пр2 вызвана отколом, сформированным под воздействием ПЯВ в скважине 1321. Локальное понижение скорости на этом профиле подтверждается увеличением времен пробега S -волны на встречных годографах с ПВ3500, ПВ4000, ПВ4500 и ПВ5500 (рисунок 3). Такие аномалии могут служить хорошим поисковым критерием

для обнаружения откольных зон в ходе проведения ИНМ. Далее, в интервале ПК2500–5500 м, где на Пр2 не оказывают влияния взрывные скважины, скорость S -волн на Пр2 выше на 0,3–0,4 км/с, чем на Пр0. В интервале ПК5500–5000 м скорость S -волн в «техногенном» слое на обоих профилях выравнивается под воздействием взрыва в скважине 1312.

Построение скоростных разрезов осуществлялось методом лучевого трассирования по алгоритму [13], реализованному в программе SeisWide (D. Chian). Скоростные разрезы для P -волн (рисунок 4-а) формировались путем полного подбора их параметров – рельефа преломляющих границ и скорости внутри слоев, – в соответствии с характерными изменениями времен пробега волн, выделенными по системе годографов. Подбор модели осуществлялся сверху вниз последовательно для каждого годографа таким образом, чтобы в результате обеспечивались минимальные невязки между модельными и наблюдаемыми временами для всех годографов на профиле. Скоростные разрезы для S -волн (рисунок 4-б) строились на базе моделей по P -волнам при сохранении общей геометрической структуры сейсмических границ (с учетом объединения двух слоев) подбирались значения скорости внутри слоев.

На разрезах наблюдается скоростная ситуация, аналогичная описанной выше – в поле продольных волн на Пр0 под ЗМС прослеживается протяженный слой со средней скоростью 3,5 км/с, интерпретируемый нами как область откольных проявлений. На Пр2 низкоскоростные участки локализованы в районе близрасположенных скважин 1321 и 1312. В поле поперечных волн объединенный «техногенный» слой на Пр0 отличается в целом пониженными значениями скорости (1,8–2,0 км/с), тогда как на Пр2 области пониженной скорости до 1,6–1,8 км/с наблюдаются в районе скважин 1321 и 1312, на остальной части профиля скорость S -волн выше – до 2,2–2,3 км/с.

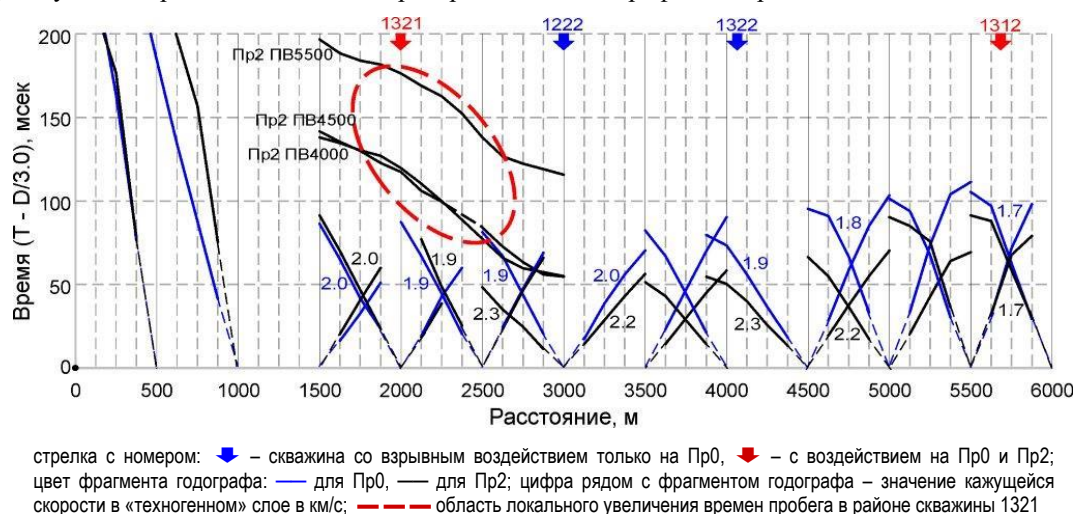


Рисунок 3. Сопоставление участков годографов S -волн для Пр0 и Пр2 в редуцированном масштабе времени ($V_{ред}=3$ км/с)

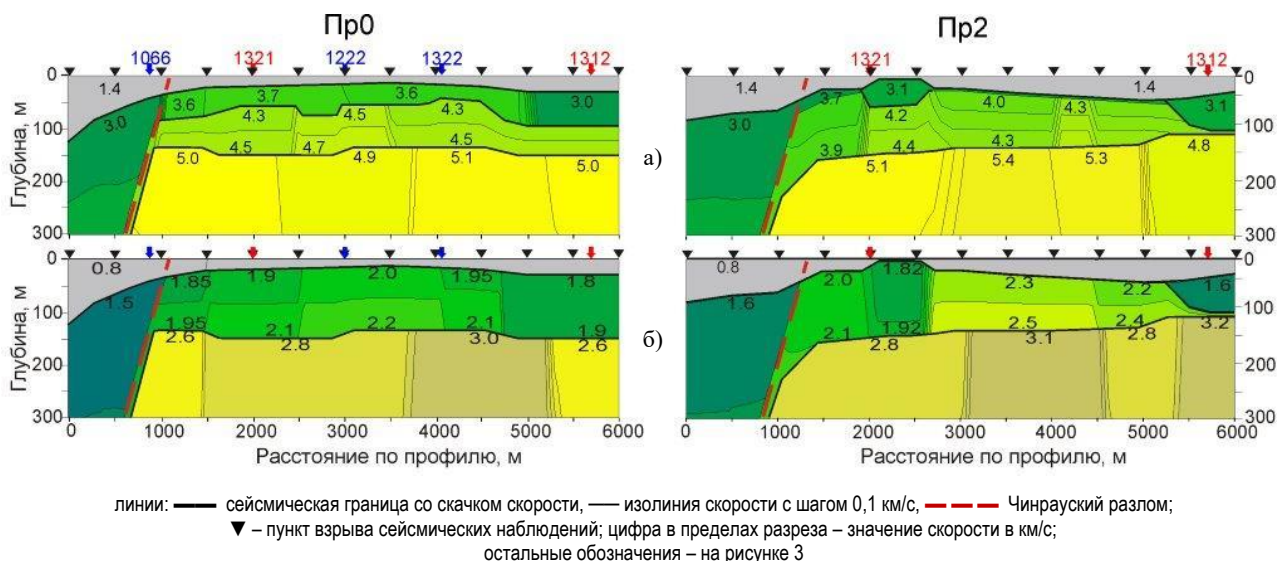


Рисунок 4. Скоростные разрезы для Пр0 и Пр2 по продольным (а) и поперечным (б) волнам

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

С использованием информации о скорости Р- и S-волн по всей площади наблюдений рассчитан динамический коэффициент Пуассона и проведено сопоставление с его до-взрывными значениями, полученными на образцах керна из скважин (рисунок 5).

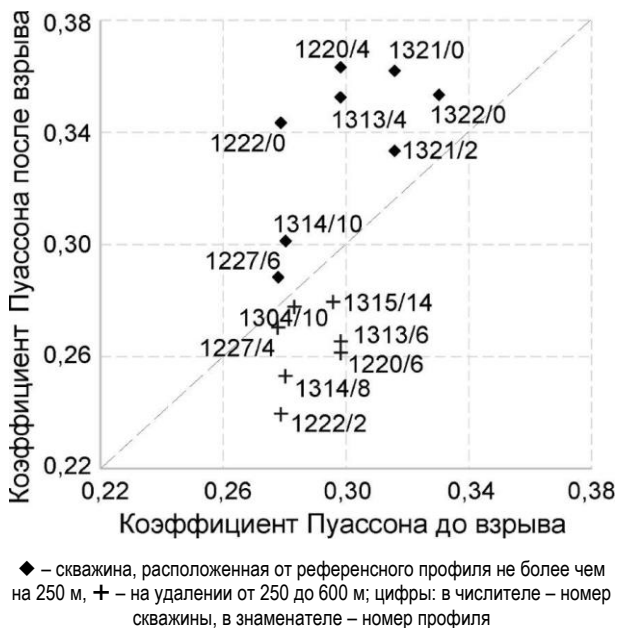


Рисунок 5. Сопоставление коэффициента Пуассона до и после взрыва

Как следует из рисунка 5, полученные данные разбились на 2 группы: первая – по «близким» скважинам (удаление не более 250 м от профиля), – характеризуется повышенными пост-взрывными значениями коэффициента Пуассона, превышающими его до-взрывные значения на величину до 0,07. Эта закономерность соответствует выявленным ранее особенностям поведения коэффициента Пуассона в трещиноватых флюидонасыщенных средах [14]. Вторая группа данных относится к скважинам, удаленным от профилей на расстояние более 250 м и оказавшим меньшее влияние на скоростные характеристики. Эта группа, соответственно, характеризуется пониженными в среднем на 0,03 пост-взрывными значениями коэффициента Пуассона. Проведена аналитическая оценка современного состояния подвергшихся воздействию ПЯВ горных пород, выраженно-го через параметр плотности трещин ρ [15]:

$$\rho = \frac{1}{V} \sum_{m=1}^N a^{(m)^3},$$

где $a^{(m)}$ ($m = 1, \dots, N$) – радиус трещин, V – общий представительный объем горной породы.

С использованием зависимостей для упругих модулей в флюидонасыщенной трещиноватой среде, приведенных в [16], на основании до- и пост-взрывных скоростных параметров рассчитана плотность трещин в районе взрывных скважин ρ :

$$\rho = \frac{\frac{K}{G} - \frac{K_0}{G_0} + p \frac{K}{G} \frac{3(1-\nu_0)}{2(1-2\nu_0)} \left\{ 1 - \frac{1}{1+\delta s} \right\} - p \frac{K_0}{G_0} \frac{15(1-\nu_0)}{7-5\nu_0}}{\frac{K_0}{G_0} \frac{h}{1+\nu_0} \left\{ 1 - \frac{2}{5} \left[1 - \left(1 - \frac{\nu_0}{2} \right) \frac{\delta}{1+\delta} \right] \right\} - \frac{K}{G} \frac{h}{1-2\nu_0} \left\{ 1 - \left[1 - \left(1 - \frac{\nu_0}{2} \right) \frac{\delta}{1+\delta} \right] \right\}}.$$

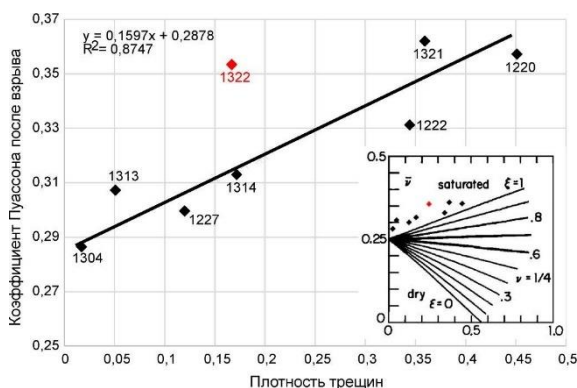
Здесь K_0 , G_0 и K , G – до- и пост-взрывные значения модулей объемного сжатия и сдвига, соответственно; ν_0 – до-взрывной динамический коэффициент Пуассона, p – коэффициент пост-взрывной пористости (для расчетов принято значение 1%); h – параметр,

описывающий геометрию трещин ($h = \frac{16(1-\nu_0^2)}{9(1-\nu_0/2)}$);

δ – параметр, характеризующий взаимосвязь между напряжением породы и давлением жидкости ($\delta = (1-\nu_0/2)E_0\zeta h/K_f$); K_f – модуль сжатия жидкости (для расчетов взято стандартное значение для воды 2 ГПа); E_0 – до-взрывной модуль Юнга; ζ – соотношение горизонтального и вертикального размеров трещин; δs – параметр, объединяющий жесткость твердого скелета, сжимаемость жидкости и геометрию пор ($\delta s = \frac{2(E_0/K_f) - 3(1-2\nu_0)}{9(1-\nu_0)}$).

рию пор ($\delta s = \frac{2(E_0/K_f) - 3(1-2\nu_0)}{9(1-\nu_0)}$).

На рисунке 6 приведена полученная зависимость пост-взрывного коэффициента Пуассона от рассчитанной плотности трещин (наведенной трещиноватости).



вставка иллюстрирует аналогичную закономерность при изменении объема водонасыщенной фракции трещин по [18] с дополнениями

Рисунок 6. Изменения пост-взрывного коэффициента Пуассона в зависимости от плотности трещин

Для подавляющего большинства рассматриваемых скважин отмечается надежная линейная зависимость (со степенью аппроксимации порядка 0,9) увеличения коэффициента Пуассона с ростом объема трещин. При этом, максимальная трещиноватость наблюдается для района скважины 1220 (0,45) – в ней геологический разрез представлен гранитами, которые относятся к хрупкому классу горных пород и более подвержены взрывному разрушению. Отклонение от установленной зависимости отмечается только для скважины 1322 (на рисунке 6 выделена красным цветом). Согласно архивной информации [17] породы в скважине 1322 (гранодиориты) отличаются повышенными значениями модуля Юнга и сопротивления растяжению (в 1,5–3 раза превышающие эти параметры по другим скважинам). Все это свидетельствует о хрупкости горных пород, что подтверждает-

ся повышенным значением пост-взрывного коэффициента Пуассона (0,353). При этом породы в скважине 1322 в пределах всего глубинного интервала и до взрыва отличались высокой степенью тектонической трещиноватости (12 трещин на 1 см) и повышенным коэффициентом пористости (10,6%). Учитывая исходную повышенную трещиноватость среды, результирующая плотность трещин вследствие воздействия взрыва оказалась относительно невысокой – 0,17.

Полученные результаты можно дополнить оценкой доли водонасыщенных трещин по отношению к общему их количеству в зависимости от коэффициента Пуассона и общей плотности трещин в модели [18]. Характерной особенностью в ней является линейная зависимость между выбранными параметрами (вставка на рисунке 6). В нашем случае наблюдаемое значение коэффициента Пуассона при нулевой плотности трещин равно 0,28, и его изменения с ростом трещиноватости оказываются близкими к значениям водонасыщенности, равной 1,0. Это свидетельствует о том, что вся техногенная трещиноватость может быть флюидонасыщенной, и согласуется с аналогичными тенденциями влияния влагонасыщенной трещиноватости на коэффициент Пуассона по результатам других исследований [18–21]. График зависимости наведенной трещиноватости от одного из инженерно-технических параметров ПЯВ – приведенной глубины взрыва (рисунок 7), свидетельствует о существенной обратной корреляции (со степенью аппроксимации порядка 0,8) между этими величинами, несмотря на различный состав горных пород. Для данного признакового пространства отскок наблюдается только для скважины 1313 (на рисунке 7 выделена красным цветом). В соответствии с архивными данными [17] горные породы в этой скважине на всем интервале глубин отличаются исходной повышенной трещиноватостью и пористостью и, соответственно, резко пониженными до-взрывными значениями сейсмических волн (на 1,0 км/с для продольных и 0,6–0,7 км/с для поперечных волн). Так же, как и для скважины 1322, исходная высокая трещиноватость пород привела к относительно низким пост-взрывным значениям плотности трещин.

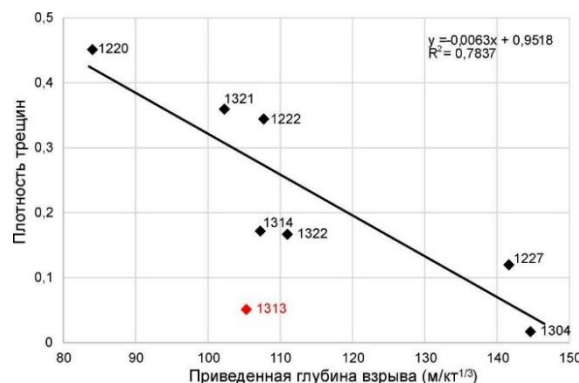
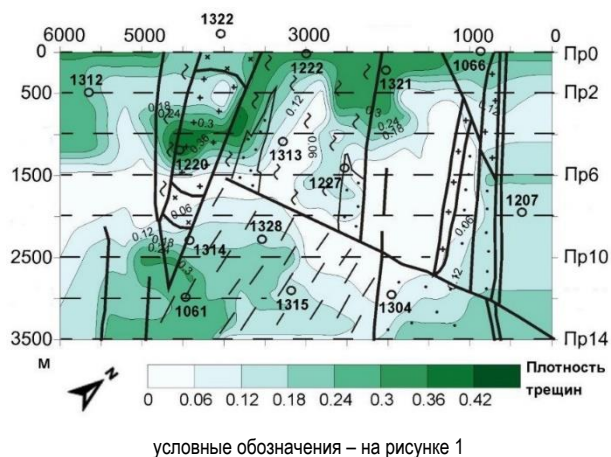


Рисунок 7. Зависимость наведенной трещиноватости от приведенной глубины взрыва

Установленная корреляция может быть использована в ходе проведения ИНМ при отсутствии надежных априорных данных об инженерно-технических параметрах ПЯВ – глубины и мощности. Карта распределения параметра плотности трещин по площади исследований представлена на рисунке 8.



условные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 8. Площадное распределение техногенной трещиноватости, совмещенное с геолого-тектонической схемой исследуемого участка

Области повышенных значений техногенной трещиноватости проявлены в окрестности взрывных скважин и слабо коррелируют с геолого-тектонической обстановкой района. На этом основании можно сделать вывод, что главное влияние на степень разрушения геологической среды оказывают инженерно-технические параметры подземного взрыва – глубина заложения заряда и его мощность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты сейсмического изучения верхней части разреза на одном из участков Семипалатинского полигона показали, что откольные области по своим физико-механическим свойствам существенно отличаются от вмещающей геологической среды и характеризуются:

- резким снижением скорости сейсмических волн на величину более 1,0 км/с для P волн и 0,5 км/с для S волн (на 25–30%);
- увеличением коэффициента Пуассона на величину до 0,07 (на 20–25%);
- повышением плотности трещин в эпицентральных областях ПЯВ до 0,45.

Установлена зависимость наведенной трещиноватости от приведенной глубины взрывов (с учетом веса ядерного заряда и глубины его заложения). Выявленную корреляцию можно использовать в ходе проведения ИНМ для определения оценочных значений глубины и мощности взрыва при отсутствии надежных априорных данных об инженерно-технических параметрах ПЯВ.

Существенного влияния геолого-тектонической обстановки на степень нарушенности среды на участке не обнаружено. На этом основании можно сделать вывод, что в случае мощных ядерных взрывов на степень разрушения верхней части геологического разреза в основном влияют инженерно-технические параметры – вес заряда и глубина его заложения.

Благодаря своей контрастной природе и относительно небольшой глубине залегания откольные зоны легко обнаруживаются с помощью сейсмических методов и могут быть использованы в качестве целевых объектов на поисковом этапе ИНМ как индикаторы более глубоких следов от ПЯВ – полостей и зон активного дробления пород. При этом необходимо учитывать, что горизонтальные размеры откольных зон зависят от плотности проведенных ПЯВ и могут изменяться от 500 м для одиночных взрывов до нескольких километров в случае плотного расположения взрывных скважин с эффектом их взаимного влияния. Поэтому для эффективного выполнения ИНМ желательно обладать априорной информацией о характеристиках изучаемого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кожевников, Н.О. Геоэлектрический разрез в районе подземного ядерного взрыва «Кристалл» (Западная Якутия) по данным метода переходных процессов / Н.О. Кожевников, Е.Ю. Антонов, С.Ю. Артамонова, А.Е. Плотников // Геология и геофизика. – 2012. – т. 53, №2. – С. 237–249.
2. Субботин, С.Б. Исследование путей миграции радионуклидов с подземными водами в районе боевой скважины 1071 на площадке «Балапан» / С.Б. Субботин, К.Л. Зеленский, Н.В. Ларионова, В.В. Романенко, В.И. Супрунов, С.С. Пронин, М.Р. Актаев, М.А. Мельничук // Вестник НЯЦ. – 2017. – № 4. – С. 81–90.
3. Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний // Подготовительная комиссия ОДВЗЯИ, Вена. – 1996. – 139 с.
4. Суворов, В.Д. Скоростные параметры среды в местах проведения подземных ядерных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне / В.Д. Суворов, А.В. Беляшов // Вестник НЯЦ РК. – 2012. – № 2. – С. 101–107.
5. Беляшов, А.В. Сейсмическое изучение верхней части разреза на участке Семипалатинского ядерного испытательного полигона / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Технологии сейсморазведки. – 2013. – № 3. – С. 64–75.
6. Беляшов, А.В. Техногенно-измененные приповерхностные породы на участке Семипалатинского испытательного полигона: характеристика по сейсмическим данным / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Технологии сейсморазведки. – 2015. – № 1. – С. 106–110.

7. Беляшов, А.В. Скоростная характеристика верхней части разреза на участке Семипалатинского испытательного полигона по поперечным волнам / Беляшов А.В., Суворов В.Д., Мельник Е.А., Шелехова О.Х., Ларина Т.Г. // Вестник НЯЦ РК. – 2017. – № 2. – С. 126–132.
8. Беляшов, А.В. Приповерхностные техногенные сейсмические неоднородности в местах проведения подземных ядерных взрывов (Семипалатинский полигон) / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Геофизические исследования. – 2020. – № 2. – С. 29–47.
9. Садовский, М. А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва / М. А. Садовский; отв. ред. В. В. Адушкин. -М.: Наука. – 2004. – 440 с.
10. Адушкин, В. В. Изменение свойств горных пород и массивов при подземных ядерных взрывах / В. В. Адушкин, А. А. Спивак // Физика горения и взрыва. – 2004. – № 6. – С. 15–26.
11. Ергалиев, Г.Х. Геологическое строение территории Семипалатинского испытательного полигона / Г.Х. Ергалиев, А.К. Мясников, О.И. Никитина, Л.В. Сергеева // Вестник НЯЦ РК. – 2000. – № 2. – С. 139–148.
12. Коновалов, В. Е. Некоторые особенности подземных вод участка Балапан по данным текущего обследования глубоких скважин / В. Е. Коновалов, Е. Ю. Пестов, Н. Я. Распопов // Вестник НЯЦ РК, 2002. - № 2. – С. 96–99.
13. Zelt, C. A. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure / C. A. Zelt, R. B. Smith // Geophys. J. Int. – 1992. – Vol. 108. – P. 183–204.
14. Henyey, F. Self-Consistent Elastic Moduli of a Cracked Solid / F. S. Henyey and N. Pomphrey // Geophysical Research Letters. – 1982. – Vol. 9, No. 8. – P. 903–906.
15. Guéguen, Y. Effective Elastic Properties of Cracked Rocks – An Overview. Mechanics of Crustal Rocks / Y. Guéguen, M. Kachanov // Springer Wien New-York, Courses and Lectures. – 2011. – No. 533. – 239 p.
16. Fortin, J. Effects of pore collapse and grain crushing on ultrasonic velocities and Vp/Vs / J. Fortin, Y. Guéguen, and A. Schubnel // Journal of Geophysical Research. – 2007. – Vol. 112. – P. 1–16.
17. Паспортизация боевых скважин площадки Балапан: отчёт по РБП 038 «Обеспечение безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона» (годовой). – Национальный ядерный центр РК ; рук. Лукашенко С.Н., исп. Русинова Л.А. – Курчатов, фонды НЯЦ РК, 2012. – 79 с.
18. O'Connell, R. Seismic Velocities in Dry and Saturated Cracked Solids / R. J. O'Connell and B. Budiansky // Journal of Geophysical Research. – 1974. – Vol. 79, No. 35. – P. 5412–5426.
19. Shearer, P. Cracked media, Poisson's ratio and the structure of the upper oceanic crust / P. M. Shearer // Geophysical Journal. – 1988. – Vol. 92. – P. 357–362.
20. Wang, X.-Q. High Vp/Vs ratio: Saturated cracks or anisotropy effects? / X.-Q. Wang, A. Schubnel, J. Fortin, E.C. David, Y. Gueguen, and H.-K. Ge // Geophysical Research Letters. – 2012. – Vol. 39. – P. 1–6.
21. Khandelwal, M. Correlating P-wave Velocity with the Physico-Mechanical Properties of Different Rocks / M. Khandelwal // Pure Appl. Geophys. – 2013. – Vol. 170. – P. 507–514.

БЕЛСЕНДІ СЕЙСМИКАЛЫҚ ӘДІС КӨМЕГІМЕН СЕМЕЙ ПОЛИГОНЫНДАҒЫ ЖЕР АСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРЫНАН ЖЕР БЕТІНЕ ЖАҚЫН ІЗДЕРІН АНЫҚТАУ

В.А. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник

РФА СБ мұнайгаз геология мен геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей

1997 жылы ҚР ҰЯО Геофизикалық зерттеулер институты Семей сынау полигонындағы «Балапан» алаңының учаскесінде сейсмикалық зерттеу жүргізді. Зерттеу міндеттерінің бірі жер асты ядролық жарылыстардан табылған іздерді жергілікті жерде инспекция жүргізу кезінде мақсатты объектілер ретінде қиманың жоғарғы бөлігінде анықтау әдістемесін әзірлеуден тұрды. 100–120 м тереңдікке дейінгі жер асты ядролық жарылыстарының эпицентралықтық облыстарында жарылып бөлінген болып байқалатын аймағы ретінде пайымдалған *P* толқындары үшін 3,0–3,5 км/с және *S* толқындары үшін 1,6–1,8 км/с дейін жылдамдықтың төмен мәндерінің учаскелері бөлінді. Жарылып бөлінген аймақтар шегіндегі таужыныстар Пуассон коэффициентінің 0,35-ке дейін жоғары мәндерімен ерекшеленеді, бұл оның жарылысқа дейінгі таужыныстар Пуассон коэффициентінен 0,07-ге жоғары. Сыйыстырушы ортаның жарылысқа дейінгі және одан кейінгі параметрлерін (сейсмикалық толқындардың жылдамдығы, таужыныстарының тығыздығы, серпімді модульдер) пайдалану арқылы техногенді өзгертілген қабат шегіндегі жарықшақтардың тығыздығының параметрі есептелген. Таужыныстарының жарылыстан кейінгі жарықшақтықтарының жер асты жарылыстарының инженерлік-техникалық параметрлерімен (ядролық зарядтың салмағы мен оның салыну тереңдігі) корреляциясы анықталды.

**DETECTION OF NEAR-SURFACE TRACES FROM UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSIONS
AT SEMIPALATINSK TEST SITE USING ACTIVE SEISMIC METHOD**

A.V. Belyashov, V.D. Suvorov, E.A. Melnik

Institute of Oil and Gas Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

In 1997, Institute of Geophysical Research NNC RK conducted seismic study of the Balapan site at Semipalatinsk Test Site, within the borders of which 14 underground nuclear explosions were carried out earlier. One of the tasks of the study was to develop a detection methodology in the upper part of the traces section from underground nuclear explosions as target objects during the On-site Inspection. In epicentral regions of the underground nuclear explosions with depths down to 100–120 m sites with lower velocity values were noted down to 3,0–3,5 km/s for *P* and 1,6–1,8 km/s for *S* waves; these were interpreted as slabbing occurrences. The rocks within the slabbing zones are different with increased Poisson's ratio values up to 0.35, which is 0.07 higher than its pre-explosion values. Using pre- and post-explosion parameters of the background medium (seismic waves velocity, mountain rocks density, elastic modules) a parameter of fractures' density was calculated within industrially changed layer. A correlation of post-explosion fracture of mountain rocks with engineering and technical parameters of underground explosions was established – a weight of nuclear charge and its laying depth.

УДК 622.831:550.84.7:621.039.9

ПРИНЦИПЫ РТУТОМЕТРИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ ГРАНИЦ ОБЛАСТЕЙ НАВЕДЁННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ОТ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Мурзадилов Т.Д.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Предлагается новая технология ртутнометрической томографии границ области наведённой трещиноватости в геологической среде от подземных ядерных взрывов. Теоретической основой алгоритмов данной технологии является физико-математическое моделирование процессов ореол-образования геохимической ртути в среде под воздействием горячих газовых продуктов взрывов, прорывающихся к дневной поверхности.

Памяти Политикова Михаила Иосифовича, основоположника эколого-ртутнометрических исследований на ядерных полигонах Казахстана, посвящается.

Современные территории бывших ядерных полигонов Республики Казахстан не достаточно полно вовлечены в хозяйственную деятельность в связи с экологической обстановкой и отсутствием соответствующей инфраструктуры на них. Однако, раньше или позже, они будут использованы, хотя бы, например, для освоения на этих территориях имеющихся минеральных и строительных ресурсов. Поскольку на этих землях геологическая среда содержит множество ядерных полостей, существенно влияющих на механическую устойчивость поверхностных слоёв, требуются специальные исследования с целью оценки недр на их несущую способность для различных инфраструктурных и хозяйственных объектов. Для решения этих задач понадобятся различные, относительно дешёвые технологии. В данной статье, в качестве примера, предлагается один из возможных способов определения механической деструкции земных недр в окрестности ядерных полостей посредством новой технологии ртутнометрической томографии, использующей в качестве исходной информации результаты опробования на ртуть на дневной поверхности.

В [1] представлена разработанная теория деформации естественного геохимического поля ртути под воздействием горячих, газовых продуктов подземного ядерного взрыва, прорывающихся по одномерным каналам проницаемостей к дневной поверхности. Такая деформация обусловлена летучестью сорбированной горными породами ртути, которая относительно легко возгоняется под воздействием температурного воздействия газовых продуктов взрыва. Причём, по завершению взрывных процессов, вновь образовавшиеся пространственные геохимические ореолы сохраняются длительное время и относительно легко инструментально регистрируются на дневной поверхности. Согласно данной теории, остаточное содержание ртути в горных породах нелинейно зависит от расстояния, отсчитываемого от гипоцентра

взрыва, вдоль канала проницаемости. Этот теоретический вывод позволил предположить, что на основании таких закономерностей возможно построение томографического алгоритма по оценке пространственного распределения различных пост-ядерно-взрывных характеристик геологической среды на основе данных измерений ртути на дневной поверхности.

Очевидно, данные алгоритмы должны были быть теоретико-вероятностными, поскольку механическая структура реальных сред, в том числе и локальная структура проницаемости каналов прохождения газовых продуктов взрыва, случайная. Она зачастую близка к белому шуму. Это даёт основание рассматривать каналы проницаемости как множество одномерных пространственных кривых подчиняющиеся статистическим законам больших чисел. Такой подход, как будет показано ниже, позволяет из данного множества каналов соединяющих различные произвольные точки геологической среды, выделять наиболее вероятно реализуемые и на их основе рассчитывать пространственные распределения физических характеристик геологической среды.

Рассмотрим физическую статистику каналов проницаемостей в хаотически структурированной геологической среде (рисунок 1) согласно методологии изложенной в [2].

Пусть некоторая точка дневной поверхности «M0» имеет, через произвольную внутреннюю точку среды «M1», гидродинамическую связь, в виде канала проницаемости, с гипоцентром ядерной полости «Mis». И пусть эта связь осуществляется пространственно одномерными каналами проницаемостей длин «l1» и «l2». Пусть также, в каждой точке среды, в том числе и точках принадлежащих каналам проницаемостей, имеются «ns» степеней свободы масса переноса (возможных направлений движений газовых продуктов взрыва). Величину «ns» назовём числом состояний точек геологической среды.

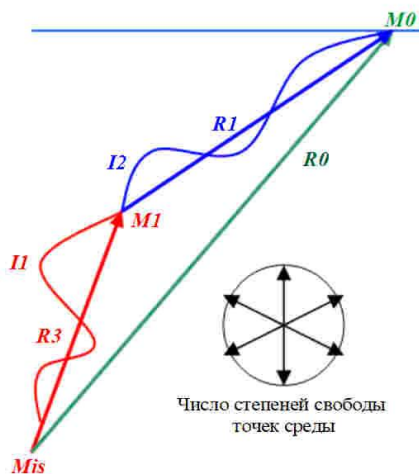


Рисунок 1. К вопросу о физической статистике каналов проницаемостей

Проинтерпретируем точки геологической среды в виде физических точек с линейными размерами « rb ». Далее, выделим в геологической среде некоторую произвольную кривую, интерпретирующий некоторый абстрактный канал проницаемости, с началом, например, в точке « $M1$ ». Тогда, согласно статистической независимости числа состояний точек выбранной кривой, как совокупности её точек, число состояний самой кривой можно выразить соотношением.

$$NM2 = \prod_{i=1}^{i2} ns_i = e^{\ln(ns1) \cdot il}$$

$$il = \frac{l2}{rb}$$

$$ns_i = ns2 = \text{constant},$$
(1)

где: $NM2$ – число состояний канала проницаемости длины « $l2$ », $ns2$ – число степеней свободы точек канала проницаемости соединяющего точки « $M1$ » и « $M0$ ».

Для того чтобы данная кривая «стала» каналом проницаемости необходимо, чтобы каждая точка данной кривой приобрела вполне определённое состояние. То есть направленность каждого элементарного вектора точек кривой, определяемого как элемент степени свободы, составил ломаную линию, интерпретирующую данную кривую. Тогда, согласно теории вероятности, реализация канала проницаемости длины « l » в геологической среде должна определиться в виде функции:

$$w1(l1) = \frac{A2}{NM1} = A2 \cdot e^{-\gamma2 \cdot l2},$$

$$\gamma2 = \ln(ns2)$$
(2)

где $A2$ – нормировочный коэффициент определяемый из условия местонахождения второго конца канала проницаемости.

Предположим, что второй конец канала проницаемости (кривой) находится в точке « $M0$ ». Очевид-

но, что две точки « $M1$ » и « $M0$ » в идеале можно соединит бесконечным множеством кривых с длиной в пределах от $R1$ до ∞ . Поэтому, проинтегрировав первое выражение в (2) от $R1$ до ∞ и приравняв полученное значение к единице (полная вероятность всех исходов событий равна единице) определим нормировочный коэффициент $A2$. $A2 = \gamma1 \cdot e^{\gamma2 \cdot R1}$, где $R1$ – наикратчайшее расстояние от точки « $M1$ » до точки « $M0$ ».

Повторив те же рассуждения для каналов проницаемостей (кривых), соединяющих точку « Mis » и « $M1$ » определяем вероятность реализации канала длины « $l1$ » для этого случая. Полученные выражения для вероятностей реализации каналов проницаемостей длины « l » подобны вероятностям отклонений термодинамических систем от стационарного состояния [3]. Так, например, величина $R1$ подобна энергии стационарного состояния, а величина « l » – избыточной энергии. Поэтому, следуя этой аналогии, величину обратную « γ » можно назвать шумовой температурой каналов проницаемостей соединяющих две произвольные точки геологической среды. В данной работе назовём шумовой температурой саму величину « γ » равную логарифму от числа степеней свободы в каждой точке геологической среды.

Теперь рассмотрим канал проницаемости проходящий через три произвольные точки среды и имеющий длину « l ». Например, канал с началом отсчёта в точке « Mis » проходящий через точку « $M1$ » и заканчивающийся в точке « $M0$ ». Этот канал можно рассматривать как сумму двух каналов с длинами « $l1$ » и « $l2$ ». Тогда общая длина составного канала составит $l = l1 + l2$ (рисунок 1). Поскольку статистические состояния этих каналов вероятностно не зависимы, то вероятность реализации такого составного канала должна равняться произведению соответствующих вероятностей, то есть:

$$w0(l1, l2) = \gamma1 \cdot \gamma2 \cdot e^{-\gamma1 \left(\frac{l1 - R1}{rb} \right) - \gamma2 \left(\frac{l2 - R2}{rb} \right)},$$
(3)

где $w(l1, l2)$ – вероятность реализации канала длины $l = l1 + l2$, $\gamma1$ и $\gamma2$ – шумовые температуры первого и второго каналов проницаемостей, $l1$ и $l2$ – длины первого и второго каналов.

Энтропия такой системы каналов, согласно статистической теории физических систем, должна выражаться как логарифм от вероятностного состояния системы.

$$S0(l1, l2) = \ln[w0(l1, l2)] =$$

$$= -\gamma1 \cdot \frac{l1 - R1}{rb} - \gamma2 \cdot \frac{l2 - R2}{rb} + \ln(\gamma1 \cdot \gamma2)$$

$$l1 + l2 = l$$
(4)

Если считать рассматриваемый канал как единую систему, находящуюся в «термодинамическом» равновесии между своими частями, то её энтропия должна быть максимальной, то есть:

$$\begin{aligned} l_1 + l_2 = l \quad l = \text{const} \quad dl_1 = -dl_2 \\ \frac{\partial S_0(l_1, l_2)}{\partial l_1} = 0 \quad \gamma_1 = \gamma_2 \end{aligned} \quad (5)$$

С учётом (4) и (5) вероятность реализации канала длины « l » с началом отсчёта в точке « Mis », проходящего через точку « $M1$ » и заканчивающегося в точке « $M0$ », можно будет выразить функцией плотности вероятностей вида:

$$w_0(l) = \gamma_0^2 \cdot e^{-\gamma_0 \frac{l-R_1-R_2}{rb}}. \quad (6)$$

Знание плотности распределения по длинам каналов (6), согласно теоремам о среднем, позволяет оценить среднюю длину канала проницаемости, соединяющие три любые произвольные точки геологической среды « $\bar{s}$ ».

$$\begin{aligned} \bar{s} &= \int_{\frac{R_1+R_2}{rb}}^{\infty} l \cdot w(l) \cdot dl = \gamma_0^2 \cdot \int_{\frac{R_1+R_2}{rb}}^{\infty} l \cdot e^{-\gamma_0 \frac{l-R_1-R_2}{rb}} \cdot \frac{dl}{rb} = \\ &= \gamma_0 \cdot (R_1 + R_3) + \frac{1}{\gamma_0}. \end{aligned} \quad (7)$$

Предположим, что в точке « Mis » находится гипоцентр подземного ядерного взрыва (рисунок 2), а точка « $M1$ » принадлежит границе области наведённой взрывом трещиноватости (фрагмент данной границы на рисунке 2 изображён в виде жёлтого купола). Предположим также, что точка « $M0$ » принадлежит дневной поверхности на которой осуществлено опробование на ртуть.

С целью адаптации численных алгоритмов и подпрограмм визуализации к системе программирования, введём далее в рассмотрение локальную сферическую систему координат (R_3, θ, ϕ) с центром в гипоцентре взрыва (рисунок 2).

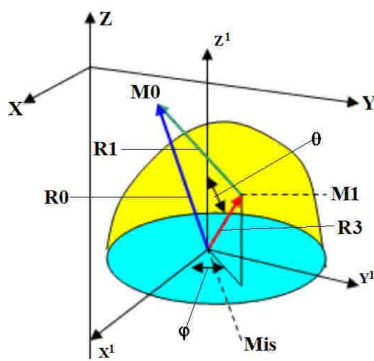


Рисунок 2. К расчёту местоположений точек границы наведённой трещиноватости

Тогда, координаты векторов R_1 , R_3 и R_0 и их модулей, в системе координат (X, Y, Z) , привязанной к границам поля опробования на дневной поверхности, можно записать через координаты локальной системы координат в виде:

$$\begin{aligned} xR_3 &= xq + R_3 \cdot \sin(\theta) \cdot \cos(\phi) \\ yR_3 &= yq + R_3 \cdot \sin(\theta) \cdot \sin(\phi) \\ zR_3 &= zq + R_3 \cdot \cos(\theta) \\ s_0(R_3, x_0, y_0, z_0, \theta, \phi) &= |\vec{R}_1| = \left[R_3^2 + 2 \cdot R_3 \cdot \right. \\ &\cdot (x_0 - xq) \cdot \sin(\theta) \cdot \cos(\phi) + 2 \cdot R_3 \cdot (y_0 - yq) \cdot \\ &\cdot \sin(\theta) \cdot \sin(\phi) + 2 \cdot R_3 \cdot (z_0 - zq) \cdot \cos(\theta) + \\ &\left. + (x_0 - xq)^2 + (y_0 - yq)^2 + (z_0 - zq)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \\ s_1(R_3, x_0, y_0, z_0, \theta, \phi) &= R_3 + R_1 = \\ &= R_3 + s_0(R_3, x_0, y_0, z_0, \theta, \phi). \end{aligned} \quad (8)$$

Здесь: xq, yq, zq – координаты гипоцентра ядерного взрыва в системе координат (X, Y, Z) ; x_0, y_0, z_0 – координаты точки опробования в системе координат (X, Y, Z) на дневной поверхности; R_3 – расстояние от гипоцентра взрыва до точки на границе области наведённой трещиноватости; θ, ϕ – угловые координаты вектора $\vec{R}_3$ в локальной системе координат (R_3, θ, ϕ) ; $s_0(R_3, x_0, y_0, z_0, \theta, \phi)$ – модуль вектора $\vec{R}_1$; $s_1(R_3, x_0, y_0, z_0, \theta, \phi)$ – сумма модулей векторов $\vec{R}_3$ и $\vec{R}_1$.

Как отмечено выше, средняя длина канала проницаемости (7), проходящая через три точки, определяется положением этих точек и числом степеней свободы возможных направлений переноса в каждой точке геологической среды (шумовой температуры). Поэтому для оценки числа состояний канала проницаемости воспользуемся следующими рассуждениями: поток газовых продуктов взрыва, по одномерному каналу проницаемости расположенному в области наведённой трещиноватости, на расстоянии R_3 от гипоцентра взрыва может с равной вероятностью попасть в любую точку на сфере данного радиуса. При этом, число точек на сфере, с учётом того, что точки среды считаются физическими точками, имеющей линейный размер « rb », равно $nsf = 4 \cdot \pi \cdot R_3^2 / rb^2$. Следовательно, ввиду «изотермичности» всех точек области наведённой трещиноватости, шумовая температура (число степеней свободы) всех точек данной области равна этой «температуре». Поскольку данная температура оценена для трёхмерного случая движения газов, на долю одномерного канала проницаемости приходится одна треть от данной величины. То есть:

$$\gamma_0(R_3) = \frac{1}{3} \cdot \ln \left(4 \cdot \pi \cdot \frac{R_3^2}{rb^2} \right). \quad (9)$$

За величину « rb » естественно принять размер шага опробования на ртуть дневной поверхности, поскольку в пределах данного радиуса, на эмпирическом уровне, концентрация считается постоянной величиной. Таким образом, выражения (7), (8) и (9) однозначно определяют среднюю длину канала, прохо-

дящего от источника газовых продуктов взрыва «Mis», далее через точку на границе наведённой трещиноватости «M1» к дневной поверхности в произвольную точку «M0» (рисунок 2).

Очевидно, что результаты геохимической томографии должны зависеть от первичной обработки исходных эмпирических данных. Обычно применяют различные технологии сглаживания точно измеренных поверхностных, или пространственных полей опробования на химический элемент. При этом для таких процедур не существует каких-либо единых правил, часто они определяются постановкой целевого задания. Основная причина состоит в слабой пространственной корреляции концентрации видов вещества в соседних точках замера, как по естественным причинам, так и из-за погрешностей измерительных инструментов, а также погрешностей, возникающих при подготовке проб к самому измерительному процессу (как, например, при измерениях проб на ртуть). В данной работе принята схема сглаживания по семи точкам с весами, обратно пропорциональными квадрату расстояния до точки оценки концентрации (обоснование такой процедуры находится за пределами данной работы).

Ранее, в [1] для открытого и слепого каналов проницаемостей были получены аналитические выражения, описывающие зависимость деформации естественного поля ртути вдоль одномерных каналов проницаемостей. Под открытым каналом понимался канал, вдоль которого горячие газовые продукты взрыва могли прорываться в атмосферу, под слепым – канал максимальной длины с выходом на дневную поверхность.

$$\begin{aligned} \Delta C_{ota}(s) &= \frac{20,4 \cdot 10^{-4} \cdot \eta_1 \cdot \alpha}{\rho_1 \cdot C_g} \cdot \\ &\cdot \left[\frac{a + \alpha}{\alpha} \cdot \frac{R_3}{s} - \ln \left(\frac{a + \alpha}{\alpha} \cdot \frac{R_3}{s} \right) - 1 \right] + \\ &+ \frac{4}{9} \cdot \frac{20,4 \cdot 10^{-4} \cdot k_1}{\rho_1 \cdot C_g} \cdot \left(\frac{\alpha}{\alpha + a} \right)^9 \cdot s^4 \\ \Delta C_{slep}(s) &= -r \cdot \left(\frac{\alpha}{\alpha + a} \right)^3 - \\ &- \frac{20,4 \cdot 10^{-4} \cdot \eta_1 \cdot \alpha}{\rho_1 \cdot C_g} \cdot \ln \left(\frac{a + \alpha}{\alpha} \right) - \\ &- \frac{20,4 \cdot 10^{-4} \cdot k_1}{\rho_1 \cdot C_g} \cdot \left(\frac{\alpha}{\alpha + a} \right)^5 \cdot \left[1 - \left(\frac{\alpha}{\alpha + a} \right)^4 \right] \cdot s^4 \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \text{Здесь: } \Delta C_{ot}(s) &= \frac{C_{fon} - C_{ot}(s)}{C_{fon}} > 0 \text{ и } \Delta C_{slep}(s) = \\ &= \frac{C_{fon} - C_{slep}(s)}{C_{fon}} < 0 \text{ – деформации естественного} \end{aligned}$$

геохимического поля вдоль открытого и слепого одномерных каналов; $C_{ot}(s)$ и $C_{slep}(s)$ – распределе-

ния ртути вдоль открытого и слепого каналов газовой проницаемости; s – расстояние вдоль канала проницаемости от гипоцентра взрыва до точки наблюдения; $a, \alpha, \eta_1, k_1, r$ – кинетические и динамические характеристики взрыва как функции усреднённых физических свойств геологической среды, параметров заряда и его местоположения в геологической среде.

$$\begin{aligned} a(R_3) &= \frac{0,626}{R_3^{2,5}} \cdot \sqrt{\frac{E}{\rho_1}} \\ \alpha &= 6,03 \cdot E^{\frac{1}{3}} \cdot \left(\frac{1}{k} - 1 \right) \\ \mu &= \frac{\nu \cdot \mu CO_2 + f \cdot \mu H_2O}{\nu + f} \\ \rho_0 &= \frac{5}{3} \cdot \frac{\nu \cdot (1-f) + f}{1-f} \cdot \rho_1 \\ \eta_1(R_3) &= \frac{\frac{1}{4} \cdot \alpha \cdot \rho_0 \cdot R_3^2 - 0,149 \cdot \frac{a(R_3)}{a(R_3) + \alpha} \cdot \frac{E}{R_3^3}}{\alpha \cdot \left[\frac{a(R_3)}{a(R_3) + \alpha} + \ln \left(\frac{\alpha}{a(R_3) + \alpha} \right) \right]} \\ r(R_3) &= 0,366 \cdot E / \left(\rho_1 \cdot (1-f) \cdot \left[(\Delta H + C_p \cdot T_p) \cdot \right. \right. \\ &\cdot (1-f) + f \cdot (2,66 \cdot 10^6 + 4,1 \cdot 10^3 \cdot T_p) \left. \left. \right] R_3^3 \right) \\ k_1(R_3) &= 157,283 \cdot \frac{\nu \cdot (1-f) + f}{(1-f) \cdot (\nu + f)} \cdot \frac{1-k}{k} \cdot \\ &\cdot (\nu \cdot \mu CO_2 + f \cdot \mu H_2O) \cdot \frac{E^{\frac{1}{6}}}{R_3^{2,5}} \end{aligned} \quad (11)$$

Здесь: $\rho_1 = 2,7 \cdot 10^3$ кг/м³ – плотность горных пород; E – энергия взрыва (Дж); $k = 0,1$ – усреднённая пористость горных пород в районе взрыва; $\nu = 0,1$ – коэффициент выхода газа из горных пород под воздействием теплового удара по ним ядерного взрыва; $f = 0,1$ – влажность горных пород в гипоцентре взрыва; $\mu CO_2 = 44 \cdot 10^{-3}$ моль/кг и $\mu H_2O = 18 \cdot 10^{-3}$ моль/кг – молярные массы двуокиси углерода и воды; R_3 – расстояние от гипоцентра взрыва до точки на границе наведённой трещиноватости.

В [1] также показано, что максимальное расстояние, на которую могут разрушиться горные породы, определяется прочностными свойствами горных пород. Оно (максимальное расстояние) определяется уравнением:

$$R_{30} = \left(0,622 \cdot \frac{E}{\sigma_0} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (12)$$

где $\sigma_0 = (10^7 - 3,6 \cdot 10^7)$ Н/м² – предел прочности в условиях естественного залегания горных пород в районе подземного ядерного взрыва. Для Семипалатинского испытательного полигона величина σ_0 колеблется в пределах $10^7 < \sigma_0 < 3,6 \cdot 10^7$ Н/м², что соот-

ветствует максимально и минимально допустимым значениям положений точек границы наведённой трещиноватости относительно гипоцентра взрыва в пределах задаваемым вектором:

$$R30(E) = \begin{bmatrix} R3_{\min} \\ R3_{\max} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{0,622}{3,7 \cdot 10^7} \cdot E \\ 0,622 \cdot 10^{-7} \cdot E \end{bmatrix} \quad (13)$$

Из физических соображений следует, что при $R3 = R3_{\max}$ концентраций для слепого и открытого каналов проницаемостей должны быть равными величинами. Для того чтобы это условие выполнялось необходимо, чтобы деформации двух типов каналов были линейными функциями от их правых частей в (10) и удовлетворяли системе уравнений:

$$\begin{aligned} d0 \cdot Cota(R3_{\max}) + d1 &= \max Cnabot \\ d0 \cdot Cota(R3_{\min}) + d1 &= \min Cnabot \\ d3 \cdot Cslepa(R3_{\min}) + d4 &= \max Cnabslep \\ d3 \cdot Cslepa(R3_{\max}) + d4 &= \min Cnabslep \end{aligned} \quad (14)$$

Здесь: $d0, d1, d3, d4$ – нормировочные коэффициенты, определяемые решением системы уравнений (14); $\max Cnabot, \min Cnabot$ – наблюдаемые максимальные и минимальные значения концентраций ртути для открытых каналов проницаемостей. Концентрации в точках выхода на дневную поверхность открытых каналов удовлетворяют условию $0 < \Delta Cnab < 1$; $\max Cnabslep, \min Cnabslep$ – наблюдаемые максимальные и минимальные значения концентраций ртути на поле опробования для слепых каналов проницаемостей; концентрации в точках выхода на дневную поверхность слепых каналов удовлетворяют условию $\Delta Cnabslep < 0$.

Учитывая преобразования (8), (11), выражения для деформации поля (10) с подстановкой в них средней длины каналов по их ансамблю состояний (7) и подставляя эти функции в (14), находим решения для коэффициентов « d »:

$$\begin{aligned} d0(x0, y0, z0, \theta, \phi) &= (\max Cnabot - \min Cnabot) / \\ & \left[\Delta Cota(R30_0, x0, y0, z0, \theta, \phi) - \right. \\ & \left. - \Delta Cota(R30_1, x0, y0, z0, \theta, \phi) \right] \\ d1(x0, y0, z0, \theta, \phi) &= (\max Cnabot - \min Cnabot) \cdot \\ & \cdot \Delta Cota(R30_0, x0, y0, z0, \theta, \phi) / \\ & \left[\Delta Cota(R30_0, x0, y0, z0, \theta, \phi) - \right. \\ & \left. - \Delta Cota(R30_1, x0, y0, z0, \theta, \phi) \right] \\ d3(x0, y0, z0, \theta, \phi) &= (\min Cnabslep - \max Cnabslep) / \\ & \left[\Delta Cslepa(R30_0, x0, y0, z0, \theta, \phi) - \right. \\ & \left. - \Delta Cslepa(R30_1, x0, y0, z0, \theta, \phi) \right] \\ d4(x0, y0, z0, \theta, \phi) &= (\min Cnabslep - \max Cnabslep) \cdot \\ & \cdot \Delta Cslepa(R30_0, x0, y0, z0, \theta, \phi) / \end{aligned} \quad (15)$$

$$\left[\Delta Cslepa(R30_0, x0, y0, z0, \theta, \phi) - \Delta Cslepa(R30_1, x0, y0, z0, \theta, \phi) \right]$$

С учётом (15) окончательное теоретическое выражение для расчётов деформации естественного поля ртути вдоль открытого и слепого одномерных каналов газовой проницаемости приобретают вид:

$$\begin{aligned} \Delta Cot(R3, x0, y0, z0, \theta, \phi) &= d0(x0, y0, z0, \theta, \phi) \cdot \\ & \cdot \Delta Cota(R3, x0, y0, z0, \theta, \phi) + d1(x0, y0, z0, \theta, \phi) \\ \Delta Cslep(R3, x0, y0, z0, \theta, \phi) &= d3(x0, y0, z0, \theta, \phi) \cdot \\ & \cdot \Delta Cslepa(R3, x0, y0, z0, \theta, \phi) + d4(x0, y0, z0, \theta, \phi) \end{aligned} \quad (16)$$

После теоретической оценки значений деформации поля, расстояние $R3$ от гипоцентра взрыва до границы наведённой трещиноватости (при локальных угловых координатах (θ, ϕ)) можно определить из условия невязки теоретически наблюдаемых деформаций при кратчайшем расстоянии $R3 + R1$ (рисунок 2) и поверхностного измерения концентрации в точках $(x0_i, y0_i)$ на дневной поверхности, путём решения уравнения (17):

$$\begin{cases} \Delta A_i - \Delta Cot(R3, x0_i, y0_i, 0, \theta, \phi) \text{ if } \Delta A_i > 0 \\ \Delta A_i - \Delta Cslep(R3, x0_i, y0_i, 0, \theta, \phi) \text{ if } \Delta A_i < 0 \end{cases} = 0, \quad (17)$$

где ΔA_i – эмпирически наблюдаемые деформации естественного поля ртути на дневной поверхности в точках $(x0_i, y0_i)$, удовлетворяющих условию минимальности расстояния $R3 + R1$ до дневной поверхности при постоянстве угловых координат (θ, ϕ) .

Решая уравнения (17) для различных угловых координат (θ, ϕ) можно получить зависимость $R(\theta, \phi)$, которая в локальной системе координат определит вероятностную границу области наведённой трещиноватости от подземного, камуфлетного ядерного взрыва.

Приведённые выше теоретические алгоритмы ртутотометрической томографии границ области трещиноватости, наведённой ядерным взрывом, были реализованы в виде машинных программ в системе «МATHCAD». На рисунках 3–10 приведены результаты расчётов топологии границ наведённой трещиноватости от восьми подземных ядерных взрывов, произведённых на Семипалатинском испытательном полигоне. Местоположение гипоцентра взрывов, их энергия и расчётное экстремальное расстояние от гипоцентра взрывов до границы наведённой трещиноватости приведены в таблице.

Результаты расчётов относятся ко времени завершения взрывных процессов. Современное состояние изучаемых границ может отличаться от их первоначальных состояний, ввиду протекания во времени различных релаксационных явлений под воздействием литостатического давления.

ПРИНЦИПЫ РТУОМЕТРИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ ГРАНИЦ ОБЛАСТЕЙ НАВЕДЁННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ОТ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

Таблица. Характеристики подземных ядерных взрывов

№ взрыва	Глубина закладки заряда H , м	Энергия взрыва E , кт	Расчётное, максимальное расстояние от гипоцентра взрыва до границы наведённой трещиноватости $R3_{max}$, м	Расчётное, минимальное расстояние от гипоцентра взрыва до границы наведённой трещиноватости $R3_{min}$, м
1301	300	3	92	60
1050	535	15	157	103
1234	433	30	199	130
1010	445	60	250	163
1313	543	137	330	215
1207	535	140	332	217
1318	535	140	332	217
1220	480	196	371	242

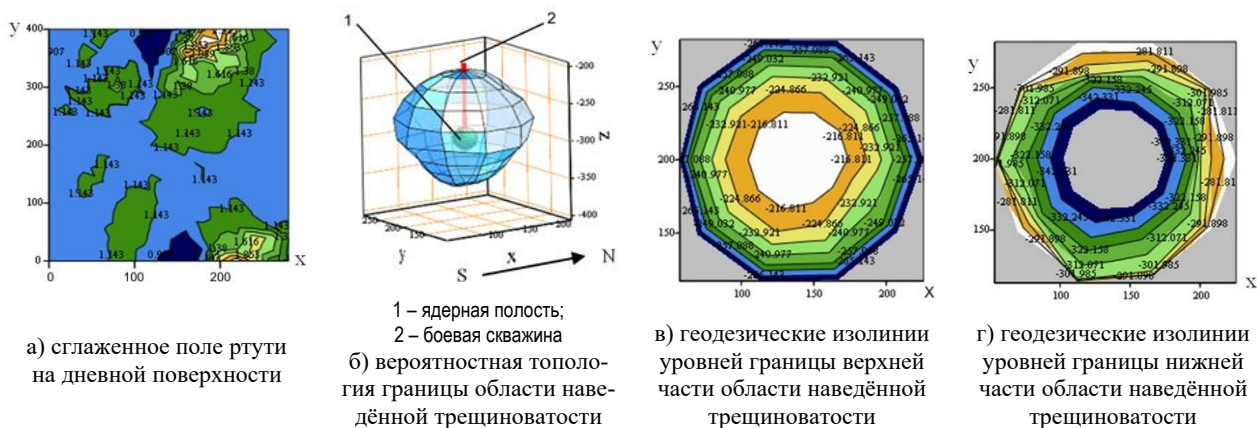


Рисунок 3. Визуализация расчётных границ области наведённой трещиноватости от взрыва № 1301

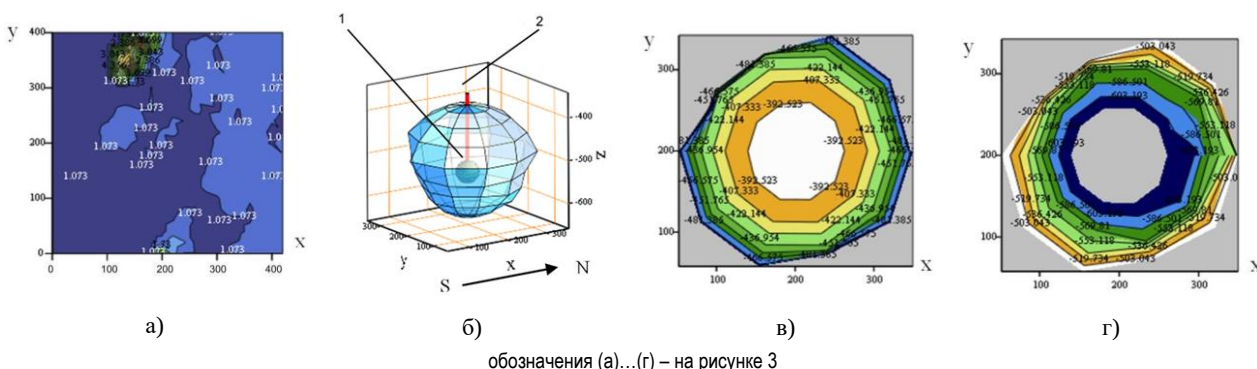


Рисунок 4. Визуализация расчётных границ области наведённой трещиноватости от взрыва № 1050

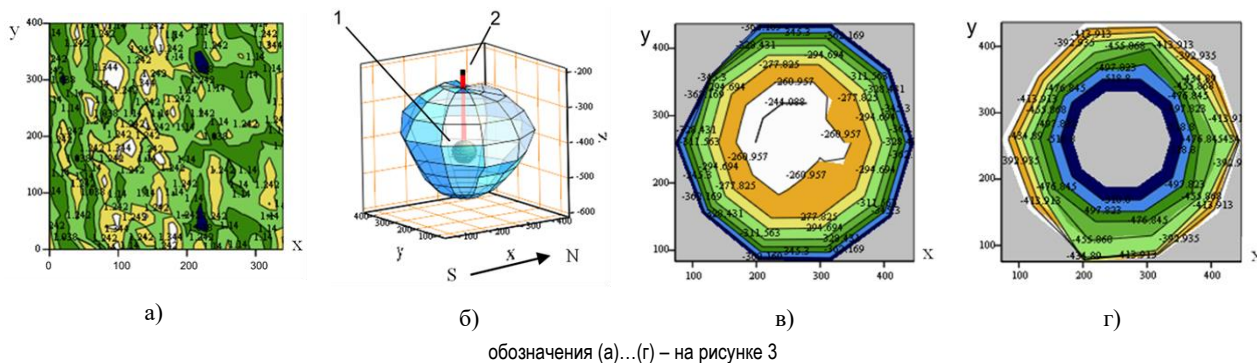


Рисунок 5. Визуализация расчётных границ области наведённой трещиноватости от взрыва № 1234

**ПРИНЦИПЫ РТУОМЕТРИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ ГРАНИЦ ОБЛАСТЕЙ НАВЕДЁННОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ
ОТ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ**

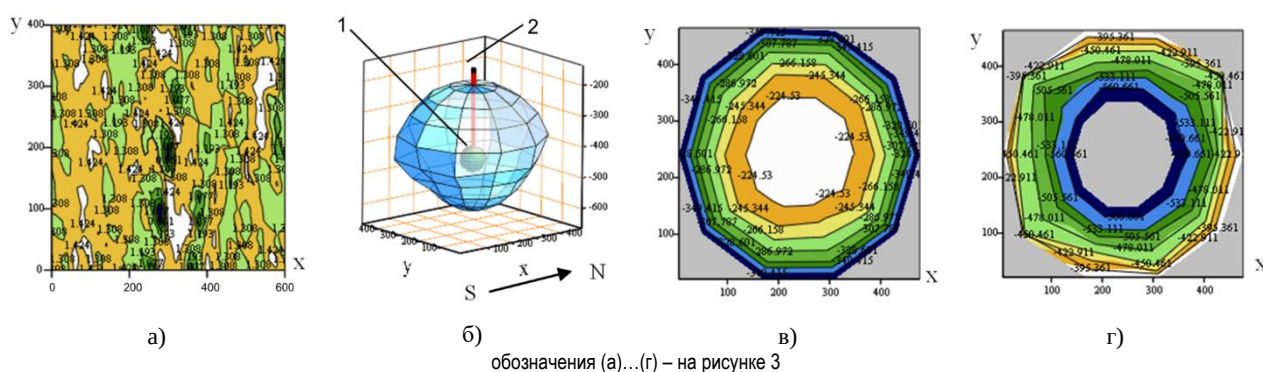


Рисунок 6. Визуализация расчётных границ области наведённой трещиноватости от взрыва № 1010

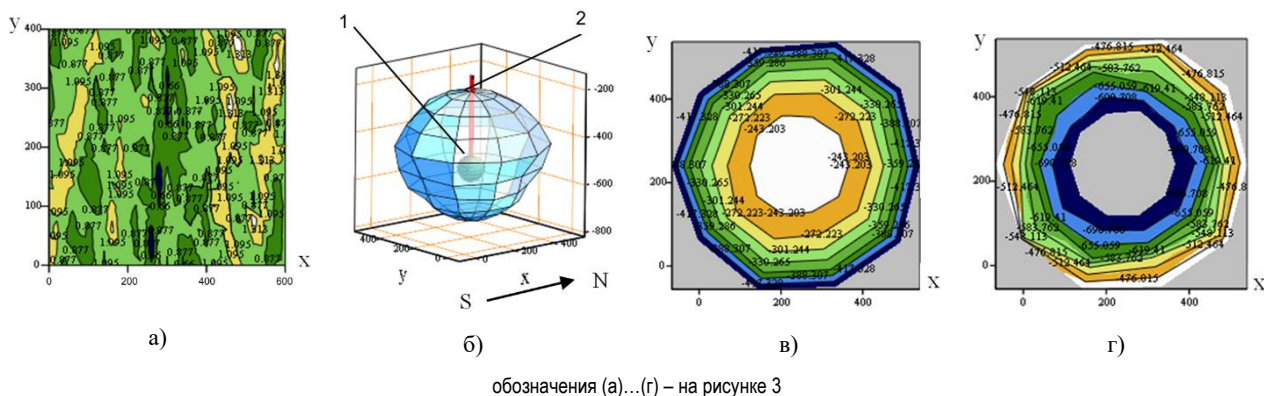


Рисунок 7. Визуализация расчётных границ области наведённой трещиноватости от взрыва № 1313

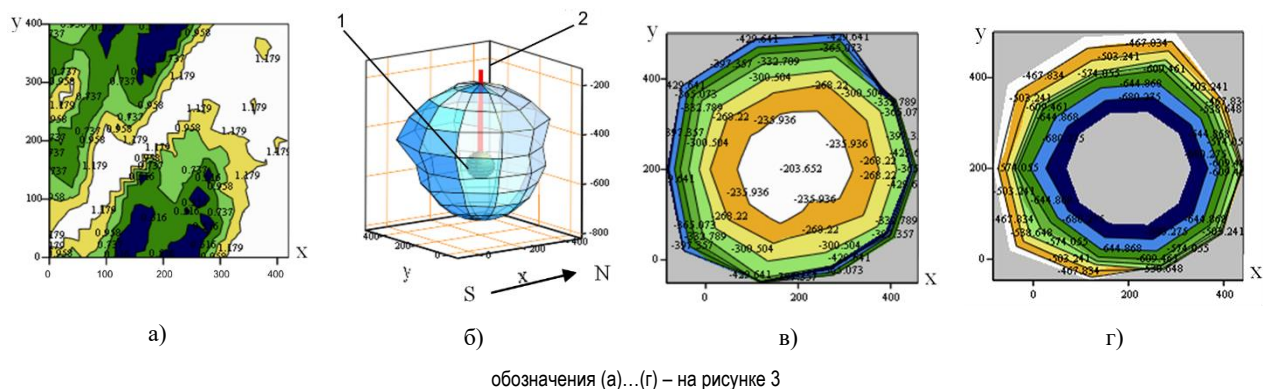


Рисунок 8. Визуализация расчётных границ области наведённой трещиноватости от взрыва № 1207

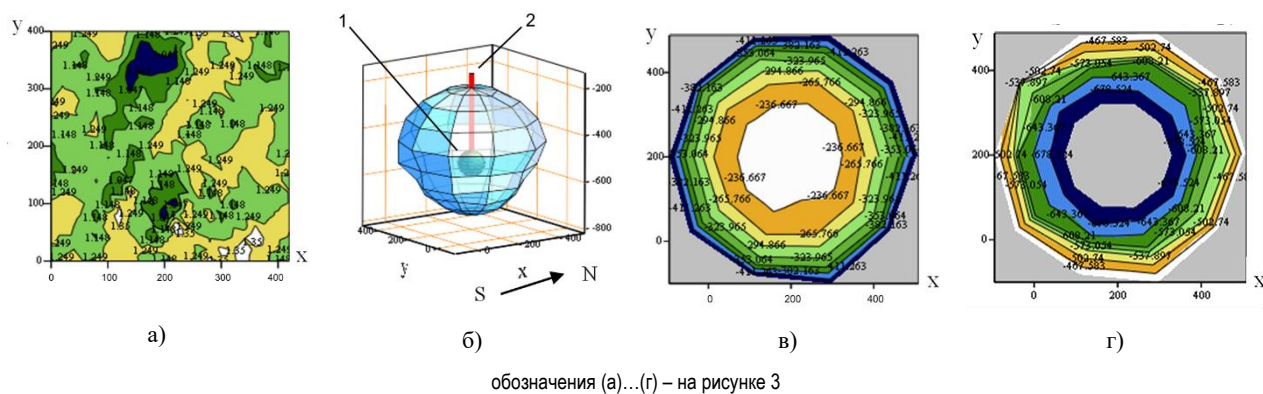
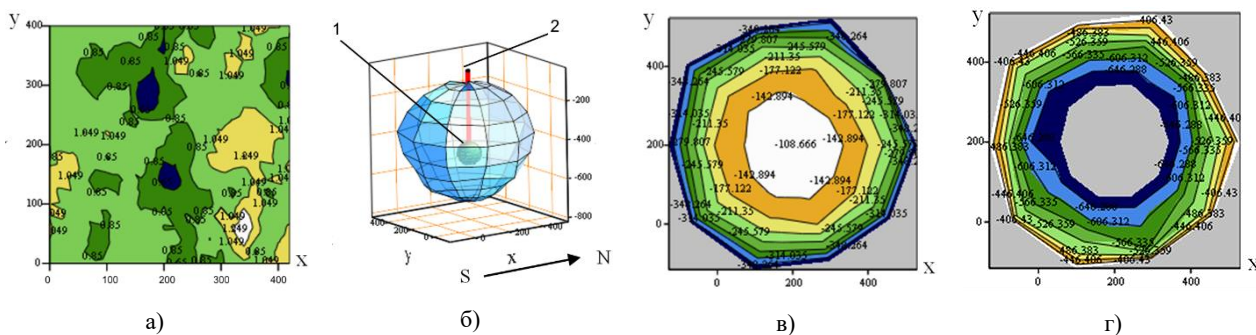


Рисунок 9. Визуализация расчётных границ области наведённой трещиноватости от взрыва № 1318



обозначения (а)...(г) – на рисунке 3

Рисунок 10. Визуализация расчётных границ области наведённой трещиноватости от взрыва № 1220

Визуальный анализ топологических форм границ наведённой трещиноватости горных пород показывает, что при всех взрывах наблюдается пространственная анизотропия топологических форм как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. Общей закономерностью для всех взрывов является также большая распространённость трещиноватости в направлении к дневной поверхности. Точки границ, расположенных ниже уровня гипоцентра взрыва, имеют минимальную протяжённость, тогда как максимальная распространённость трещиноватости имеет место в направлении выше уровня гипоцентра взрыва. Кроме того, нижние части куполов наведённой трещиноватости по форме более близки к сферической поверхности, чем верхние части (рисунки 3-б, 8-б, 9-б). Из рисунка 4-в видно, что взрыв № 1050 ($E=15$ кт, $Hq=535$ м) в верхней части купола наведённой трещиноватости развивался в северо-западном направлении в сторону дневной поверхности, а взрыв № 1234 ($E=30$ кт, $Hq=483$ м) – в юго-западном на-

правлении. Для взрывов большой мощности ($E>100$ кт.), за исключением взрыва № 1207 ($E=140$ кт, $Hq=535$ м), пространственная анизотропия куполов наведённой трещиноватости проявляются в меньшей степени. Взрыв № 1207 развивался в северо-западном направлении. Эта анизотропность проявляется на дневной поверхности в орнаменте сглаженного поля опробования (рисунок 8-а). При всех взрывах большой мощности ($E > 100$ кт) анизотропия границы наведённой трещиноватости проявляется в основном на горизонтах, близких к дневной поверхности (рисунки 7–10). Удалённость точек границы наведённой трещиноватости от гипоцентра взрывов удовлетворяет условию $R3 \sim E^{1/3}$, что согласуется с эмпирической усреднённой оценкой, приведенной в [4], $R3 \sim 5,5 \cdot R_{pol}$ (R_{pol} – радиус ядерной полости). Это указывает на адекватность приведённых выше результатов расчётов и соответствие их реальности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Мурзадилов, Т.Д. Некоторые методы расчёта геофизических и геохимических следствий от подземных ядерных взрывов / Т.Д. Мурзадилов, Ю.А. Гринштейн. – Алматы: «Service Press, 2019. – 232 с.
2. Ландау, Л. Д. Статистическая физика. Часть 1 / Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц. – М.: Наука, 1976 – 584 с.
3. Китель, Ч. Статистическая термодинамика / Ч. Китель. – М.: Наука, 1977. – 336 с.
4. Электронная библиотека «История Росатома» [Электронный ресурс] // Ядерные испытания СССР. Том 2. Экспериментальные исследования центральных зон ядерных взрывов – Режим доступа: http://elib.biblioatom.ru/text/yadernye-ispytaniya-sssr_t2_1997/go,0/ свободный. – Загл. с экрана.

ЖЕРАСТЫЛЫҚ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАРДАН БАҒЫТТАЛҒАН ЖАРЫҚШАҚТЫЛЫҚ АЙМАҚТАРЫ ШЕКАРАЛАРЫН СЫНАПТЫМЕТРИКАЛЫҚ ТОМОГРАФИЯЛАУ ҚАҒИДАТТАРЫ

Т.Д. Мурзадилов

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Жерастылық ядролық жаралыстардан геологиялық ортада бағытталған жарықшақтылық аймақтары шекараларының сынаптыметрикалық томографиясының жаңа техникасы ұсынылады. Осы технология алгоритмдерінің теориялық негізі болып күндізгі қабатқа жарып шығатын ыстық газ өнімдерінің әсерінен ортада геохимиялық сынаптың әкиек-пайда болу үдерістерін физикалық-математикалық моделдеуі болып табылады.

**PRINCIPLES OF MERCURY-METRIC TOMOGRAPHY OF THE BORDERS
OF UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSIONS INDUCED FRACTURE REGIONS**

T.D. Murzadilov

Institute of Geophysical Research Kurchatov, Kazakhstan

The paper proposes a new technology using mercury-metric tomography of the borders of underground nuclear explosions induced fractures in the geological medium. Physical and mathematical modelling of the processes of halo formations of geo-chemical mercury in the medium under the impact of hot gaseous products of explosions that arise to the day surface became the theoretical basis of the algorithms of this technology.

УДК 528.85; 550.34

МОНИТОРИНГ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН НА ОСНОВЕ ОБРАБОТКИ СПУТНИКОВЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ

Ким А.С., Литвинов Ю.Г., Андреев А.Б., Капытин В.И.

Институт ионосферы Национального центра космических исследований и технологий, Алматы, Казахстан

По результатам обработки гравиметрических данных со спутников GOSE и GRACE получена глобальная гравиметрическая карта вертикального градиента силы тяжести и гравиметрическая карта для региона Северного Тянь-Шаня. При построении вертикального градиента силы тяжести на высоте спутника использованы данные гравитационного градиента с сайта Европейского космического агентства. Предоставленные форматы данных гравитационного градиента заданы двумя основными подмножествами файлов: гравитационных градиентов в системе отсчета градиентометра (GRF) и градиентов в системе отсчета, поворачивающейся относительно наземной системы отсчета (TRF), в частности, в сферической локально ориентированной на север системе отсчета (LNOF). Градиенты гравитационного градиента на 225 км и 255 км над эллипсоидом были рассчитаны с использованием в качестве исходных данных градиентов гравитации GRACE-GOCE вдоль орбиты. Спутниковые гравитационные данные применены для анализа сейсмоактивных зон. В результате исследований установлено, что эпицентры очагов крупных землетрясений коррелируют с расположением зон резких изменений вертикального градиента силы тяжести.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно современным взглядам, землетрясения отражают процесс геологического преобразования планеты. Считается, что первопричиной землетрясений являются глобальные геологические и тектонические силы. Большинство землетрясений возникает на окраинах тектонических плит. Замечено, что за последние два века сильные землетрясения возникали в результате вспарывания крупных разломов, выходящих на поверхность. Считается доказанной связь напряженного состояния земных недр, которое проявляется на поверхности Земли, с изменениями ее гравитационного поля. Изучение неприливных вариаций силы тяжести является важнейшим аспектом исследований современной геодинамики. Эта проблема лежит также в основе наиболее перспективных направлений прогнозирования землетрясений. Вариации силы тяжести вблизи очаговой зоны могут быть обусловлены целым рядом геофизических и тектонических причин [1]:

- доходящее до критического уровня напряженное состояние очаговой зоны приводит либо к сжатию и, следовательно, к уплотнению пород, либо к растяжению и снижению их плотности;
- критические напряжения в очаговой зоне готовящегося землетрясения приводят к активным движениям флюидов в пластах Земли, в результате чего, в колодцах и скважинах наблюдается либо подъем, либо спад уровня грунтовых вод перед землетрясениями;
- при достижении напряжениями критических величин начинается массовое трещинообразование в очаговой зоне и прилегающей к ней области, что вызывает нарушение сплошности пород и их разуплотнение;
- деформационные процессы, возникающие в очаговой зоне перед землетрясением, приводят к появлению участков повышенной и пониженной плотности.

Все перечисленные факторы, приводящие к изменениям силы тяжести, имеют небольшой радиус действия вблизи очаговых зон готовящихся сильных землетрясений. Это определяется тем, что эффект изменения силы тяжести, связанный с геодинамическими процессами в очаговой зоне, быстро уменьшается с расстоянием и может наблюдаться в радиусе от десятков до сотен километров от очаговой зоны.

1 ИЗМЕНЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

После землетрясения магнитудой 7,2 в Синтае в 1966 г. в Китае для прогноза землетрясений начали проводить сейсмологический гравитационный мониторинг. Когда в 1976 г. произошло Тяньшаньское землетрясение магнитудой 7,8, проводился мониторинг силы тяжести вблизи эпицентра и были записаны флуктуации гравитационного поля. После ряда сильных землетрясений в стране была развернута густая сеть измерительных пунктов для регистрации силы тяжести (рисунок 1). Перед Вэньчуаньским землетрясением, которое произошло 12-го мая 2008 г., в Китае был сделан среднесрочный прогноз землетрясения, основанный на данных гравитационных измерений [2]. Предсказанный эпицентр и магнитуда совпали с реальными данными. Этот прогноз землетрясения является пока самым точным прогнозом в Китае и глобальном масштабе.

Влияние деформаций, происходящих внутри Земли, на изменения силы тяжести на дневной поверхности вблизи очагов землетрясений приведено в [3]. В этом исследовании систематически обрабатывались данные измерения силы тяжести наземными измерительными комплексами, горизонтальной деформации из GPS-данных и фоновой вертикальной деформации, полученной из нивелирующих измерений.

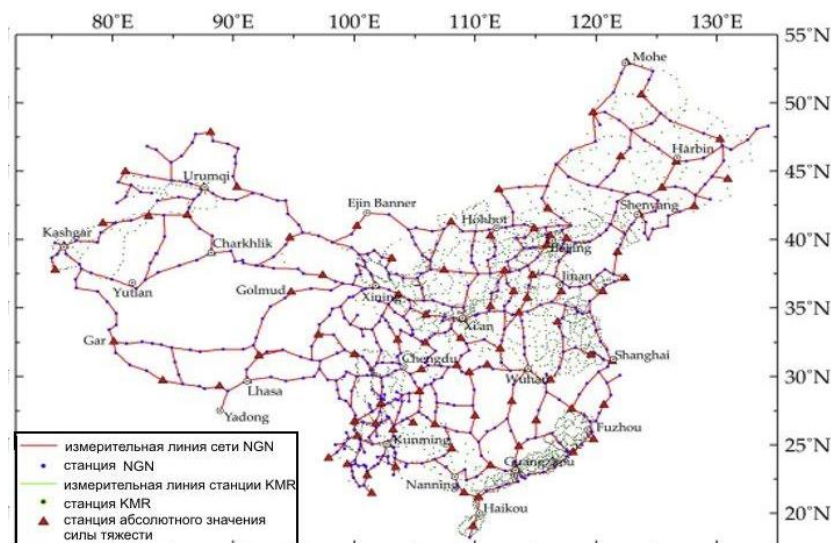


Рисунок 1. Распределение сети мониторинга сейсмической гравитации в материковом Китае [2]

Анализ позволил сделать следующие выводы:

1) региональная гравитация изменяется, GPS и вертикальная деформация показали интенсивную пространственную взаимосвязь: гравитация увеличилась вместе с направлением горизонтального движения и уменьшилась с подъёмом земной коры и наоборот, что отражает унаследованные характеристики геотектонической активности;

2) деформации коры были тесно связаны с активными разломами. Контурные линии гравитационных изменений и вертикальной деформации, как правило, сопровождалась разломом Килиана-Хайюаня (простираение – NWW), а горизонтальная деформация земной коры показала движение скольжения влево-латеральное вблизи разлома Килиана-Хайюаня;

3) землетрясение Менюань $M_s=6,4$ произошло в области сильного отрицательного изменения гравитации и в областях с сильным градиентом, где величина изменения гравитации от положительного к отрицательному составила 110 мГал. В частности, граница между положительной и отрицательной гравитацией, расположенная на юге от эпицентра землетрясения, интенсивно проходит вдоль северного края разлома Циляншан. Деформация экстррузии, скорость поверхностного сжатия и изменение силы тяжести были очевидны вблизи эпицентра землетрясения 2016 г. в Менюане.

2 ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ДИНАМИЧЕСКИХ И КВАЗИСТАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОЧАГОВЫХ ЗОНАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

2.1 Научно-исследовательский спутник GOCE

17.03.2009 г. запущен научно-исследовательский спутник **GOCE** (*Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer*) проекта ЕКА (Европейского космического агентства) для исследования гравитационного поля Земли и установившихся океанских течений [4]. Главной полезной нагрузкой спутника

был электростатический гравитационный градиометр, состоявший из 6 акселерометров и предназначенный для изучения гравитационного поля Земли и геоида. Спутник GOCE был запущен с космодрома Плесецк на солнечно-синхронную орбиту с наклоном $96,70^\circ$. Разделение спутника с последней ступенью ракеты-носителя произошло на высоте 283,5 км, что всего на 1,5 км меньше запланированной. Спутник прекратил существование 11.11.2013 г.

Стреловидная форма спутника, а также его «плавники», помогали спутнику сохранять ориентацию и уменьшали торможение в верхней атмосфере, которое довольно значительно на высоте его полета – около 260 км. Низкая орбита спутника и высокая точность акселерометров в 10^{-12} м/с² позволили к окончанию наблюдений улучшить точность определения геоида до 1–2 см на масштабах порядка 100 км [4]. Для компенсации атмосферного торможения и других негравитационных воздействий на спутнике был установлен непрерывно работавший ионный двигатель, использовавший для создания импульса ионизированные атомы ксенона. Данные спутника GOCE нашли многочисленные применения, в том числе при изучении опасных вулканических регионов и выяснении поведения океана. К сентябрю 2009 г. спутник спустился до номинальной орбиты высотой 254,9 км. Всё это время происходила проверка всех систем спутника, включая его ионный двигатель.

Спутник GOCE контролировался Европейским центром космических операций (ESA/ESOC) в Дармштадте, Германия. Научные данные обрабатывались и архивировались наземным сегментом данных полезной нагрузки (PDGS), расположенным в ESA/ESRIN недалеко от Рима, Италия. Дальнейшая обработка данных выполнялась с использованием Средств обработки высокого уровня (HPF), работавших по контракту ESA с консорциумом европейских

институтов European GOCE Gravity Consortium [5]. GOCE – первый космический аппарат, использовавший концепцию градиентометрии, то есть измерения разности ускорений на коротких базовых линиях между контрольными массами набора акселерометров GOCE Electrostatic Gravity Gradiometer. 29 июня 2010 г. ЕКА обнародовало первые модели поля тяготения Земли, построенные по данным спутника GOCE [6]. Несмотря на то, что для построения моделей использовались наблюдения, сделанные на протяжении только двух месяцев, точность полученных результатов на масштабах порядка 100 км превосходит точность всех более ранних моделей, основанных на многолетних наблюдениях посредством других гравиметрических спутников, включая спутниковую миссию GRACE. С 31 марта по 1 апреля 2011 г. в Мюнхенском техническом университете состоялось четвертое международное рабочее совещание пользователей данных GOCE (4th International GOCE User Workshop), где был анонсирован ряд моделей гравитационного поля Земли второго поколения.

Из-за исключительно низкого уровня солнечной активности в первой половине 2009 г. и в последующие годы, большая часть периода ввода в эксплуатацию (с марта по сентябрь) была потрачена на снижение орбиты спутника посредством естественного спада без перетаскивания на основе ионных двигателей. Постепенный спад был остановлен на средней высоте 254,9 км в середине сентября 2009 г. По причине этих манипуляций первый набор данных GOCE охватывает период с 01.11.2009 г. по 30.11.2009 г. Этот и более поздние наборы данных GOCE (до 30.11.2010 г.) доступны через виртуальный онлайн-архив GOCE (VOA).

2.2 Спутниковая гравиметрия миссии GRACE

В рамках реализации совместного германо-американского проекта GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) [7] 17.03.2002 г. с космодрома Плесецк были запущены два спутника GRACE-1 и GRACE-2. Запуск их был осуществлен на близкие почти круговые близполярные ($i = 89^\circ$) орбиты с номинальной высотой 485 км, при этом расстояние между спутниками изменялся в пределах от 170 до 270 км. Каждый из этих спутников был оснащен сле-дующей бортовой аппаратурой:

- двухчастотный (24,5 ГГц и 32,7 ГГц) радиодальномером, характеризующимся ошибкой единичного измерения дальности 10 микрон. Дифференцирование масштаба дальностей по времени позволяло определять относительную лучевую скорость объектов с ошибкой 0,1 мк/с;
- 24-х канальный двухчастотный GPS-приемник;
- высокоточный 3-х компонентный акселерометр;
- звездная видеокамера, позволявшая определять ориентацию основных осей спутника среди звезд с ошибкой не хуже 10 дуговых секунд.

Спутники непрерывно обменивались радиосигналами в микроволновом диапазоне, что позволяло с

микронной точностью отслеживать изменение расстояния между ними. Спутники пролетали над каждым участком Земли приблизительно раз в месяц, прослеживая изменения гравитационного поля. Проектом была реализована комбинация двух вариантов межспутникового слежения (LL SST + HL SST) как между низкими, так и низкими и высокими искусственными спутниками Земли (ИСЗ). Первый набор наблюдений ежемесячных изменений гравитационного поля Земли был предоставлен миссией-спутником GRACE-1, начавшейся в марте 2002 г. Осенью 2012 г., после более чем 10-летней успешной работы на орбите, американо-германская миссия GRACE-1 продемонстрировала свою выдающуюся способность мониторить массовые движения в системе Земли с беспрецедентной точностью и временным разрешением. Полученные результаты были использованы для оперативного определения параметров геопотенциала в среднем и высоком диапазонах частот. По данным GRACE была построена наиболее точная на данное время карта глобального гравитационного поля Земли. В октябре 2017 г. было принято решение о завершении научной миссии GRACE в связи с износом спутников [8–9]. Спутник GRACE-2 вошёл в атмосферу 24.12.2017 г. [10], спутник GRACE-1 вошёл в атмосферу 10.03.2018 г. [11].

Повышение точности и разрешающей способности ежемесячных моделей глобального гравитационного поля спутников GRACE, а также накопление более чем десятилетней серии таких моделей, позволило выявить неисследованные ранее процессы, происходящие в областях крупных ($M_w > 8$) землетрясений [12]. Временные вариации гравитационного поля в областях гигантских землетрясений, таких как Суматра-2004, Чили-2010, Тохоку-2011, включали косейсмический скачок гравитационного поля, за которым следовали длительные постсейсмические изменения, достигавшие почти такой же амплитуды. Косейсмические скачки поля в результате событий меньшей магнитуды практически незаметны, но после целого ряда землетрясений обнаружен длительный устойчивый рост гравитационных аномалий. Устойчивые изменения гравитационного поля также зарегистрированы после землетрясения в районе г. Сычуань, Китай 05/2008. Был зарегистрирован рост положительной аномалии гравитационного поля после Симуширского землетрясения 11/2006, который начался через несколько месяцев после этого события и по времени совпал с активизацией сейсмичности на продолжении зоны косейсмического разрыва в глубину. Рост гравитационной аномалии во всех перечисленных выше районах указывает на крупномасштабный асейсмический криз в областях, значительно превосходящих по размерам очаговую зону землетрясения. Эти процессы не были выявлены ранее названными методами.

Измерение пространственного и временного изменения гравитационного поля из космоса, вызван-

ного изменениями массы, предоставляет уникальную возможность для исследований массового распределения и улучшения нашего понимания планеты Земля. Результаты миссии GRACE произвели революцию в области исследований гравитационного поля Земли и установили необходимость будущих спутниковых гравитационных миссий [13].

2.3 Миссия GRACE-FO (эксперимент по гравитационному восстановлению и климату)

22.05.2018 г. с базы ВВС Ванденберг на центральном побережье Калифорнии с помощью ракеты Falcon 9 были выведены два орбитальных спутника миссии GRACE-FO [14]. Спутники GRACE-FO продолжают исследование, начатое первоначальной миссией GRACE, которая доказала, что движение воды можно отслеживать с высокой точностью по его воздействию на гравитационное поле Земли. GRACE-FO продолжают регистрировать региональные изменения в гравитации в связи с изменениями в ледниках, грунтовых водах, уровне моря и в нашей планете в целом [15]. Миссия GRACE-FO (также известная как GFO) сосредоточена на поддержании непрерывности данных от GRACE и минимизации любого разрыва данных после GRACE. Основная цель миссии GRACE-FO – продолжить ежемесячное изучение глобальной модели гравитационного поля Земли с высоким разрешением в течение ожидаемой продолжительности 5 лет.

3 ГРАВИТАЦИОННЫЕ ГРАДИЕНТЫ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

3.1 Комбинированная модель GRACE/GOCE для расчета градиентов гравитации

На уровне градиента гравитации была осуществлена комбинация информации со спутников GRACE и GOCE. Поскольку гравитационные градиенты GOCE подвержены длинноволновой ошибке, эта спектральная часть заменена модельными градиентами. Комбинация GOCE и градиентов модели выполняется с наивысшим приоритетом при сохранении наиболее надежной информации GOCE в градиентах. При этом предполагается, что часть средней длины волны также будет получена из наблюдений GOCE (хотя GRACE также может способствовать этому спектральному режиму). Градиенты модели, которые заменяют длинноволновую часть наблюдений GOCE, рассчитываются на основе комбинированной модели GRACE/GOCE, а именно GOCO03 [16]. Эта модель включает 8-летние данные GRACE и 12-месячные данные GOCE. Сравнение последних моделей GOCE только с гравитационным полем и GOCO03 показывает различия между коэффициентами сферических гармоник (что может быть связано с большим весом информации GRACE).

Длинноволновые градиенты, полученные из GOCO03, имеют высокую точность. По сравнению с комбинированными моделями, такими как, например, EIGEN-6C, GOCO03s [17] показывают хорошую

согласованность ошибок. Для комбинированных градиентов градиенты модели и наблюдения GOCE должны быть отфильтрованы вдоль трассы. После выполнения фильтрации наблюдений градиента гравитации может быть установлен полный тензор градиента гравитации, где менее точные компоненты (V_{xy} и V_{yz}) установлены на ноль и заменены чистой информацией о модели. Процедура расчета представлена на рисунке 2 со следующими шагами [17]:

- 1) Вычисляются улучшенные градиенты из комбинации данных GOCE с высоким пространственным разрешением и градиентов на основе GRACE для низкого пространственного разрешения. Данные GOCE являются фильтром верхних частот (HPF), градиенты GRACE – фильтром нижних частот (1-HPF).

- 2) Используется метод удаления-вычисления-восстановления, который минимизирует, например, краевые эффекты в оценочных региональных сетках. Градиенты, полученные из GOCO03, используются для уменьшения улучшенных градиентов.

- 3) Оцениваются остаточные плотности для тессероидов из T_{xx} , T_{yy} , T_{zz} и T_{xz} .

- 4) Прогнозируются T_{zz} в глобальной сферической сетке в 225 км над опорной областью вдали от коммутационной работы региональных сетей, а также оценки шума, используя интегральное уравнение Пуассона.

- 5) Используется синтез сферических гармоник для вычисления градиентных сеток для всех градиентов на 225 км и 255 км над эллипсоидом и добавляется обратно в GOCO03 (этап восстановления) в течение 10 дней.

3.2 Построение вертикального градиента силы тяжести

Для построения вертикального градиента силы тяжести на высоте спутника нами были использованы данные гравитационного градиента с сайта <http://eo-virtual-archive1.esa.int/GOCEGradients.html>. Предоставленные форматы данных задаются двумя основными подмножествами файлов. Сначала GRACE / GOCE измеряли гравитационные градиенты в системе отсчета градиентометра (GRF), а затем градиенты измерялись в системе отсчета, поворачивающейся относительно наземной системы отсчета (TRF), в частности, в сферической локально ориентированной на север системе отсчета (LNOF). Градиенты гравитационного градиента на 225 км и 255 км над эллипсоидом были рассчитаны с использованием в качестве исходных данных градиентов гравитации GRACE-GOCE вдоль орбиты. В каждом ряду вычислительной сети имеются долгота и широта в градусах, а затем V_{xx} , V_{xy} , V_{yz} , V_{zz} , V_{yz} , V_{yy} в E (Eötvös, $1 \text{ E} = 10^{-9} \text{ с}^{-2}$). Высота над эллипсоидом указывается в имени файла. Данные от номинальной миссии были использованы для расчета сеток на 255 км, данные от расширенной пропущенной фазы – для расчета сеток на 225 км.

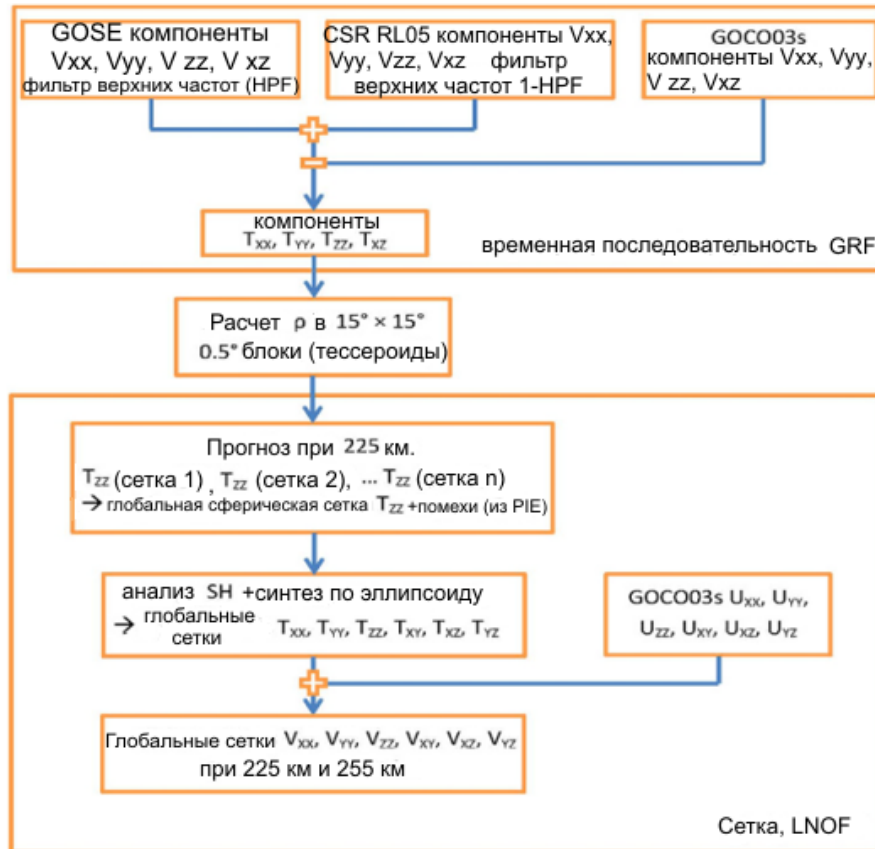


Рисунок 2. Блок-схема вычислительной процедуры для достижения гравитационных градиентных сеток [17]

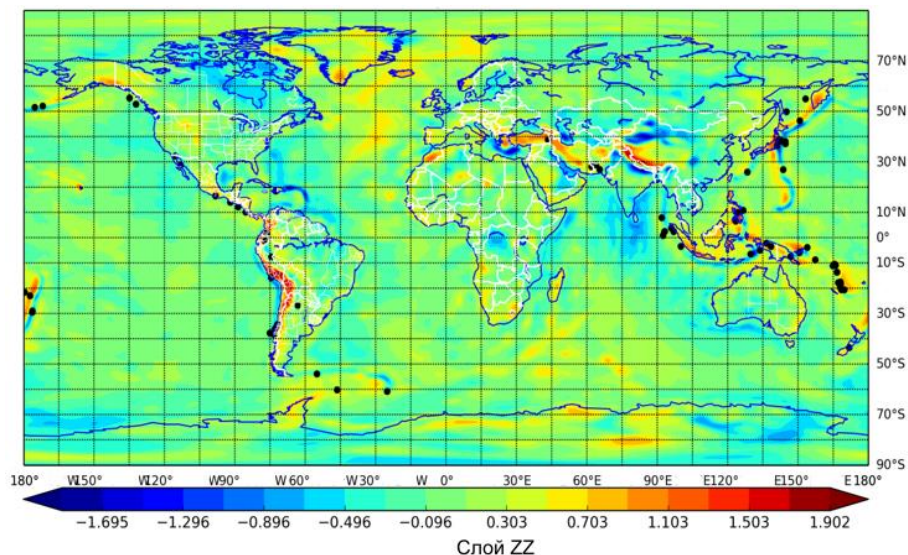


Рисунок 3. Вертикальный градиент силы тяжести с эпицентрами крупных землетрясений

На рисунке 3 приведен построенный вертикальный градиент силы тяжести на поверхности Земли по спутниковым данным на высоте 225 км. Точками обозначены крупные землетрясения с магнитудой > 6 , которые произошли в период 2010–2013 гг. Из рисунка 3 видно, что эпицентры очагов крупных землетрясений коррелируют с расположением зон

резких изменений вертикального градиента силы тяжести.

На рисунке 4 представлены значения гравитационного градиента (Z-компонента) для региона Северного Тянь-Шаня, нанесенные на сетку долгота-широта.

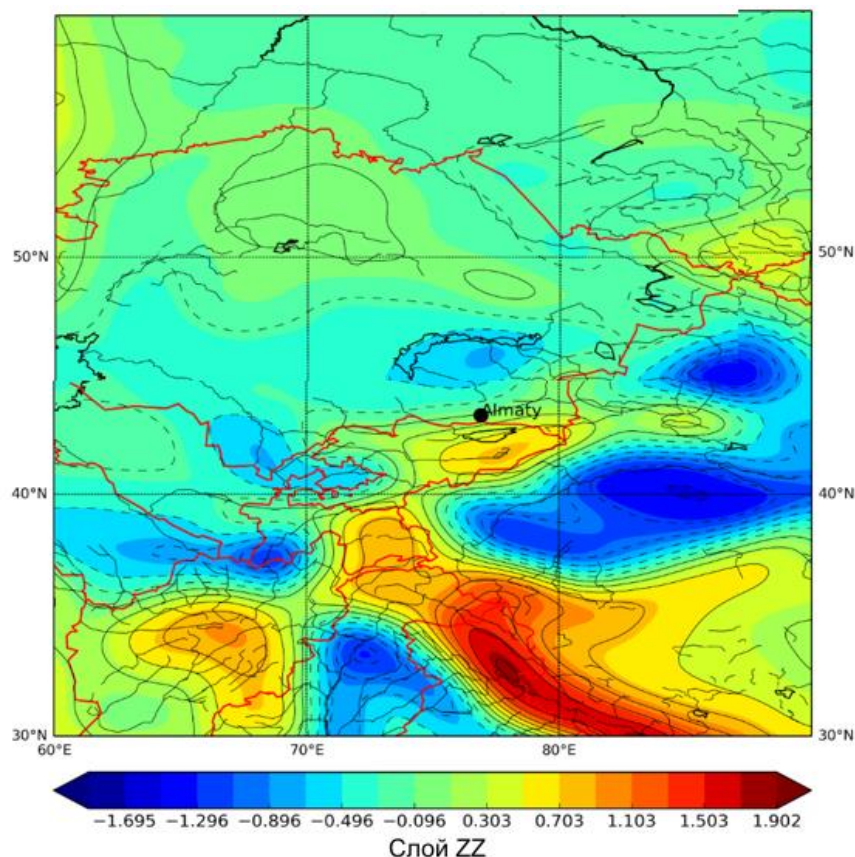


Рисунок 4. Вертикальный гравитационный градиент для региона Северного Тянь-Шаня

Значения вертикального гравитационного градиента получены путем сопоставления данных GOCE/GRACE (Level 2) и модели GOCO03 (http://icgem.gfz-potsdam.de/tom_longtime). Полученные данные отражают модель геоида.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Спутниковые гравитационные данные применены для исследования земной коры сейсмоактивных регионов. В результате обработки гравиметрических данных со спутников GOSE и GRACE получена глобальная гравиметрическая карта вертикального градиента силы тяжести и гравиметрическая карта для региона Северного Тянь-Шаня. Установлено, что эпицентры очагов крупных землетрясений коррелируют с расположением зон резких изменений вертикального градиента силы тяжести.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хаин, В.Е. Гравитационные эффекты перед сильными удаленными землетрясениями / В.Е. Хаин, Э.Н. Халилов // Вестник Международной академии наук (русская секция). Серия физико-технические, химические, точные науки. – 2007. – № 2. – С. 45–52.
2. Zhu, Y. Development and prospect of mobile gravity monitoring and earthquake forecasting in recent ten years in China / Yi. Zhu, F. Liu, G. Zhang, Yu. Xu // Geodesy and Geodynamics. – 2019. – № 10. – С. 485–491.
3. Zhang, G. Gravity changes and crustal deformations before the Menyuan, Qinghai Ms 6.4 earthquake of 2016 Shusong Guo / G. Zhang, Yi. Zhu // Geodesy and Geodynamics. – 2019. – 10. – P. 315–320.
4. ESA's GOCE homepage [Электронный ресурс] – Режим доступа: http://www.esa.int/esalp/esayek1vmoc_lpgoce_0.html, свободный.
5. Steiger, C. Flight operations for GOCE, ESA's gravity mission / C. Steiger [et al] // Proceedings of ESA Living Planet Symposium, Bergen, Norway, 28 June – 2 July 2010. – European Space Agency, 2010. – ISBN 978-92-9221- 250-6.

ВЫВОДЫ

Использование спутниковых гравитационных данных является перспективным направлением наземно-космического мониторинга динамических и квазистатических процессов в очаговых зонах землетрясений. Спутниковые гравитационные данные предоставляют эффективный и экономичный способ картировать гравитационное поле Земли с высокой точностью, позволяющей выявлять гравитационные аномалии в зонах сейсмической активности.

Работа выполнена в рамках проекта 0118PK00799 целевой программы BR05336383 АКК МЦРИАП РК.

6. European Space Agency, "Introducing the "Living Planet" Programme: The ESA Strategy for Earth Observation". SP-1234. – May 1999. – Available: <http://esamultimedia.esa.int/docs/SP-1234.pdf>. [Accessed: May 17, 2011].
7. GRACE mission home page [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www2.csr.utexas.edu/grace/>, свободный.
8. Prolific Earth Gravity Satellites End Science Mission. NASA/JPL [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://ru.wikipedia.org/wiki/grace#cite>, свободный.
9. Уласович, К. Спутники GRACE прекратят изучение гравитационного поля Земли [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://nplus1.ru/news/2017/10/28/grace-mission>, свободный.
10. Re-Entry: GRACE-2 – Spaceflight101 [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://spaceflight101.com/re-entry/re-entry-grace-2/>, свободный.
11. Re-Entry: GRACE 1 – Spaceflight101 [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://spaceflight101.com/re-entry/re-entry-grace-1/>, свободный.
12. Михайлов, В.О. Крупномасштабный сейсмический кризис в областях сильных землетрясений по данным спутников ГРЕЙС о временных вариациях гравитационного поля / В.О. Михайлов, М. Диаман, А.А. Любушин, Е.П. Тимошкина, С.А. Хайретдинов // Физика земли. – 2016. – № 5. – С. 70–81. DOI: 10.7868/S0002333716040050.
13. Iridium buys eighth Falcon 9 launch, shares with Earth science mission. Space News (31 January 2017) [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://spacenews.com/iridium-buys-eighth-falcon-9-launch-shares-with-earth-science-mission/>, свободный.
14. [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://gracefo.jpl.nasa.gov/news/143/grace-fo-first-science-data-now-available/>, свободный.
15. Measuring Earth's Surface Mass and Water Changes [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://gracefo.jpl.nasa.gov>, свободный.
16. Mayer-Gürr, T. The new combined satellite only model GOCO03s / T.Mayer-Gürr [et al.] // Presented at the International Symposium on Gravity, Geoid and Height Systems, Venice, Italy. – 2012.
17. Bouman, J. Satellite gravity gradient grids for geophysics / J. Bouman, J.Ebbing, M.Fuchs, J.Sebera [et al.] //Scientific Reports | 6:21050 | DOI: 10.1038/srep21050.

ЖЕРСЕРІКТІК ГРАВИТАЦІЯЛЫҚ ДЕРЕКТЕРДІ ӨНДЕУ НЕГІЗІНДЕ СЕЙСМИКАЛЫҚ БЕЛСЕНДІ АЙМАҚТАРДЫҢ МОНИТОРИНГІ

А.С. Ким, Ю.Г. Литвинов, А.Б. Андреев, В.И. Капютин

Ұлттық ғарыштық зерттеулер мен технологиялар орталығының Ионосфера институты», Алматы, Қазақстан

Гравиметриялық деректерді өңдеу нәтижелері бойынша GOSE және GRACE жерсеріктердің ауырлық күшінің тік градиентінің жаһандық гравиметриялық картасы және Солтүстік Тянь-Шань аймағы үшін гравиметриялық карта алынды. Жерсеріктің биіктігінде ауырлық күшінің тік градиентін құру кезінде еуропалық ғарыш агенттігінің сайтынан гравитациялық градиенттің деректері пайдаланылды. Гравитациялық градиент мәліметтерінің ұсынылған форматтары екі негізгі файлдар жиынтығымен берілген: гравитациялық градиенттер градиентометрді есептеу жүйесінде (GRF) және градиенттерді есептеу жүйесінде жер үсті есептеу жүйесіне (TRF) қатысты бұрылатын, атап айтқанда, Солтүстік есептеу жүйесінде (LNOF) сфералық жергілікті бағытталған. Гравитациялық градиенттің градиенттері 225 км және эллипсоидтің үстінен 255 км-ге орбитаның бойымен GRACE-GOCE гравитация градиенттерінің кіріс деректері ретінде есептелген. Жерсеріктік гравитациялық деректер сейсмикалық белсенді аймақтарды талдау үшін қолданылған. Зерттеу нәтижесінде ірі жер сілкінулер ошақтарының эпицентрлері ауырлық күшінің тік градиентінің күрт өзгеру аймақтарын орналастыра отырып, корреляцияланады.

MONITORING OF SEISMOACTIVE ZONES BASED ON PROCESSING OF SATELLITE GRAVITATIONAL DATA

A.S. Kim, Yu.G. Litvinov, A.B. Andreyev, V.I. Kaputin

Institute of Ionosphere of National Center for Space Research and Technology, Almaty, Kazakhstan

As a result of the processing of gravimetric data from the GOSE and GRACE satellites, a global gravimetric map of the vertical gradient of gravity and a gravimetric map for the Northern Tien Shan region were obtained. In constructing the vertical gradient of gravity at the height of the satellite, the data of the gravitational gradient from the website of the European Space Agency were used. The provided gravitational gradient data formats are defined by two main subsets of files: a subset of gravitational gradients in the gradiometer reference system (GRF) and a subset of gradients in the reference system that rotates relatively to the ground reference system (TRF), in particular, in a spherical locally north-oriented reference system (LNOF). The gradients of the gravitational gradient 225 km and 255 km above the ellipsoid were calculated using GRACE-GOCE gravity gradients along the orbit as input. Satellite gravity data are used to analyze seismically active zones. As a result of studies, it was found that the epicenters of the centers of large earthquakes correlate with the location of the zones of sharp changes in the vertical gradient of gravity.

УДК 550.34

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В ОКРЕСТНОСТЯХ ТОКИО: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

¹⁾ Копничев Ю.Ф., ²⁾ Соколова И.Н.

¹⁾ *Институт физики Земли Российской Академии наук, Москва, Россия*

²⁾ *Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан*

Рассматриваются некоторые характеристики сейсмичности в окрестностях столицы Японии Токио. Установлено, что в 1976–2018 гг. здесь сформировались две пары кольцевых структур сейсмичности на глубинах 0–33 и 34–70 км. Кольцевые структуры, как и в других зонах субдукции, формируются перед сильными землетрясениями, они характеризуются пороговыми значениями магнитуд ($Mn1$ и $Mn2$, соответственно), а также длинами больших осей (L и l). Первая пара колец, расположенная к югу от Токио, частично пересекается с афтершоковой зоной Великого землетрясения Канто 1923 г. ($Mw=7,9$), а вторая находится к востоку от мегаполиса. Ранее были построены корреляционные зависимости параметров $Mn1$ и $Mn2$ от магнитуд Mw главных событий для запада Тихого океана. С использованием этих зависимостей оценены магнитуды возможных сильных землетрясений: $Mw=7,9\pm0,1$ и $8,1\pm0,1$ для двух указанных областей, соответственно. Предполагается, что в ближайшие годы наиболее вероятно сильное землетрясение к востоку от Токио, поскольку в последнее десятилетие в области неглубокого кольца сейсмичности резко выросла скорость сейсмотектонической деформации.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие установлено, что перед большинством сильных и сильнейших неглубоких землетрясений ($Mw\geq 7,0$; $h<\sim 40$ км) в зонах субдукции формируются кольцевые структуры сейсмичности [1–7]. Как правило, такие структуры, имеющие форму, близкую к эллипсам, образуются в двух диапазонах глубин: 0–33 и 34–70 км. Они характеризуются пороговыми значениями магнитуд (соответственно $Mn1$ и $Mn2$), а также длинами больших осей (L и l). Длительность формирования таких структур в подавляющем большинстве случаев не превышает 45 лет, в среднем она близка к 25–30 годам [4, 6, 7]. Полученные данные могут быть использованы для определения мест и оценки магнитуд готовящихся сильных землетрясений, а также, возможно, для их среднесрочного прогноза. Примеры успешного прогноза мест и магнитуд Великого землетрясения Тохoku 11.03.2011 г. ($Mw=9,1$) в северо-восточной Японии, а также землетрясения Икике 01.04.2014 г. ($Mw=8,2$) в северном Чили приведены в [4, 6]. В настоящей статье с этой же целью рассматриваются некоторые характеристики сейсмичности в районе центральной Японии (к востоку и юго-востоку от очага Великого землетрясения Канто, в окрестностях мегаполиса Токио).

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

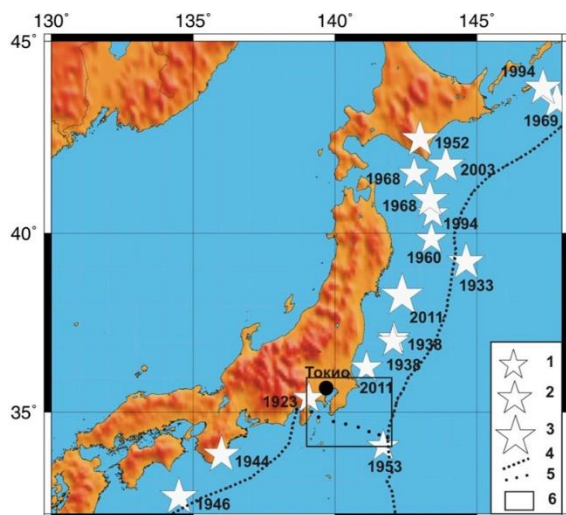
В рассматриваемом районе Тихоокеанская плита погружается под северо-восточную Японию со средней скоростью ~ 70 мм/год. К юго-западу от Японского глубоководного желоба находится желоб Нанкай, маркирующий зону субдукции плиты Филиппинского моря, которая погружается под юго-западную Японию (рисунок 1). Начиная с 1900 г. в районе Японии, между 32° и 44° N произошло 17 неглубоких ($h<50$ км) землетрясений с $Mw\geq 7,8$ [8] (рисунок 1,

таблица). До 2011 г. наиболее сильным зарегистрированным событием здесь было землетрясение Сан-рику-оки 1933 г. ($Mw=8,4$), имевшее механизм типа сброса, которое произошло к востоку от Японского желоба. Интересно, что до 2011 г. все события субдукционного типа с $Mw\geq 8,0$ в районе Японии происходили к северу от 40° или к югу от 35° N, в связи с чем японские сейсмологи даже предполагали, что к востоку от о-ва Хонсю в районе между указанными широтами в принципе не могут происходить столь сильные землетрясения, связанные с погружением Тихоокеанской плиты [9]. По этой причине Великое землетрясение Тохoku 11.03.2011 г. ($Mw=9,1$) явилось для них полной неожиданностью.

Таблица. Сильные землетрясения в районе Японии

Дата	φ°	λ°	h , км	Mw
01.09.1923	35,40	139,08	35	7,9
02.03.1933	39,22	144,62	35	8,4
05.11.1938	37,01	142,04	35	7,9
05.11.1938	37,11	142,08	35	7,8
07.12.1944	33,75	136,00	15	8,1
20.12.1946	32,50	134,50	15	8,1
04.03.1952	42,50	143,00	45	8,1
25.11.1953	34,00	141,70	33	7,9
20.03.1960	39,85	143,40	35	7,8
16.05.1968	40,90	143,35	26	8,3
16.05.1968	41,60	142,79	11	7,8
11.08.1969	43,48	147,82	46	8,2
04.10.1994	43,83	147,33	33	8,3
28.12.1994	40,54	143,44	16	7,8
25.09.2003	41,82	143,91	27	8,3
11.03.2011	38,30	142,37	29	9,1
11.03.2011	36,28	141,11	43	7,9

По официальным данным в результате этого события и последовавшего за ним мощнейшего цунами погибло около 16 тыс. человек. Отметим, что последнее достаточно сильное сейсмическое событие (Великое землетрясение Канто) в близких окрестностях Токио произошло 01.09.1923 г. ($M_w=7,9$). Во время этого события в районе Токио и его окрестностях погибли или пропали без вести более 700 тысяч человек. После него прошло уже почти 100 лет, что позволяет предполагать подготовку здесь нового сильного землетрясения [10].



Мм: 1 – 7,8–8,0; 2 – 8,1–8,4; 3 – 9,1; 4 – глубоководный желоб; 5 – граница плиты Филиппинского моря (здесь и ниже); 6 – область, в которой анализировалась сейсмичность

Рисунок 1. Район исследований. Эпицентры сильных землетрясений ($M_w \geq 7,8$) с начала XX-го века

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

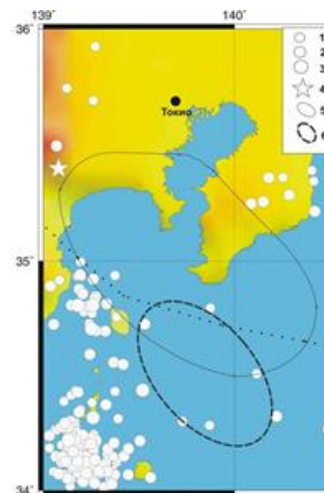
Использовались каталоги Геологической службы США USGS (за период 01.01.1973–01.10.2018 гг.). Рассматривались характеристики сейсмичности в районе, ограниченном координатами 34°–36° N и 139°–142° E, в области столицы Японии г. Токио, а также к югу и востоку от нее.

Методика выделения кольцевых структур подробно описана в [6, 7]. Здесь мы только отметим, что изучались характеристики сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0–33 и 34–70 км. В каждом диапазоне находились наибольшие пороговые значения магнитуд (соответственно $Mn1$ и $Mn2$), для которых выделялись кольцевые структуры. Кроме пороговых значений магнитуд, структуры характеризуются также длинами больших осей (соответственно L и l).

АНАЛИЗ ДАННЫХ

На рисунке 2 показаны элементы неглубокой ($h=0$ –33 км) сейсмичности, проявившейся в области, ограниченной координатами 34–36° N, 139,0–140,5° E. Здесь в период 1976–2000 гг. сформировалась небольшая кольцевая структура, вытянутая в запад-северо-западном направлении ($Mn1=4,8$;

$L \sim 80$ км) и расположенная в основном в районе Филиппинской плиты. Максимальная магнитуда ($M=6,0$) соответствует событию, произошедшему в 1986 г. Заметим, что сумма магнитуд землетрясений, произошедших в единицу времени, может служить грубой оценкой скорости сейсмотектонической деформации (СТД). Из рисунка 3 следует, что наибольшие скорости СТД в области кольца сейсмичности наблюдались в 1986–1989 гг.



1 – $M=4,8$ –4,9; 2 – $M=5,0$ –5,9; 3 – $M=6,0$ –6,9; 4 – эпицентры сильных землетрясений ($M_w \geq 7,8$); 5 – афтершоковая зона Великого землетрясения Канто; 6 – неглубокая кольцевая структура (здесь и ниже). Другие обозначения – на рисунке 1

Рисунок 2. Элементы неглубокой сейсмичности в первой области

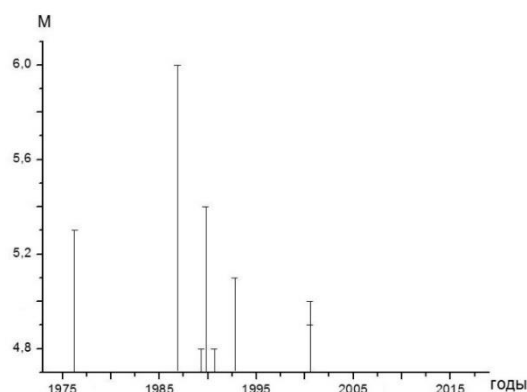
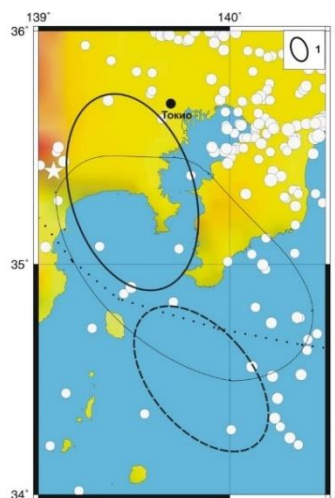


Рисунок 3. Зависимость магнитуд землетрясений от времени в области кольцевой структуры

Рисунок 4 иллюстрирует характеристики относительно глубоководной сейсмичности ($h=34$ –70 км) в рассматриваемой области. В данном случае к северу от неглубокой проявилась более крупная кольцевая структура ($Mn2=4,6$; $l \sim 100$ км), вытянутая в субмеридиональном направлении. Структура сформировалась в 1976–2016 гг., наибольшая магнитуда ($M=5,4$) соответствует землетрясению 1982 г. (рисунок 5). Кольца сейсмичности почти касаются друг друга на границе Филиппинской плиты. Следует за-

метить, что глубокая кольцевая структура в значительной степени пересекается с афтершоковой зоной Великого землетрясения Канто 01.09.1923 г.



○ – $M=4,7-4,9$. 1 – глубокая кольцевая структура (здесь и ниже).
Другие обозначения – на рисунке 2

Рисунок 4. Элементы глубокой сейсмичности
в первой области

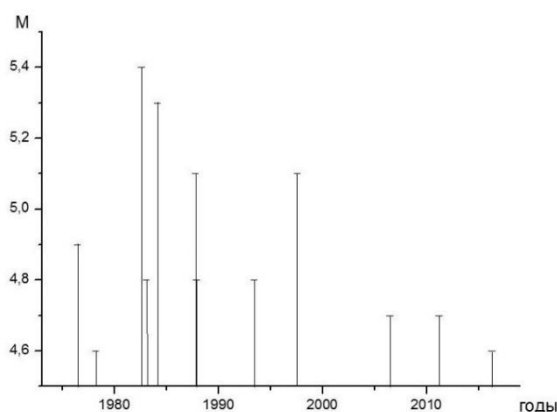
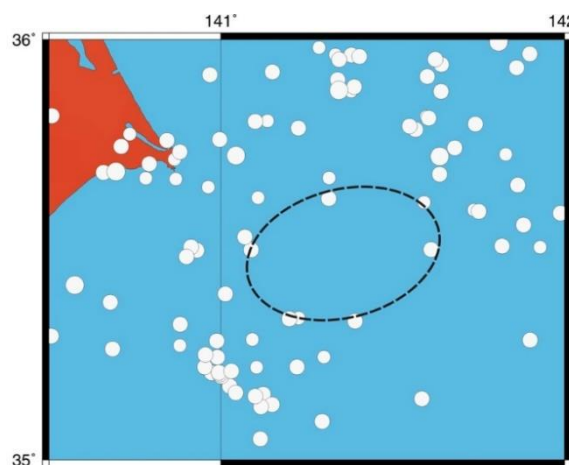


Рисунок 5. Зависимость магнитуд землетрясений
от времени в области кольцевой структуры

На рисунке 6 показаны элементы неглубокой сейсмичности в области, расположенной к востоку от Токио и ограниченной координатами $35-36^\circ$ N, $140,5-142,0^\circ$ E. Здесь четко проявилось небольшое кольцо сейсмичности ($Mn1=4,9$; $L\sim 50$ км), вытянутое в субширотном направлении. Структура образовалась в 1988–2018 гг., наиболее сильное событие произошло в 1988 г. ($M=5,7$). Из рисунка 7 следует, что зависимость $M(T)$ в данном случае имеет U-образную форму, при этом скорости СТД в области структуры резко выросли в 2011–2018 гг.

Рисунок 8 иллюстрирует характеристики сейсмичности на глубинах 34–70 км. На рисунке выделяется малая ($Mn2=4,8$; $L\sim 25$ км) кольцевая структура, ориентированная в меридиональном направлении. Структура сформировалась в 1977–2018 гг., наибольшая магнитуда соответствует землетрясению 1996 г. ($M=6,2$, см. рисунок 9). Мелкое и глубокое кольца

сейсмичности пересекаются в области между $141,1$ и $141,2^\circ$ E. Отметим, что кольцевые структуры находятся поблизости от южной окраины очаговой зоны Великого землетрясения Тохoku 11.03.2011 г.



○ – $M=4,9$. Другие обозначения – на рисунке 2

Рисунок 6. Элементы неглубокой сейсмичности
во второй области

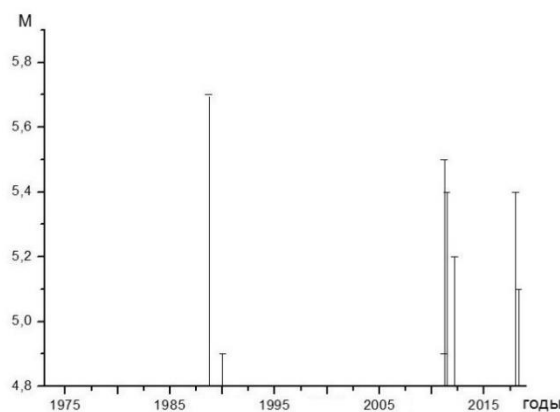
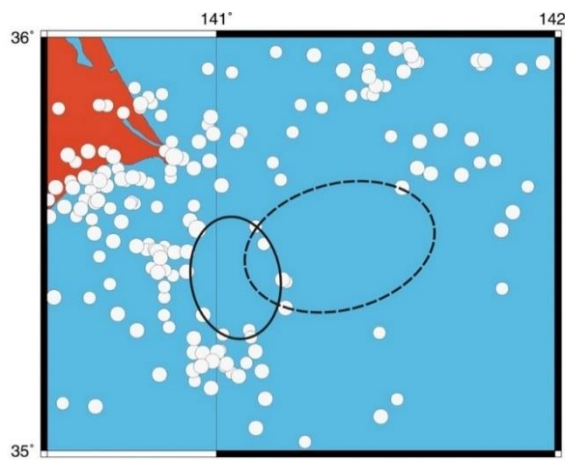


Рисунок 7. Зависимость магнитуд землетрясений от
времени в области кольцевой структуры



○ – $M=4,8-4,9$. Другие обозначения – на рисунках 2, 4

Рисунок 8. Элементы глубокой сейсмичности
во второй области

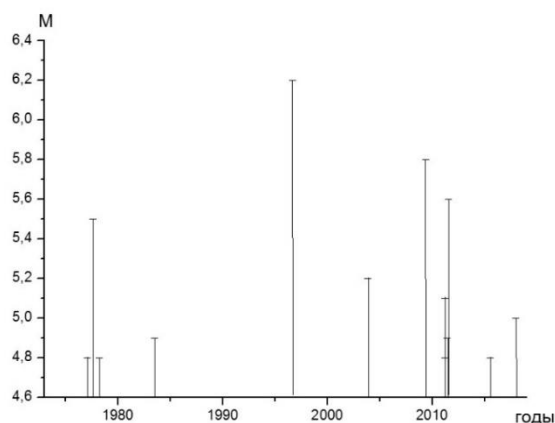


Рисунок 9. Зависимость магнитуд землетрясений от времени в области кольцевой структуры

Оценка магнитуд сильных землетрясений по параметрам кольцевых структур. Для этих целей использованы корреляционные зависимости пороговых значений магнитуд от энергии главных событий, полученные в [7] для зон субдукции на западе Тихого океана:

$$Mn1 = -1,88 + 0,85 M_w, r = 0,89, \quad (1)$$

$$Mn2 = -0,95 + 0,70 M_w, r = 0,94, \quad (2)$$

где r – коэффициент корреляции.

Отметим, что указанные выражения достаточно близки к аналогичным зависимостям, полученным для востока Тихого океана [7]. Из формул (1) и (2) с учетом полученных выше величин $Mn1$ и $Mn2$ следует, что первая пара колец сейсмичности может соответствовать подготовке землетрясения с $M_w = 7,9 \pm 0,1$. Для второй пары колец, проявившейся к 2018 г., по указанным формулам прогнозируется несколько большая магнитуда возможного события: $M_w = 8,1 \pm 0,1$.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что в окрестностях Токио, на расстояниях примерно до 150 км от мегаполиса, начиная с 1976 г. формируются две пары кольцевых структур сейсмичности в двух диапазонах глубин. В [1–7] показано, что такие структуры обычно проявляются в различных зонах субдукции перед сильными и сильнейшими землетрясениями. При этом эпицентры большинства таких событий находятся вблизи областей пересечения или наибольшего сближения мелких и глубоких кольце-

вых структур. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что мелкие кольца оконтуривают жесткие блоки литосферы, а глубокие – относительно маловязкие блоки [3, 5]. На границах обоих типов блоков происходит подъем глубинных флюидов, о чем свидетельствует достаточно высокая сейсмичность по отношению к внутренним частям блоков (как показано в [11–18], подъем флюидов в литосфере сейсмоактивных районов происходит, в первую очередь, в результате землетрясений). В областях пересечения или наибольшего сближения мелких и глубоких колец сейсмичности достигается наибольшая мощность двухфазного слоя с присутствием заметной доли флюидов. В случае, если флюиды формируют связную сеть, на кровле такого слоя наблюдается концентрация напряжений, причем уровень избыточных напряжений пропорционален мощности слоя [19, 20]. Концентрация напряжений и может приводить к подвижке при сильном землетрясении. Следует заметить, что формирование кольцевых структур служит отражением процессов самоорганизации геологических систем, в конечном счете приводящих к уменьшению потенциальной энергии Земли [21].

Полученные данные позволяют предполагать, что к югу и востоку от мегаполиса Токио могут готовиться сильные сейсмические события. Вместе с тем, как показано в [3–7, 18], во многих случаях наблюдается резкий рост скорости СТД в областях мелких кольцевых структур в течение ~10–15 лет до сильных землетрясений, которым они соответствуют. Учитывая это обстоятельство, можно предполагать, что в ближайшие годы наиболее вероятно сильное сейсмическое событие с $M_w \sim 8$ к востоку от Токио, где сформировалась вторая пара колец сейсмичности. Об этом же может свидетельствовать и отсутствие в этой области достаточно сильных землетрясений в течение, по-видимому, нескольких сотен лет [10] (в отличие от первой области, где произошло Великое землетрясение Канто 1923 г.).

По аналогии с данными по многим событиям в зонах субдукции можно ожидать, что эпицентр такого землетрясения будет располагаться вблизи одной из областей пересечения мелкого и глубокого колец. В этих областях целесообразно проводить мониторинг различных геофизических и геохимических полей с целью среднесрочного прогноза возможного сильного сейсмического события.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2009. – Т. 425, № 4. – С. 539–542.
2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2009. – Т. 429, № 1. – С. 106–109.
3. Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. – 2010. – № 6. – С. 34–51.
4. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. ($M_w = 9,0$) в районе северо-восточной Японии / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440, № 2. – С. 246–249.

5. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе очага землетрясения Мауле (Чили, 27.02.2010, $M_w=8.8$) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические исследования. – 2011. – Т. 12, № 3. – С. 22–33.
6. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в районе северного Чили и успешный прогноз места и магнитуды землетрясения Икике 01.04.2014 г. ($M_w=8.2$) / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2015. – Вып. 4. – С. 153–159.
7. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся перед сильными и сильнейшими землетрясениями на западе и востоке Тихого океана / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2018. – Т. 17, № 1. – С. 109–124.
8. Engdahl, E. Global seismicity: 1990 - 1999. In: Earthquake & engineering seismology. Part A. / E. Engdahl, A. Villaseñor // Academic Press. An imprint of Elsevier Science. – 2002. – P. 665–690.
9. Goldfinger, C. Superquakes and supercycles / C. Goldfinger, Ya. Ikeda, R. Yeats, J. Ren // Seismol. Res. Lett. – 2013. – V. 84, N 1. – P. 24–32.
10. Rikitate, T. Assessment of earthquake hazard in the Tokyo area, Japan / T. Rikitate // Tectonophysics. – 1991. – V. 199, N 1. – P. 121–131.
11. Husen, S. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile / S. Husen, E. Kissling // Geology. – 2001. – V. 29, N 9. – P. 847–850.
12. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли. – 2003. – № 5. – С. 73–86.
13. Копничев, Ю.Ф. Подъем мантийных флюидов в районах очагов сильных землетрясений и крупных разломных зон: геохимические свидетельства / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2005. – Вып. 2. – С. 147–155.
14. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения короткопериодных S-волн в районе Гиндукуша и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. – 2018. – № 6. – С. 70–79.
15. Yamazaki, T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab / T. Yamazaki, T. Seno // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108. – N B4. doi: 10.1029/2002JB001918.
16. Ogawa, R. Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman earthquake by mantle water diffusion / R. Ogawa, K. Heki // Geophys. Res. Lett. – 2007. – V. 34. – L06313. doi: 10.1029/2007GL029340.
17. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в сейсмически активных и слабосейсмичных районах / Ю.Ф. Копничев, Д.Д. Гордиенко, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. – 2009. – № 1. – С. 49–64.
18. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в районе Южной Калифорнии: возможная подготовка сильного землетрясения в окрестностях г. Лос-Анджелес / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2017. – Т. 16, № 1. – С. 42–54. – DOI 10.21455/GPB2017.1-3.
19. Каракин, А.В. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы / А.В. Каракин, Л.И. Лобковский // ДАН СССР. – 1982. – Т. 268, № 2. – С. 324–329.
20. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T. Gold, S. Soter // Pure Appl. Geophys. – 1984/1985. – V. 122. – P. 492–530.
21. Летников, Ф.А. Синергетика геологических систем / Ф.А. Летников. – Новосибирск: Наука. – 1992. – 229 с.

ТОКИО МАҢАЙЫНДАҒЫ СЕЙСМИКАЛЫҚТЫҢ ШЕҢБЕРЛІ ҚҰРЫЛЫМДАРЫ: ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУГЕ ЫҚТИМАЛ ДАЙЫНДЫҚ

¹⁾ Ю.Ф. Копничев, ²⁾ И.Н. Соколова

¹⁾ *Ресей Ғылыми академиясының жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей*

²⁾ *Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

Жапония астанасы Токио маңайындағы сейсмикалықтың кейбір сипаттамалары қарастырылады. 1976–2018 жж. мұнда 0–33 және 34–70 км тереңдіктерде сейсмикалықтың екі шеңберлі құрылымдары қалыптасқандығы белгілі болды. Шеңберлі құрылымдар субдукцияның басқа аймақтарындағыдай қатты жерсілкінулер алдында қалыптасады, олар магнитуданың төменгі шектік мәндерімен ($Mn1$ және $Mn2$, тиісті), сондай-ақ үлкен өс ұзындықтарымен (L және l) сипатталады. Токиодан оңтүстікке қарай орналасқан шеңбердің бірінші данасы жартылай 1923 ж. Канто Ұлы жерсілкірудің ($M_w=7,9$) кейінгі дүмпу аймағымен қиылысады, ал екіншісі мегаполистен шығысқа қарай орналасқан. Бұрын Тынық мұхиттың батысы үшін бас оқиғалардың магнитудаларынан $M_w Mn1$ және $Mn2$ параметрлерінің корреляциялық тәуелділіктері құрылған болатын. Осы тәуелділіктерді пайдалана отырып, болуы мүмкін қатты жерсілкінулердің магнитудалары бағаланды: $M_w=7,9\pm 0,1$ және $8,1\pm 0,1$ екі аймаққа тиісті көрсетілген. Таяудағы жылдары Токиодан шығысқа қарай қатты жерсілкіну болуы мүмкін деп болжау жасалады, себебі соңғы онжылдықта сейсмикалықтың терең емес шеңбері аймағында сейсмостектоникалық деформацияның жылдамдығы тез өсуде.

**RING-SHAPED SEISMICITY STRUCTURES IN VICINITY OF TOKYO:
POSSIBLE PREPARATION FOR GREAT EARTHQUAKE**

¹⁾ Yu.F. Kopnichev, ²⁾ I.N. Sokolova

¹⁾ *Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²⁾ *Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan*

We have been studying some seismicity characteristics in the vicinity of Japanese capital, Tokyo. It was established that two pairs of ring-shaped seismicity structures at depths of 0–33 and 34–70 km have been formed here in 1976–2018. Ring-shaped structures, as in the other subduction zones form prior to large and great earthquakes. They are characterized by threshold magnitude values ($Mt1$ and $Mt2$ correspondingly) as well as big axes lengths (L and l). The first ring pair, located mainly to the south of Tokyo, intersects partly with the rupture zone of the Great Kanto earthquake of 1923 ($M_w 7.9$), and the second one is to the east of the city. Earlier we have found correlation dependences of parameters $Mt1$ and $Mt2$ on magnitudes M_w of the main events for the west of the Pacific. Using these dependences we estimated magnitudes of possible great earthquakes: $M_w 7.9 \pm 0.1$ and 8.1 ± 0.1 for the two areas mentioned correspondingly. It is supposed that in the near years the great earthquake is most probable to the east of Tokyo, because a rate of seismotectonic deformation has increased sharply in the area of the ring structure during the last decade.

УДК 550.34

КОЛЬЦЕВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЗНЫХ ДИАПАЗОНАХ ГЛУБИН ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ И СИЛЬНЕЙШИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ ТИХОГО ОКЕАНА

¹⁾ Копничев Ю.Ф., ²⁾ Соколова И.Н.

¹⁾ Институт физики Земли Российской Академии наук, г. Москва, Россия

²⁾ Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Рассматриваются некоторые характеристики сейсмичности на глубинах до 110 км перед сильными и сильнейшими землетрясениями ($M_w=7,0-9,0$) в зонах субдукции Тихого океана. Показано, что перед сильными событиями с гипоцентрами на глубинах 10–40 и 42–110 км, которые условно названы неглубокими и глубокими, соответственно, в течение нескольких десятков лет формируются кольцевые структуры сейсмичности в трех диапазонах глубин: 0–33, 34–70 и 71–110 км. Структуры характеризуются пороговыми величинами магнитуд (соответственно $Mn1$, $Mn2$ и $Mn3$). Проведен анализ разностей величин $Mn1 - Mn2$, $Mn2 - Mn3$ и $Mn1 - Mn3$. Установлено, что параметры $Mn2 - Mn3$ и $Mn1 - Mn3$ значительно выше для неглубоких сильных землетрясений по сравнению с глубокими. Кроме того, выявлены различия средних величин $Mn1 - Mn2$ на западе и востоке Тихого океана. Предполагается, что формирование колец сейсмичности связано с дегидратацией пород погружающихся плит и с миграцией глубинных флюидов. Полученные данные позволяют прогнозировать глубины готовящихся сильных событий по характеристикам кольцевых структур.

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие установлено, что перед сильными и сильнейшими неглубокими землетрясениями (на глубинах до ~40 км) в зонах субдукции, как правило, формируются кольцевые структуры сейсмичности [1–7]. Эти структуры, выявленные в двух диапазонах глубин (0–33 и 34–70 км), обычно имеют форму эллипсов, они характеризуются пороговыми значениями магнитуд ($Mn1$ и $Mn2$), а также длинами больших осей ($L1$ и $L2$). Для зон субдукции в районе Суматры, а также на западе и востоке Тихого океана получены корреляционные зависимости $Mn1(Mw)$, $Mn2(Mw)$, $lgL1(Mw)$ и $lgL2(Mw)$, где Mw – магнитуды главных событий, перед которыми проявились кольцевые структуры. Информация о параметрах колец сейсмичности позволяет определять области подготовки сильных землетрясений, а также прогнозировать их энергию [2, 4, 6, 7]. Вместе с тем до сих пор не было известно о формировании кольцевых структур в других диапазонах глубин, а также перед сильными событиями с очагами, расположенными на больших глубинах. В настоящей работе рассматриваются такие данные для зон субдукции на западе и востоке Тихого океана.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

Использованы каталоги NEIC (Геологической службы США) начиная с 1973 г. Обработывались данные о сейсмичности перед 14 сильными неглубокими ($M_w=7,7-9,0$, $h_0 \leq 40$ км) и 16 относительно глубокими ($M_w=7,0-8,2$, $h_0=42-110$ км) землетрясениями (таблицы 1, 2).

Методика выделения кольцевых структур описана в [7, 8]. Здесь мы только заметим, что ранее выделялись структуры в двух диапазонах глубин: 0–33 и 34–70 км.

Таблица 1. Параметры кольцевых структур, сформировавшихся перед сильными и сильнейшими неглубокими землетрясениями

Дата	долгота	широта	M_w	h_0 , км	$Mn1$	$Mn2$	$Mn3$
04.10.1994	43,83	147,33	8,3	33	5,0	5,1	4,6
23.06.2001	-16,27	-73,64	8,4	33	5,0	5,2	4,7
17.11.2003	51,15	178,65	7,8	33	4,8	4,6	4,1
15.11.2006	46,59	153,27	8,3	10	5,2	4,7	3,9
15.08.2007	-13,39	-76,60	8,0	39	5,0	5,0	4,1
14.11.2007	-22,25	-69,89	7,7	40	4,9	4,7	4,1
29.09.2009	-15,49	-172,10	8,1	18	5,0	4,8	4,5
07.10.2009	-12,52	166,38	7,8	35	4,8	4,6	4,2
27.02.2010	-36,42	-72,90	8,8	23	5,0	5,0	4,5
11.03.2011	38,30	142,37	9,0	29	5,9	5,4	4,4
06.02.2013	-10,80	165,11	8,0	24	5,0	4,7	4,1
01.04.2014	-19,61	-70,77	8,2	25	5,0	4,8	4,4
16.09.2015	-31,57	-71,67	8,3	22	5,2	5,3	4,5
08.12.2016	-10,68	161,33	7,8	40	5,0	4,7	4,2

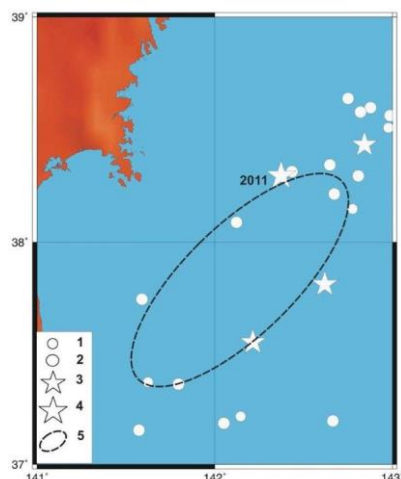
Таблица 2. Параметры кольцевых структур, сформировавшихся перед сильными и сильнейшими глубокими землетрясениями

Дата	долгота	широта	M_w	h_0 , км	$Mn1$	$Mn2$	$Mn3$
02.09.1992	11,74	-87,34	7,7	45	4,7	4,8	4,6
08.06.1993	51,22	157,83	7,5	71	4,5	4,7	4,3
30.07.1995	-23,34	-70,29	8,0	46	5,0	4,9	4,7
04.01.1998	-22,25	171,01	7,5	100	4,5	4,9	4,7
30.01.1998	-23,91	-70,21	7,1	42	4,5	4,4	4,1
06.02.1999	-12,82	166,78	7,3	90	4,3	4,3	4,3
13.01.2001	13,05	-88,66	7,7	60	5,0	4,8	4,8
09.09.2005	-4,54	153,47	7,6	90	4,5	4,8	5,0
03.05.2006	-20,19	-174,12	8,0	55	5,0	4,8	4,5
07.10.2009	-13,01	166,51	7,7	45	4,7	4,8	4,8
24.06.2011	52,05	-171,84	7,3	52	4,0	4,0	-
19.04.2014	-6,76	155,02	7,5	43	4,6	4,7	4,8
23.06.2014	51,85	178,74	7,9	109	4,5	4,8	4,8
17.12.2016	-4,51	153,52	7,9	95	5,1	4,8	5,0
08.09.2017	15,02	-93,90	8,2	47	4,7	4,4	4,4
30.11.2018	61,35	-149,96	7,0	47	4,0	4,2	4,0

В отличие от этого в настоящей статье рассматриваются также элементы сейсмичности в диапазоне 71–110 км (соответствующие параметры кольцевых структур обозначаются как $Mn3$ и $L3$). В [7] получены корреляционные зависимости различных параметров колец сейсмичности от магнитуд Mw главных событий для зон субдукции Тихого океана; при этом установлено, что для западного региона достаточно высокая корреляция наблюдается лишь для пороговых значений магнитуд. Исходя из этого, здесь проводится статистический анализ только для величин $Mn1$, $Mn2$ и $Mn3$.

АНАЛИЗ ДАННЫХ

В [7] выделены кольцевые структуры сейсмичности, сформировавшиеся перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. ($Mw=9,0$) в диапазонах глубин 0–33 и 34–70 км. На рисунках 1 и 2 представлены данные о сейсмичности в районе северо-восточной Японии, предшествующей землетрясению Тохоку 11.03.2011 г.

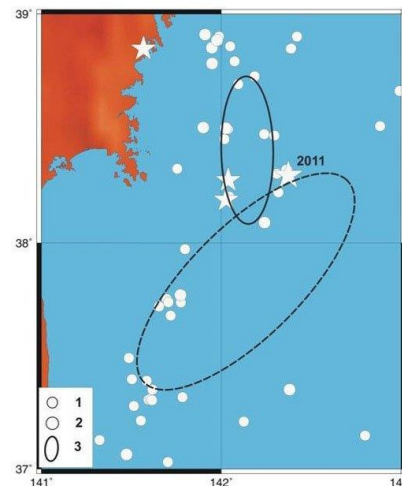


Эпицентры землетрясений: 1 – $M=5,9$; 2 – $M=6,0-6,9$; 3 – $Mw=7,0-7,9$; 4 – $Mw=9,0$ (указан год); 5 – кольцевая структура

Рисунок 1. Элементы сейсмичности на глубинах 0–33 км перед Великим землетрясением Тохоку 11.03.2011 г.

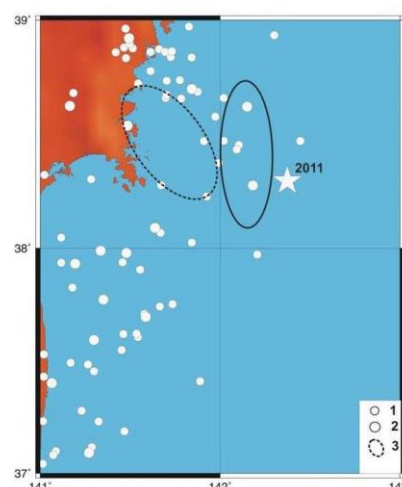
Видно, что перед этим событием сформировались кольцевые структуры с относительно высокими пороговыми величинами магнитуд: довольно крупная мелкая ($Mn1=5,9$, $L1 \sim 140$ км), ориентированная в северо-восточном направлении, и небольшая более глубокая ($Mn2=5,4$; $L2 \sim 70$ км), вытянутая вдоль меридиана 142° Е. Времена образования структур составляли соответственно 30 и 35 лет. Наибольшие магнитуды M_{max} событий в областях этих структур были равны соответственно 7,0 (19.07.2008 г.) и 7,7 (12.06.1978 г.). Заметим, что сумма магнитуд событий в единицу времени может служить грубой оценкой скорости сейсмостектонической деформации (СТД). Анализ данных показывает, что скорость СТД в области мелкой кольцевой структуры резко выросла в 2003–2011 гг. В то же время на глубинах 34–70 км скорости СТД были наибольшими в 1976–

1982 гг., задолго до землетрясения 2011 г. Важно отметить, что эпицентр землетрясения Тохоку находится вблизи восточной области пересечения колец сейсмичности (здесь под областью подразумеваются ближайшие окрестности точки пересечения аппроксимирующих их эллипсов).



1 – $M=5,4-5,9$; 2 – $M=6,0-6,9$; 3 – кольцевая структура. Другие обозначения – на рисунке 1

Рисунок 2. Элементы сейсмичности на глубинах 34–70 км перед землетрясением Тохоку 11.03.2011 г.



1 – $M=4,4-4,9$; 2 – $M=5,0-5,9$; 3 – кольцевая структура. Другие обозначения – на рисунке 1

Рисунок 3. Элементы сейсмичности на глубинах 71–110 км перед землетрясением Тохоку 11.03.2011 г.

На рисунке 3 представлены элементы сейсмичности в диапазоне глубин 71–110 км. В данном случае проявилась кольцевая структура с достаточно низким пороговым значением магнитуды ($Mn3=4,4$), расположенная к западу от кольца на глубинах 34–70 км и ориентированная в северо-западном направлении ($L3 \sim 65$ км). Наибольшая магнитуда события в области кольца сейсмичности M_{max} равна 5,5, а максимальные скорости СТД имели место в 1977–1986 гг. Время формирования самой глубокой структуры составляет 34 года. Отметим, что кольца на глубинах 34–70 и 71–110 км почти касаются друг друга.

На рисунке 4 представлены элементы сейсмичности на глубинах 0–33 км, проявившейся перед сильным глубоким землетрясением 17.12.2016 г. ($M_w=7,9$, $h_0=95$ км), которое произошло в районе Новой Гвинеи. В данном случае при пороговой магнитуде $Mn1=5,1$ сформировалась небольшая кольцевая структура ($L1=40$ км), вытянутая в субмеридиональном направлении. Структура, проявившаяся в 1974–2003 гг. (длительность ее формирования – 42 года) находится к югу от эпицентра землетрясения 17.12.2016 г. Наибольшая магнитуда в области структуры ($M_{max}=6,4$) соответствует событию 1995 г., максимальная скорость СТД наблюдалась в 1995–2003 гг., задолго до сильного землетрясения 2016 г.

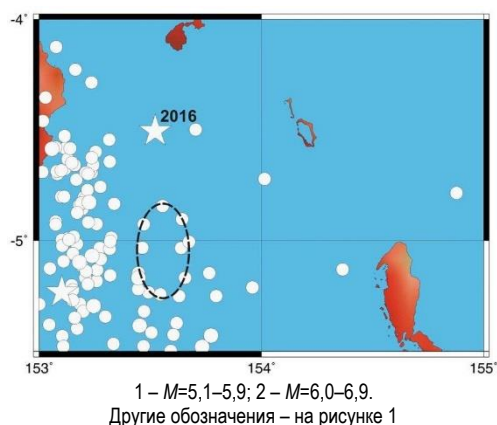


Рисунок 4. Элементы сейсмичности на глубинах 0–33 км перед сильным глубоким землетрясением 17.12.2016 г.

Рисунок 5 иллюстрирует элементы сейсмичности в диапазоне глубин 34–70 км. Здесь в 1974–2015 гг. образовалась более крупная кольцевая структура ($Mn2=4,8$, $L2=55$ км), также ориентированная в субмеридиональном направлении и пересекающаяся с неглубокой структурой на юге. Длительность ее формирования составляет 42 года, наибольшая магнитуда в области структуры ($M_{max}=5,8$) соответствует двум землетрясениям 1975 г., при этом максимальные скорости СТД имели место в 1974–1977 гг.

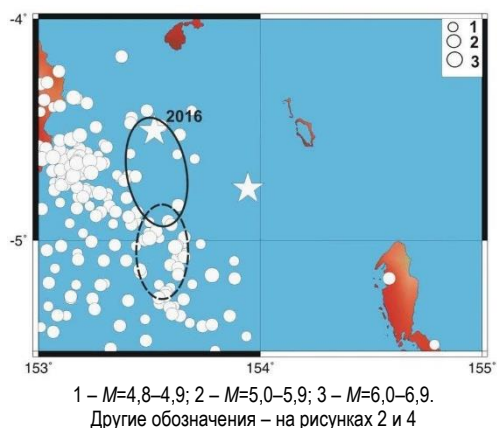


Рисунок 5. Элементы сейсмичности на глубинах 34–70 км перед землетрясением 17.12.2016 г.

На рисунке 6 показаны некоторые характеристики сейсмичности на глубинах 71–110 км. Четко выделяется небольшое кольцо сейсмичности ($L3=35$ км) с относительно высоким пороговым значением $Mn3$ (5,0), которое также вытянуто в субмеридиональном направлении. Кольцо сформировалось в 1981–2012 гг., на западе оно практически касается структуры, проявившейся на глубинах 34–70 км. В области кольцевой структуры в 2005 г. произошло очень сильное землетрясение с $M_w=7,6$, при этом наибольшие скорости СТД наблюдались в 2005–2012 гг. Интересно, что эпицентр сильного землетрясения 17.12.2016 г. находится поблизости от кольцевых структур, выделенных в диапазонах глубин 34–70 и 71–110 км (отметим, что в большинстве случаев эпицентры сильных глубоких землетрясений находятся вблизи областей пересечения или касания колец сейсмичности, сформировавшихся на глубинах 1–3 и 4–6 показывается, что перед глубоководным событием 17.12.2016 г. в разных диапазонах глубин проявились кольцевые структуры с близкими пороговыми величинами магнитуд (в отличие от колец сейсмичности, связанных с неглубоким землетрясением Тохоку).

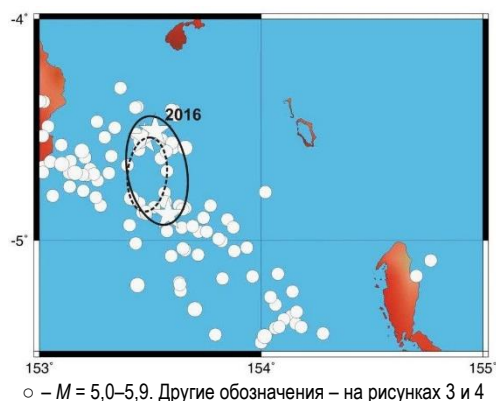


Рисунок 6. Элементы сейсмичности на глубинах 71–110 км перед землетрясением 17.12.2016 г.

Было проведено сопоставление пороговых величин и наибольших магнитуд, соответствующих кольцевым структурам. Установлено, что наблюдается большой разброс значений величин $M_{max} - Mn_i$ ($i=1, 2, 3$) как перед мелкими, так и перед глубокими сильными землетрясениями. Во всех диапазонах глубин средние величины указанных параметров варьируются в интервале 1,1–1,5, а стандартные отклонения изменяются от 0,3 до 0,6.

Для того, чтобы нивелировать различия магнитуд главных событий, проведен анализ разностей $Mn1 - Mn2$, $Mn2 - Mn3$ и $Mn1 - Mn3$ (таблица 3). На рисунках 7-а, б представлены средние значения величин $Mn1 - Mn2$ и доверительные интервалы на уровне 0,9 для колец сейсмичности, сформировавшихся перед сильными и сильнейшими неглубокими и глубоководными землетрясениями отдельно для запа-

да и востока Тихого океана. Видно, что для западных зон субдукции средние значения $Mn1 - Mn2$ на 0,36 выше для мелких событий, а для восточных они близки к нулю в обоих случаях. Отметим, что для запада указанные величины для глубоких землетрясений попадают на границу интервала 2σ .

Таблица 3. Средние величины разностей пороговых магнитуд для неглубоких и глубоких землетрясений

Глубины, км	Регион	$Mn1 - Mn2$	$Mn2 - Mn3$	$Mn1 - Mn3$
10–40	Запад ТО	$0,26 \pm 0,12$	$0,58 \pm 0,14$	$0,84 \pm 0,24$
	Восток ТО	$0,02 \pm 0,12$	$0,62 \pm 0,15$	$0,63 \pm 0,16$
42–110	Запад ТО	$-0,10 \pm 0,14$	$0,04 \pm 0,13$	$-0,06 \pm 0,18$
	Восток ТО	$0,06 \pm 0,11$	$0,15 \pm 0,09$	$0,22 \pm 0,11$

Примечание: указаны доверительные интервалы на уровне 0,9

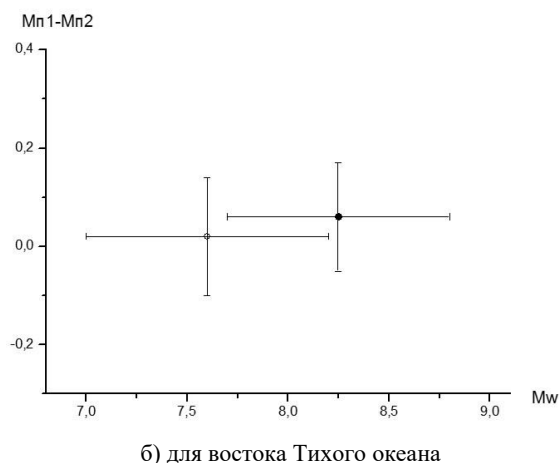
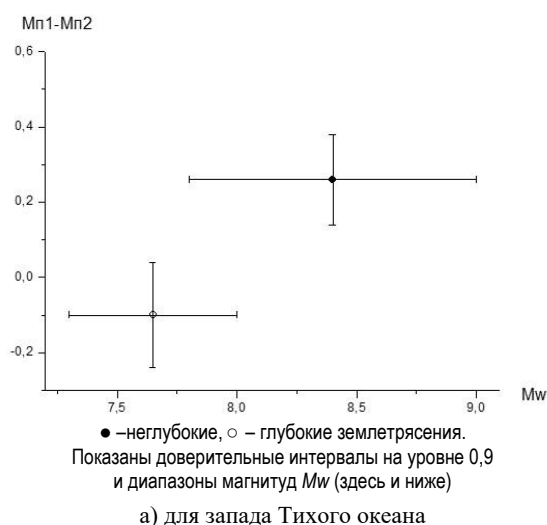


Рисунок 7. Средние значения параметра $Mn1 - Mn2$ для запада и востока Тихого океана

Из рисунка 8-а, б следует, что средние значения $Mn2 - Mn3$ для запада Тихого океана на 0,54, а для востока – на 0,47 выше для неглубоких землетрясений. При этом в обоих регионах эти величины для глубокофокусных событий выходят за пределы 2-сигмовых интервалов, соответствующих неглубоким землетрясениям.

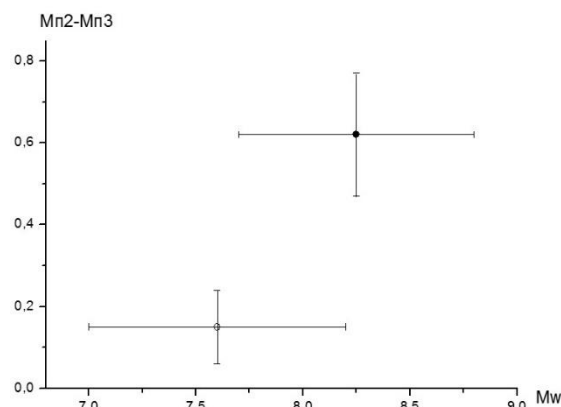
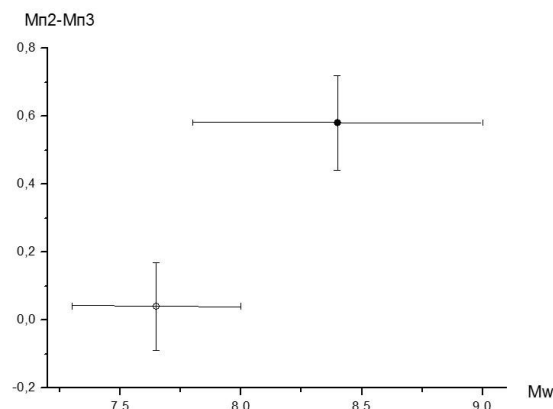


Рисунок 8. Средние значения параметра $Mn2 - Mn3$ для запада и востока Тихого океана

Рисунок 9-а, б показывает, что средние значения $Mn1 - Mn3$ для мелких и глубоких событий также различаются весьма значительно: особенно на западе (на 0,90) и на 0,41 на востоке, при этом данные для глубоких землетрясений снова выходят за границы интервалов 2σ . Следует отметить также, что наибольшие различия значений рассматриваемых разностей на западе и востоке наблюдаются для параметра $Mn1 - Mn3$, соответствующего глубоким событиям (на востоке он в среднем выше, чем на западе, на 0,28).

ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее было показано, что перед большинством сильных и сильнейших неглубоких землетрясений на периферии Тихого океана формируются кольцевые структуры сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0–33 и 34–70 км [4–8]. Приведенные в статье данные свидетельствуют о том, что перед многими достаточно сильными событиями, в том числе и относительно глубокофокусными, здесь выделяются также кольца сейсмичности на глубинах 71–110 км. Полученные в [1–7] результаты свидетельствуют о том, что формирование кольцевых структур в диапазонах глубин 0–33 и 34–70 км связано с миграцией глубинных

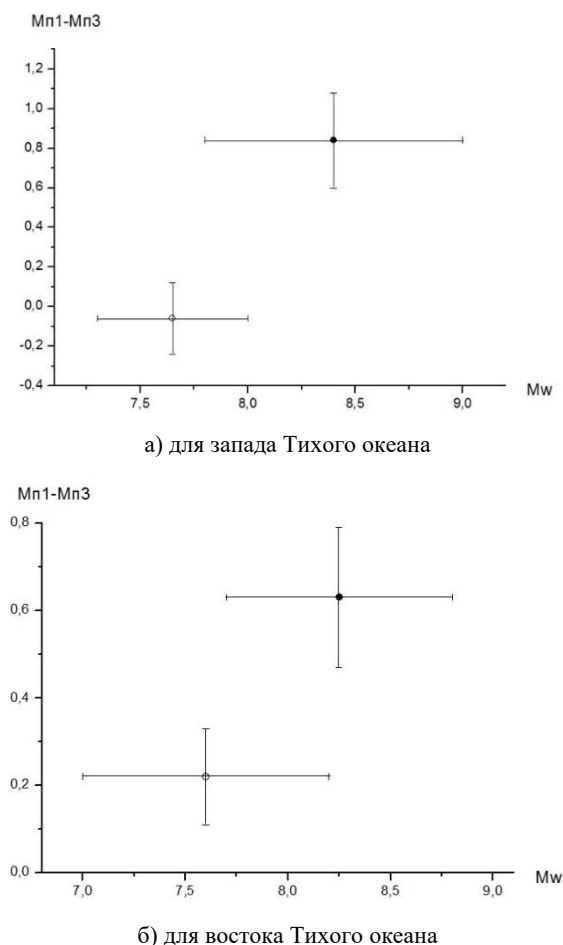


Рисунок 9. Средние значения параметра $Mn1 - Mn3$ для запада и востока Тихого океана

флюидов. При этом сейсмичность на глубинах 34–70 км, скорее всего, обусловлена дегидратацией гидратированных пород в погружающихся океанических плитах, при которой происходит охрупчивание материала плит [9, 10], а также выделяется свободная вода, служащая одним из главных компонентов глубинных флюидов. Можно предполагать, что аналогичные процессы имеют место и в диапазоне глубин 71–110 км. Отметим, что дегидратация, стимулирующая подъем глубинных флюидов, служит отражением самоорганизации геологических систем [11], в конечном счете, ведущей к уменьшению потенциальной энергии Земли.

Эпицентры сильных неглубоких землетрясений, как правило, находятся вблизи областей пересечения или наибольшего сближения кольцевых структур в диапазонах глубин 0–33 и 34–70 км [1, 2, 6, 7]. В указанных работах был сделан вывод, что этот эффект связан с наибольшей мощностью двухфазного слоя, в котором имеет место относительно высокое содержание флюидов. В случае, когда в этом слое формируется связанная сеть из пор и трещин, заполненных флюидом, на его кровле имеет место концентрация напряжений, при этом величина избыточных напря-

жений пропорциональна мощности слоя [12, 13]. Этот эффект может служить триггером, обеспечивающим подвижку при сильном землетрясении.

Полученные в последние десятилетия данные говорят о том, что подъем глубинных флюидов в сейсмоактивных районах происходит в основном в результате землетрясений [3, 7, 8, 9, 14–18]. В [7, 8] выдвинута гипотеза о том, что энергия землетрясения пропорциональна потенциальной энергии, высвобождающейся при подъеме связанных с ним флюидов. В пользу этой гипотезы свидетельствуют характеристики кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями с разными механизмами очагов во внутриконтинентальных районах [8], а также в зонах субдукции на западе и востоке Тихого океана [7]. Принятие гипотезы приводит к выводу об относительно высоком содержании флюидов в областях кольцевых структур, где наибольшая магнитуда событий в среднем на 1,2–1,6 выше (что соответствует различиям по энергии примерно на два порядка), чем внутри колец.

По аналогии с данными для неглубоких землетрясений, приуроченность эпицентров сильных глубоких событий к областям пересечения или наибольшего сближения кольцевых структур в диапазонах глубин 34–70 и 71–110 км также естественно связать с дегидратацией и миграцией глубинных флюидов. Исходя из пониженных значений величин $Mn2 - Mn3$ и $Mn1 - Mn3$ для глубоких землетрясений, можно сделать вывод, что перед такими событиями на глубинах ~34–110 км имеет место относительно высокое содержание флюидов. Отсюда следует, что очаги сильных и сильнейших землетрясений располагаются на таких глубинах, где они стимулируют наиболее эффективный подъем флюидов. Формирование кольцевых структур в трех диапазонах глубин перед сильными мелкими и глубокими событиями также облегчает миграцию флюидов. Все это предоставляет дополнительные свидетельства процессов самоорганизации геологических систем, обеспечивающих уменьшение потенциальной энергии Земли [11].

Следует отметить, что перед глубокими событиями наибольший контраст между западом и востоком Тихого океана наблюдается для величин $Mn1 - Mn3$ (почти 0,3 – см. рисунок 9-а, б). Учитывая этот результат, можно сделать вывод о большей доле флюидов в верхах мантии западных зон субдукции, что согласуется с данными о характеристиках поля поглощения короткопериодных S-волн в очаговых зонах сильнейших землетрясений Мауле 2010 г. (Чили, $M_w=8,8$) и Тохоку 2011 г. [19], а также о размерах кольцевых структур [7] и особенностях афтершоковых процессов [20, 21] в двух огромных регионах Тихого океана. В свою очередь большая доля флюидов в верхах мантии связана со значительно большим возрастом океанической коры на западе, которому соответствует повышенное содержание гидратированных пород [22, 23].

Практическое значение полученных данных заключается в возможности прогноза глубин очагов готовящихся сильных землетрясений. Резкое занижение параметра $Mn2 - Mn3$ и особенно $Mn1 - Mn3$ (для запада) говорит о высокой вероятности подготовки сильного глубокого события. Такой прогноз весьма важен, поскольку из монографии [24] следует,

что для глубин гипоцентров 20 и 100 км различие наибольшей интенсивности сотрясений на поверхности может достигать 3 баллов (при прочих равных условиях). Кроме того, для глубоких землетрясений существенно снижается опасность реализации крупнейших цунами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2009. – Т. 425, № 4. – С. 539–542.
2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2009. – Т. 429, № 1. – С. 106–109.
3. Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. – 2010. – № 6. – С. 34–51.
4. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. ($M_w = 9,0$) в районе северо-восточной Японии / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440, № 2. – С. 246–249.
5. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе очага землетрясения Мауле (Чили, 27.02.2010, $M_w = 8,8$) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические исследования. – 2011. – Т. 12, № 3. – С. 22–33.
6. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в районе Северного Чили и успешный прогноз места и магнитуды землетрясения Икике 01.04.2014 г. / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2015. – Вып. 4. – С. 153–159.
7. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся перед сильными и сильнейшими землетрясениями на западе и востоке Тихого океана / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2018. – Т. 17, № 1. – С. 109–124.
8. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся в континентальных районах перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14, № 1. – С. 5–15.
9. Yamazaki, T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab / T. Yamazaki, T. Seno // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108, N B4. – DOI 10.1029/2002JB001918.
10. Jung, H. Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change / H. Jung, H. Green, L. Dobrzynetskaia // Nature. – 2004. – V. 428. – P. 545–549.
11. Летников, Ф.А. Синергетика геологических систем / Ф.А. Летников. – Новосибирск: Наука, 1992. – 229 с.
12. Каракин, А.В. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы / А.В. Каракин, Л.И. Лобковский // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 268, № 2. – С. 324–329.
13. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T. Gold, S. Soter // Pure Appl. Geoph. – 1984/1985. – V. 122. – P. 492–530.
14. Husen, S. Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile / S. Husen, E. Kissling // Geology. – 2001. – V. 29, N 9. – P. 847–850.
15. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли. – 2003. – № 5. – С. 73–86.
16. Копничев, Ю.Ф. Подъем мантийных флюидов в районах очагов сильных землетрясений и крупных разломных зон: Геохимические свидетельства / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2005. – Вып. 2. – С. 147–155.
17. Ogawa, R. Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman earthquake by mantle water diffusion / Ogawa R., Heki K. // Geophys. Res. Lett. – 2007. – V. 34. – L06313. DOI 10.1029/2007GL029340.
18. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации поля поглощения поперечных волн в сейсмически активных и слабосейсмических районах / Ю.Ф. Копничев, Д.Д. Гордиенко, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. – 2009. – № 1. – С. 49–64.
19. Копничев, Ю.Ф. Характеристики поля поглощения короткопериодных S-волн в очаговой зоне сильнейшего землетрясения Тохоку 11.03.2011 г. ($M_w = 9,0$) / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2019. – Т. 18, № 2. – С. 16–27. – Режим доступа: <https://doi.org/10.21455/GPB2019.2-2>, свободный.
20. Tajima, F. Global survey of aftershock area expansion / F. Tajima, H. Kanamori // Phys. Earth. Planet. Inter. – 1985. – V. 40. – P. 77–134.
21. Singh, S. Regional variation in the number of aftershocks ($m_b \geq 5$) of large subduction-zone earthquakes ($M_w \geq 7.0$) / S. Singh, G. Suarez // Bull. Seismol. Soc. Amer. – 1988. – V. 78, N 1. – P. 230–242.
22. Müller, R. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust / R. Müller, M. Sdrolias, C. Gaina, W. Roest // Geochim. Geophys. Geosyst. – 2008. – N 9. – Q04006. DOI 10.1029/2007GC001743.
23. Abers, G. Thermal-petrological controls on the location of earthquakes within subducting plates / G. Abers, J. Nakajima, P. van Keken, S. Kita, B. Hacker // Earth Planet. Sci. Lett. – 2013. – V. 369–370. – P. 178–187.
24. Кондорская, Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин (ред.). – М.: Наука. – 1977. – 535 с.

**ТЫНЫҚ МҰХИТТЫҢ СУБДИКЦИЯСЫ АЙМАҚТАРЫНДАҒЫ ҚАТТЫ ЖӘНЕ ӨТЕ ҚАТТЫ
ЖЕРСІЛКІНУЛЕР АЛДЫНДА ӘРТҮРЛІ ДИАПАЗОНДЫ ТЕРЕҢДІКТЕРДЕГІ ШЕҢБЕРЛІ
СЕЙСМИКАЛЫЛЫҚ**

¹⁾ Ю.Ф. Копничев, ²⁾ И.Н. Соколова

¹⁾ *Ресей Ғылыми академиясының жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей*

²⁾ *Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

Тынық мұхиттың субдукция аймақтарындағы қатты және өте қатты жерсілкінулер ($M_w=7,0-9,0$) алдында 110 км дейінгі тереңдіктердегі сейсмикалықтың кейбір сипаттамалары қарастырылады. Гипоцентрлі қатты оқиғалар алдында шартты түрде терең емес және терең деп аталған 10–40 және 42–110 км тереңдіктерде бірнеше онжылдықтарда үш диапозонды тереңдіктерде: 0–33, 34–70 и 71–110 км сейсмикалықтың шеңберлі құрылымдары қалыптасатыны көрсетілген. Құрылымдар магнитудалардың бастапқы шамаларымен сипатталады ($Mn1$, $Mn2$ және $Mn3$ тиісті). $Mn1 - Mn2$, $Mn2 - Mn3$ және $Mn1 - Mn3$ шамалары айырмашылықтарының талдауы жүргізілді. Терең қатты жерсілкінулерге қарағанда терең еместерімен салыстырғанда $Mn2 - Mn3$ және $Mn1 - Mn3$ параметрлері неғұрлым жоғары екендігі белгілі болды. Бұдан басқа, Тынық мұхиттың батысы мен шығысында $Mn1 - Mn2$ орташа шамаларының айырмашылықтары анықталды. Сейсмикалықтың шеңберлерінің қалыптасуы батырылған тақталар жыныстарының гидратсыздандыруымен және тереңдік флюидтердің жылыстауымен байланысты деген болжам жасалады. Алынған деректер, шеңберлі құрылымдардың сипаттамалары бойынша дайындалып жатқан қатты оқиғалардың тереңдіктерін болжауға мүмкіндік береді.

**RING-SHAPED SEISMICITY STRUCTURES IN DIFFERENT DEPTH RANGES PRIOR TO LARGE
AND GREAT EARTHQUAKES IN SUBDUCTION ZONES OF THE PACIFIC OCEAN**

¹⁾ Yu.F. Kopnichev, ²⁾ I.N. Sokolova

¹⁾ *Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²⁾ *Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan*

We have been studying some seismicity characteristics at depths down to 110 km prior to large and great earthquakes ($M_w=7,0-9,0$) in subduction zones of the Pacific. It was shown that prior to large events at depths of 0–40 and 42–110 km, which we called conditionally as shallow and deep ones respectively, during a few decades ring-shaped structures have been forming in three depth ranges: 0–33, 34–70 and 71–110 km. The structures are characterized by threshold magnitude values: $Mt1$, $Mt2$ and $Mt3$ correspondingly. We analyzed differences of $Mt1 - Mt2$, $Mt2 - Mt3$ and $Mt1 - Mt3$ values. It was established that parameters $Mt2 - Mt3$ and $Mt1 - Mt3$ are considerably higher for large shallow earthquakes in comparison with deep ones. Besides, we found differences of mean $Mt1 - Mt2$ values at the west and east of the Pacific. We believe that ring-shaped structures formation is connected with dehydration of subducting plates material and deep-seated fluid migration. The obtained data allow us to forecast depths of preparing large events using parameters of ring-shaped structures.

УДК 550.34

**КОЛЬЦЕВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА ВОСТОКЕ ЭГЕЙСКОГО МОРЯ И В ЗАПАДНОЙ ТУРЦИИ:
ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ К ЮГУ ОТ СТАМБУЛА**¹⁾ Копничев Ю.Ф., ²⁾ Соколова И.Н.¹⁾ *Институт физики Земли Российской Академии наук, Москва, Россия*²⁾ *Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан*

Рассматриваются некоторые характеристики сейсмичности на востоке Эгейского моря и в западной Турции. Использована методика, основанная на выделении кольцевых структур сейсмичности. Установлено, что перед пятью сильными землетрясениями с $M_w=6,4-7,6$, произошедшими в 1995–2017 гг., в течение нескольких десятков лет сформировались неглубокие кольцевые структуры ($h=0-33$ км) с пороговыми значениями магнитуд M_n в диапазоне 3,8–4,5. Размеры этих структур в несколько раз меньше, чем для внутриконтинентальных событий с механизмами типа сдвига и сброса, имеющих соответствующие магнитуды. Кроме того, здесь проявились глубокие ($h=34-70$ км) полосы сейсмичности. Показано, что эпицентры сильных землетрясений нередко находятся вблизи областей пересечения или наибольшего сближения мелких колец и глубоких полос сейсмичности. Выделена неглубокая кольцевая структура ($M_n=4,3$) в районе Мраморного моря, где не было землетрясений с $M_w \geq 7,0$ по крайней мере с 1900 г. Кроме того, в данном районе также проявились глубокие полосы сейсмичности. На основании полученных ранее корреляционных зависимостей параметров колец сейсмичности от энергии главных событий для внутриконтинентальных землетрясений с механизмами типа сдвига оценена магнитуда сильного события, которое может готовиться в области кольцевой структуры: $M_w=7,3 \pm 0,1$. Формирование кольцевых структур и глубоких полос сейсмичности связывается с процессами самоорганизации геологических систем, в результате которых осуществляется миграция глубинных флюидов.

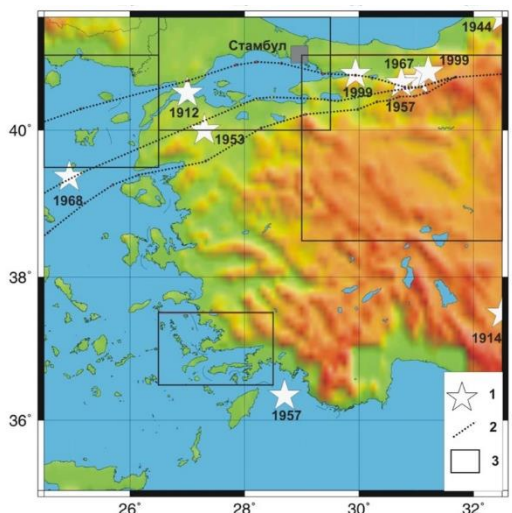
ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие авторами было показано, что перед многими сильными землетрясениями, как правило, в течение нескольких десятилетий формируются кольцевые структуры (кольца) сейсмичности, оконтуривающие области относительного сейсмического затишья [1–14]. В отличие от ранних работ китайских и японских авторов, упомянутых в монографии Г.А. Соболева [15], при выделении таких структур мы отбирали события с магнитудами $M \geq M_n$, где M_n – пороговые значения, которые закономерно растут с увеличением энергии главных землетрясений. Это позволило для ряда зон субдукции получить корреляционные зависимости $L(M_w)$ и $M_n(M_w)$, где L – длины больших осей колец сейсмичности, M_w – магнитуды соответствующих им сильных событий [2, 14]. Аналогичные зависимости получены также для сильных землетрясений с различными механизмами очагов во внутриконтинентальных районах [7]. Использование этих зависимостей обеспечивает возможность прогноза мест и магнитуд готовящихся сильных событий по характеристикам кольцевых структур [4, 6, 8–12, 14]. Вместе с тем выяснилось, что в некоторых континентальных районах зависимости $L(M_w)$ и $M_n(M_w)$ могут существенно отличаться от средних зависимостей, приведенных в [7]. В связи с этим для уточнения прогнозов магнитуд готовящихся сильных землетрясений необходимо учитывать местные особенности (вводить поправки за величины L и M_n [11, 12, 14]). В настоящей статье приведены результаты таких исследований для района, включающего восточную часть Эгейского моря и западную Турцию.

**КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ**

Тектоника рассматриваемого района в значительной степени определяется Северо-Анатолийской разломной зоной, представляющей активный правосторонний сдвиг, который проходит по трансформной границе между Евразийской и Анатолийской плитами (рисунок 1). Разломная зона длиной около 1500 км простирается в субширотном направлении от восточной Турции через север страны до Эгейского моря, при этом ее северная ветвь проходит через Мраморное море всего лишь в 20 км к югу от мегаполиса Стамбул. На севере Эгейского моря разломная зона поворачивает на юго-запад. Анатолийская плита смещается относительно Евразийской на запад со средней скоростью около 25 мм/год [16]. Район характеризуется достаточно высокой сейсмичностью. Начиная с 1900 г. здесь между $24,5^\circ$ и $32,5^\circ$ Е произошло 10 сильных землетрясений с $M_w \geq 7,0$, в том числе 4 – на севере Эгейского и близости от Мраморного моря (таблица 1). Из рисунка 1 следует, что в области Мраморного моря выделяется сейсмическая брешь, в которой более 100 лет не было землетрясений с $M_w \geq 7,0$. Более детальный анализ, проведенный в [17], показывает, что после 1766 г. очаговые зоны сильных землетрясений с $M \geq 7,0$ располагались в областях к западу от $27,6^\circ$ Е и к востоку от $28,8^\circ$ Е (последние события такого рода произошли соответственно в 1912 и 1999 гг.). Исходя из совокупности геофизических данных, ряд авторов считает, что в области Мраморного моря велика вероятность реализации нового сильного сейсмического события в ближайшие несколько десятилетий [17–19].

КОЛЬЦЕВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА ВОСТОКЕ ЭГЕЙСКОГО МОРЯ И В ЗАПАДНОЙ ТУРЦИИ: ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ К ЮГУ ОТ СТАМБУЛА



1 – эпицентры землетрясений с $M \geq 7,0$ начиная с 1900 г (указаны годы этих событий); 2 – Северо-Анатолийский разлом; 3 – области, в которых выделены кольцевые структуры, представленные на рисунках 2–5

Рисунок 1. Карта района исследований

Таблица 1. Сильные землетрясения на востоке Эгейского моря и в западной Турции

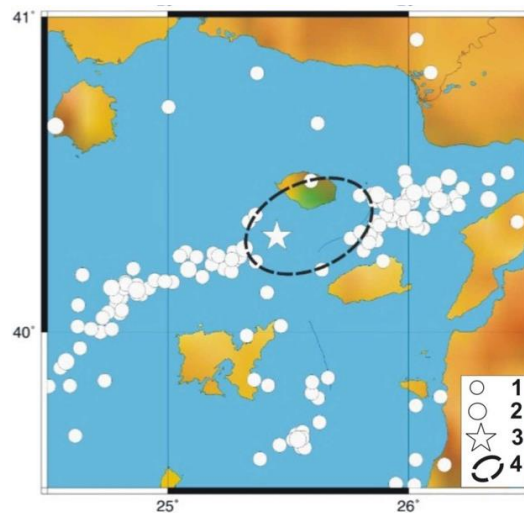
Дата	°N	°E	M_w	h , км
09.08.1912	40,50	27,00	7,6	—
03.10.1914	37,50	32,50	7,1	—
01.02.1944	41,50	32,50	7,2	—
18.03.1953	40,00	27,30	7,2	—
25.04.1957	36,35	28,70	7,1	35
26.05.1957	40,67	31,04	7,2	17
22.07.1967	40,63	30,74	7,4	4
19.02.1968	39,37	24,94	7,2	9
17.08.1999	40,75	29,94	7,6	17
12.11.1999	40,78	31,21	7,2	10

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Использовались каталоги NEIC (National Earthquake Information Center) Геологической службы США (USGS – United States Geological Survey), начиная с 1964 г. С этого времени точность определения координат эпицентров землетрясений существенно улучшилась в связи с началом работы всемирной сети станций WWSSN (World-Wide Standard Seismographic Network). Методика выделения кольцевых структур подробно описана авторами ранее [11, 12, 14]. Здесь только следует заметить, что рассматриваются события в двух диапазонах глубин (0–33 и 34–70 км); при этом вводится понятие порогового значения магнитуды M_n , с помощью которого отфильтровываются сравнительно слабые события. Кроме того, кольцевые структуры характеризуются длинами больших осей (L). Было показано, что параметры M_n и L закономерно растут с магнитудой главных землетрясений M_w , перед которыми формируются кольцевые структуры [2, 7, 14].

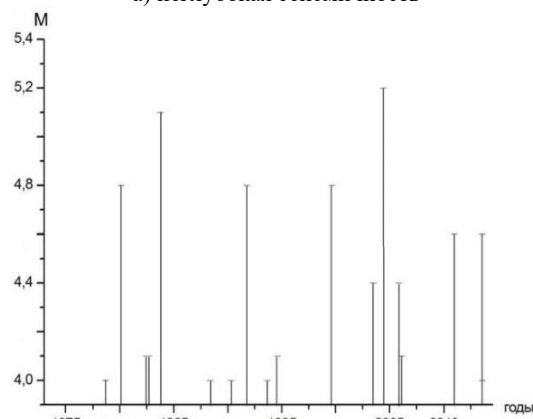
АНАЛИЗ ДАННЫХ

24.05.2014 г. на северо-востоке Эгейского моря произошло довольно сильное Самотракийское землетрясение ($M_w=6,9$), которое имело сдвиговый тип ме-

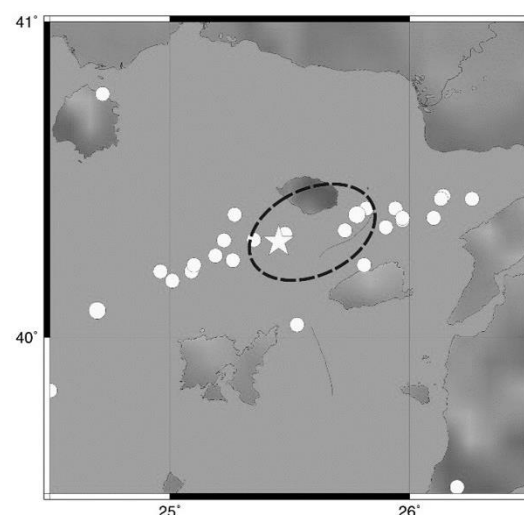


Эпицентры событий: 1 – $M=4,0-4,9$, 2 – $M=5,0-6,0$, 3 – главного землетрясения; 4 – кольцо сейсмичности

а) неглубокая сейсмичность



б) зависимость M (T) для кольцевой структуры



○ – $M=3,2-4,9$. Другие обозначения – на рисунке 2-а

в) глубокая сейсмичность

Рисунок 2. Элементы сейсмичности перед землетрясением 24.05.2014 г.

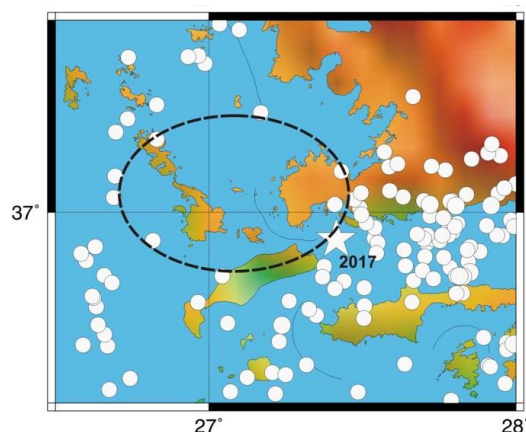
ханизма. Из рисунка 2-а следует, что перед этим событием сформировалась небольшая кольцевая струк-

тура сейсмичности ($Mn1=4,0$; $L\sim 50$ км), ориентированная в восток-северо-восточном направлении. На рисунке 2-б видно, что структура образовалась в 1978–2013 гг., при этом наиболее сильное землетрясение в ее области произошло в 2004 г. ($M=5,2$). Зависимость $M(T)$ в данном случае имеет U-образную форму. Заметим, что сумма магнитуд событий в единицу времени может служить грубой оценкой скорости сеймотектонической деформации (СТД). Из рисунка 2-б следует, что наибольшие скорости СТД имели место в 1978–1983 и 2003–2013 гг.

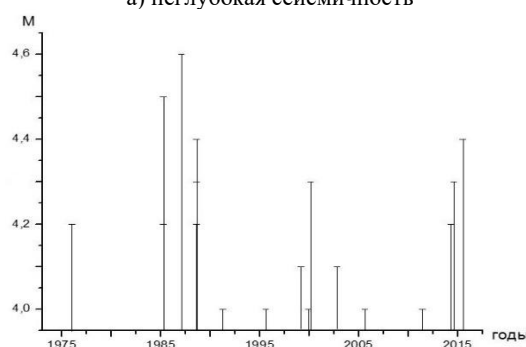
На рисунке 2-в представлены элементы относительно глубокофокусной сейсмичности в указанном районе. Здесь четко выделяется линейная полоса эпицентров ($M=3,2-5,2$), вытянутая в субширотном направлении, которая сформировалась в 1975–2008 гг. Полоса пересекает кольцевую структуру вдоль ее большой оси. Важно отметить, что эпицентр Самотракийского землетрясения находится на расстоянии всего лишь около 10 км от области пересечения кольца и полосы сейсмичности.

20.07.2017 г. на границе между Грецией и Турцией зарегистрировано Бодрум-Косское землетрясение с $Mw=6,6$. Это событие имело сбросовый тип механизма, оно сопровождалось небольшим цунами. Рисунок 3-а иллюстрирует характеристики неглубокой сейсмичности, проявившейся перед данным землетрясением за период 01.01.1973–19.07.2017 гг. ($Mn=4,0$). Видно, что на восточной окраине Эгейского моря сформировалась небольшая кольцевая структура ($L\sim 65$ км), ориентированная в субширотном направлении. Эпицентр главного землетрясения попадает на юго-восточную границу кольца сейсмичности. Структура проявилась в 1976–2015 гг., наибольшая магнитуда ($M=4,6$) соответствует событию 1987 г. (рисунок 3-б). На рисунке 3-в представлены элементы глубокофокусной сейсмичности. Здесь выделяется субширотная полоса эпицентров ($M=3,4-5,1$), практически касающаяся мелкой кольцевой структуры поблизости от эпицентра Бодрум-Косского землетрясения.

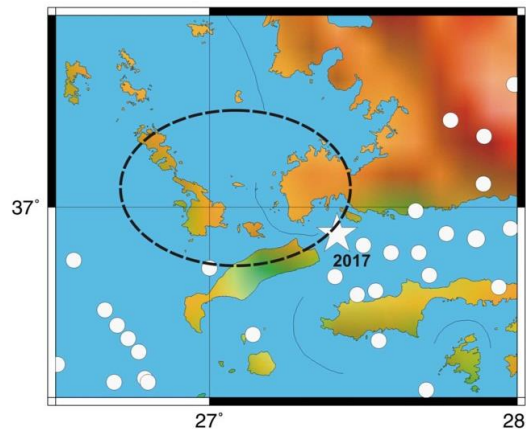
На рисунке 4-а представлены эпицентры неглубоких событий, зарегистрированных в области, ограниченной координатами $38,5-41,0^\circ$ N, $29,0-32,5^\circ$ E, за период 01.01.1964–16.08.1999 гг. Видно, что перед сильнейшим ($Mw=7,6$) Измитским землетрясением 17.08.1999 г. сформировалась крупная кольцевая структура ($Mn=4,5$, $L\sim 280$ км), вытянутая в восток-северо-восточном направлении. Структура образовалась в 1967–1993 гг. (рисунок 4-б), наибольшая магнитуда соответствует сильному землетрясению ($Mw=7,4$), произошедшему в долине Мудурну 22.07.1967 г. Эпицентр главного события находится вблизи северной границы кольца сейсмичности. Поблизости от эпицентра Измитского землетрясения не зарегистрировано относительно глубокофокусных событий ($M\geq 3,0$), так что здесь заведомо не проявилось полос сейсмичности на глубинах 34–70 км.



○ – $M=4,0-4,9$. Другие обозначения – на рисунке 2-а
а) неглубокая сейсмичность



б) зависимость $M(T)$ для кольцевой структуры



○ – $M=3,4-4,9$. Другие обозначения – на рисунке 3-а
в) глубокая сейсмичность

Рисунок 3. Элементы сейсмичности перед Бодрум-Косским землетрясением

Всего были рассмотрены характеристики сейсмичности в областях, в которых произошли 5 сильных и сильнейших землетрясений (два с механизмами типа сдвига и три – сброса). В таблице 2 приведены параметры кольцевых структур, сформировавшихся перед этими событиями. Отметим, что в четырех случаях эпицентры главных событий располагались вблизи областей пересечения или наибольшего сближения мелких колец и глубоких полос сейсмичности.

**КОЛЬЦЕВАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА ВОСТОКЕ ЭГЕЙСКОГО МОРЯ И В ЗАПАДНОЙ ТУРЦИИ:
ВОЗМОЖНАЯ ПОДГОТОВКА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ К ЮГУ ОТ СТАМБУЛА**

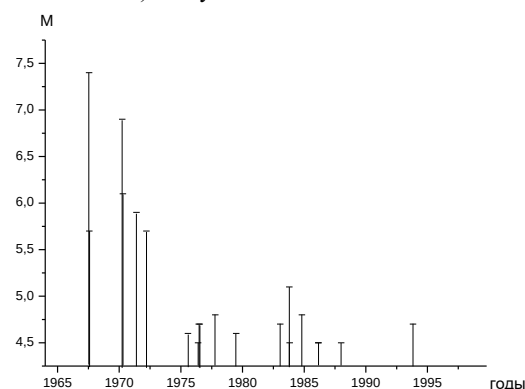
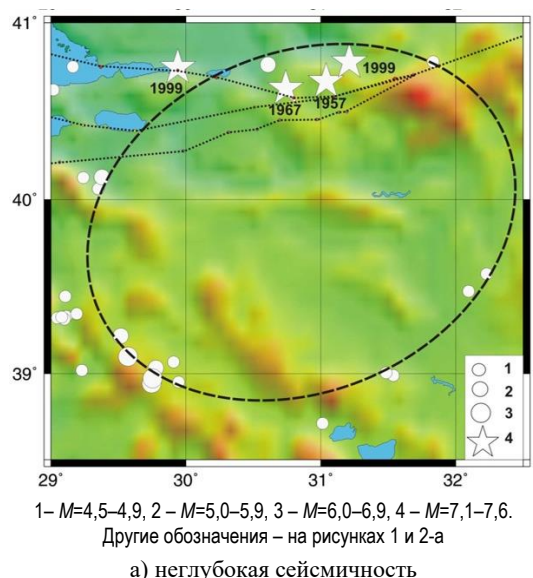


Рисунок 4. Характеристики сейсмичности перед Измитским землетрясением

Таблица 2. Параметры кольцевых структур, сформировавшихся перед сильными землетрясениями на востоке Эгейского моря и в западной Турции

Дата	M_w	$^{\circ}N$	$^{\circ}E$	L , км	M_n	C_1	C_2	Механизм
01.10.1995	6,4	38,06	30,13	75	3,8	-0,39	-0,11	сброс
17.08.1999	7,6	40,75	29,94	280	4,5	-0,15	-0,19	сдвиг
03.02.2002	6,5	38,57	31,27	70	4,0	-0,37	0,03	сброс
24.05.2014	6,9	40,29	25,39	50	4,0	-0,56	-0,25	сдвиг
20.07.2017	6,6	36,93	27,41	65	4,0	-0,44	-0,03	сброс

Рассмотрим теперь характеристики сейсмичности в одной области западной Турции, где достаточно давно не было сильных событий ($M \geq 7,0$). Рассматриваемая область расположена в Мраморном море, где разными авторами прогнозируется такое землетрясение в ближайшие десятилетия [17, 18, 19]. Ниже описываются некоторые данные, полученные за период 01.01.1973–01.06.2018 гг.

На рисунке 5-а показаны эпицентры неглубоких землетрясений с $M \geq 4,3$, зарегистрированных в указанной области. Из рисунка следует, что здесь сформировалась довольно крупная кольцевая структура, ориентированная в субширотном направлении ($L \sim 120$ км).

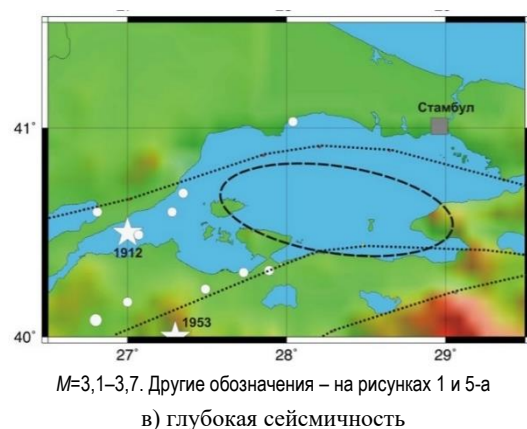
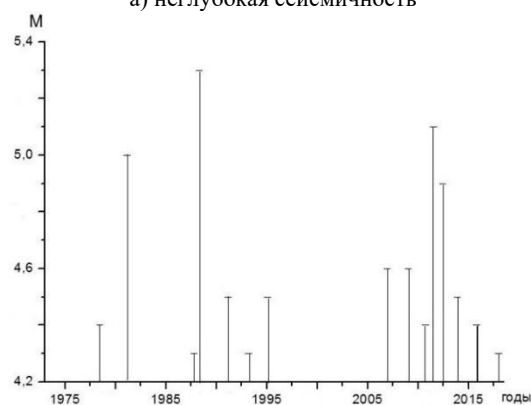
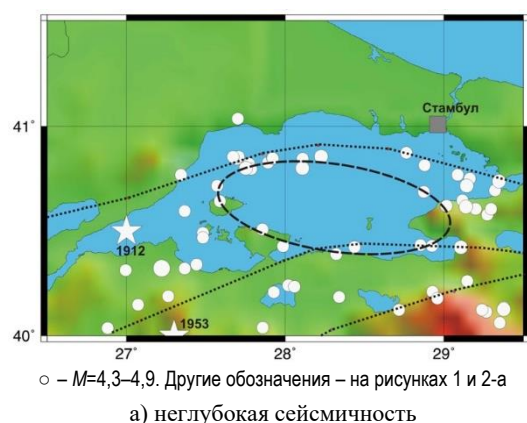


Рисунок 5. Элементы сейсмичности в области Мраморного моря с 01.01.1973 по 01.06.2018 гг.

К югу от нее расположена очаговая зона сильного землетрясения 1953 г. ($M_w=7,2$), а к западу – зона очага землетрясения 1912 г. ($M_w=7,6$). К востоку от структуры лежит очаговая зона сильнейшего землетрясения 1999 г. ($M_w=7,6$, см. рисунок 1). Структура образовалась в 1978–2017 гг. (рисунок 5-б), наибольшая магнитуда в ее области соответствует событию 1988 г. ($M=5,3$). График $M(T)$ имеет ярко выраженную U-образную форму; после эпизода относительного затишья в 1989–2005 гг. наблюдалась резкая активизация сейсмичности в 2006–2017 гг.

На рисунке 5-в представлены элементы сейсмичности на глубинах 34–70 км. Здесь намечаются две

полосы эпицентров, вытянутых в северо-восточном (на севере) и восток-северо-восточном направлениях. Северная полоса ($M=3,5-3,7$), менее четко выраженная из-за большого пробела между эпицентрами на северо-востоке, проходит рядом с северо-западным краем кольцевой структуры, а южная ($M=3,1-3,6$) почти касается ее южной границы.

Оценка магнитуды землетрясения, которое может соответствовать кольцевой структуре в области Мраморного моря. В [7] получены корреляционные зависимости $L(M_w)$ и $M_n(M_w)$ для сильных землетрясений с различными механизмами очагов, произошедших во внутриконтинентальных районах. На рисунках 6 и 7 представлены такие зависимости для механизмов типа сдвига и сброса (сбросо-сдвига), соответственно.

Для землетрясений с механизмами типа сдвига получены следующие зависимости (рисунки 6-а, б):

$$\lg L \text{ (км)} = -1,12 + 0,49M_w, r=0,94, \quad (1)$$

$$M_n = -0,17 + 0,64 M_w, r=0,67, \quad (2)$$

где r – коэффициент корреляции.

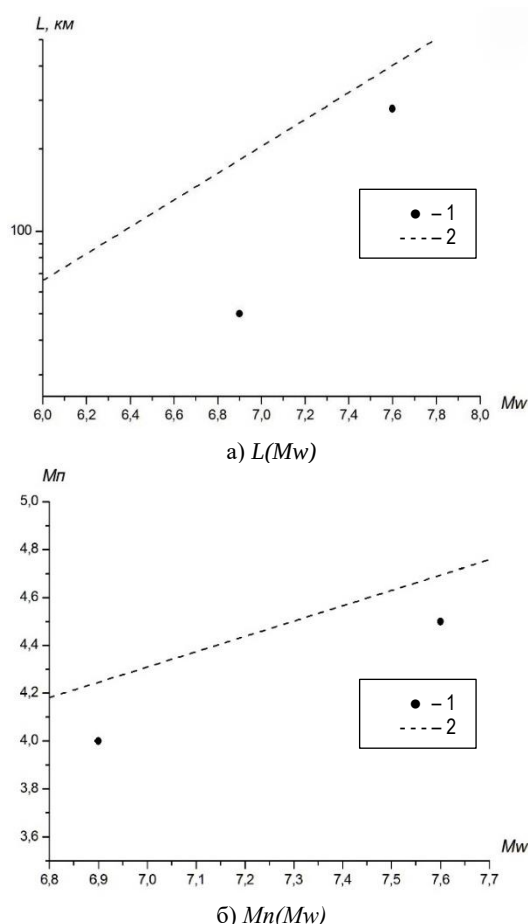


Рисунок 6. Величины $L(M_w)$, $M_n(M_w)$ для кольцевых структур на востоке Эгейского моря и в западной Турции (1), сформировавшихся перед землетрясениями с механизмами типа сдвига, по отношению к корреляционным зависимостям, полученным для внутриконтинентальных районов (2)

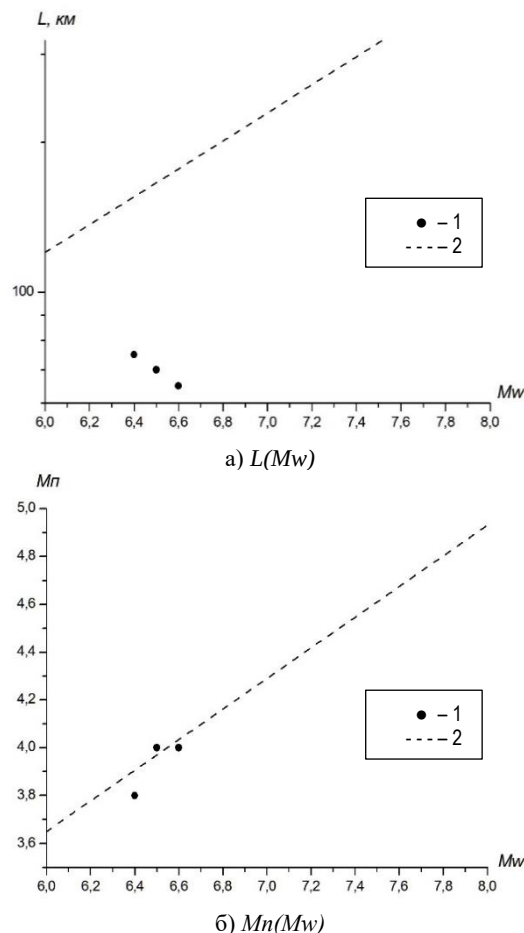


Рисунок 7. Величины $L(M_w)$ и $M_n(M_w)$ для кольцевых структур на востоке Эгейского моря и в западной Турции (1), сформировавшихся перед землетрясениями с механизмами типа сброса, по отношению к корреляционным зависимостям, полученным для внутриконтинентальных районов (2)

Событиям с механизмами типа сброса соответствуют иные зависимости (рисунок 7-а, б):

$$\lg L \text{ (км)} = 0,40 + 0,28M_w, r=0,73, \quad (3)$$

$$M_n = -0,19 + 0,64 M_w, r=0,55. \quad (4)$$

Мы использовали эти зависимости для оценки магнитуды сильного землетрясения, которое может готовиться в области Мраморного моря. С этой целью рассмотрены данные о кольцевой сейсмичности, проявившейся перед пятью сильными землетрясениями с $M_w=6,4-7,6$, которые произошли в рассматриваемом районе (таблица 2). Из рисунков 6 и 7 следует, что величины M_n и особенно L для событий на востоке Эгейского моря и в западной Турции существенно занижены для данной M_w по сравнению со средними величинами, полученными для внутриконтинентальных районов. Мы предположили, что наклоны графиков $\lg L(M_w)$ и $M_n(M_w)$ для рассматриваемого района отвечают зависимостям (1, 2) и (3, 4) для механизмов типа сдвига и сброса, соответственно, а уровни графиков смещены относительно них на

величины $C1 = \text{const}$ и $C2 = \text{const}$:

$$\lg L \text{ (км)} = -1,12 + C1 + 0,49 M_w, \quad (5)$$

$$M_n = -0,17 + C2 + 0,64 M_w, \quad (6)$$

$$\lg L \text{ (км)} = 0,40 + C1 + 0,28 M_w, \quad (7)$$

$$M_n = -0,19 + C2 + 0,64 M_w. \quad (8)$$

С использованием данных, полученных для пяти событий (таблица 2), найдены средние величины $C1$ и $C2$ (соответственно $-0,38 \pm 0,14$ и $-0,11 \pm 0,10$). Отметим, что среднее значение параметра $C1$ значительно выше аналогичной величины, полученной для района южной Калифорнии ($C1 = -0,66$ [11]). По формулам (5) и (6) для данных значений $C1$ и $C2$ оценена средняя величина M_w , которая может соответствовать кольцевой структуре, представленной на рисунке 5-а: $M_w = 7,3 \pm 0,1$ (для механизма типа сдвига, который должно иметь сильное землетрясение в зоне Северо-Анатолийского разлома). Существенно, что не учит только одного параметра $C1$ при использовании выражения (5) может привести к весьма большой погрешности в оценке магнитуды ($\sim 0,8$). Конечно, указанную величину M_w следует рассматривать лишь в качестве первого приближения.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что на востоке Эгейского моря и в западной Турции, так же, как и во многих внутриконтинентальных районах [3, 6, 7, 13], а также в зонах субдукции [1, 2, 4, 5, 8, 10, 14] перед сильными землетрясениями формируются неглубокие кольцевые структуры сейсмичности. В указанных работах отмечено, что образование кольцевых структур связано с процессами самоорганизации геологических систем [20], проявляющимися в миграции глубинных флюидов в земной коре и верхах мантии. Вследствие малой плотности флюидов эти процессы в конечном счете ведут к уменьшению потенциальной энергии Земли.

В рассматриваемом районе, как и в некоторых других континентальных районах, а также в зонах субдукции [10, 13] помимо неглубоких колец формируются также глубокие полосы сейсмичности (на глубинах 34–70 км). В [10, 13] показано, что эпицентры большинства сильных и сильнейших землетрясений в таких районах находятся вблизи областей пересечения или наибольшего сближения мелких колец и глубоких полос. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что на границах мелких колец происходит подъем глубинных флюидов [3]. Есть большие основания полагать, что в зонах глубоких полос сейсмичности происходят аналогичные процессы, которые связаны, в первую очередь, с дегидратацией пород нижней коры и верхов мантии на глубинах более 30 км [21–23]. Существенно, что при дегидратации выделяется свободная вода, которая служит одним из главных компонентов флюидов. Кроме того, при этом происходит охрупчивание дегидратированных пород, которое может приводить к генерации относи-

тельно сильных землетрясений. Глубокофокусные события, связанные с дегидратацией, облегчают подъем флюидов. В этом случае в областях пересечения или наибольшего сближения мелких колец и глубоких полос сейсмичности достигается наибольшая мощность двухфазного слоя с присутствием заметной доли флюидов. Важно отметить, что при формировании связанной сети флюидов на кровле такого слоя наблюдается концентрация напряжений, причем уровень избыточных напряжений пропорционален мощности слоя [24, 25]. Вероятность образования двухфазного слоя достаточно большой мощности возрастает при наличии глубокой полосы сейсмичности. Концентрация напряжений и может инициировать подвижку при сильном землетрясении [2–5, 7–9, 11, 12, 14].

В [7, 14] выдвинута гипотеза о пропорциональности энергии сильных землетрясений в межплитных областях потенциальной энергии флюидов, высвобождаемой при подготовке и реализации таких событий. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что величины $L(M_w)$ для колец сейсмичности на востоке Эгейского моря и в западной Турции существенно занижены относительно большинства внутриконтинентальных районов. Это может свидетельствовать о сравнительно высоком удельном содержании флюидов в земной коре рассматриваемого района, что компенсирует уменьшение размеров кольцевых структур. Ранее такой же вывод сделан в [11] для района южной Калифорнии. Отметим, что в обоих случаях кольцевые структуры находятся вблизи границ областей с континентальным и океаническим типами земной коры. Таким образом, существует тенденция к увеличению значений $L(M_w)$ при переходе от границ континентов к внутриконтинентальным районам, что должно соответствовать уменьшению содержания флюидов в литосфере. Отметим, что это заключение согласуется с закономерным уменьшением поглощения короткопериодных S-волн от зон субдукции к центральным районам континентов [26].

Особый интерес представляют данные о кольцевой структуре в области Мраморного моря, где достаточно давно не было сильных землетрясений. Из приведенных выше оценок следует, что в области к югу от мегаполиса Стамбул, возможно, готовится землетрясение с $M_w > 7,0$. Такое событие может привести к человеческим жертвам и большим разрушениям на территории с очень высокой плотностью населения. Судя по имеющимся данным, эпицентр такого землетрясения может находиться около одной из областей, где полосы глубокофокусной сейсмичности ближе всего подходят к кольцевой структуре (рисунок 5-в). При этом более вероятным представляется положение будущего эпицентра на севере, ближе к зоне высокой скорости накопления деформаций, выделенной по данным GPS, которая находится около северо-восточной границы кольцевой структуры [18]. Исходя из данных, полученных в [17], можно

ожидать, что очаг готовящегося землетрясения с максимальным размером $L_0 \sim 100$ км будет находиться в области между указанными выше долготами ($27,6^\circ$ Е и $28,8^\circ$ Е), ограничивающими зону относительного сейсмического затишья, выделяемую после 1766 г.

Ранее [27] была получена корреляционная зависимость размеров очагов сильных землетрясений (L_0) с механизмами типа сдвига от магнитуды:

$$\lg L_0 (\text{км}) = 0,62 M - 2,65. \quad (9)$$

По формуле (9) для $L_0 = 100$ км получаем соответствующую данному размеру максимальную магнитуду готовящегося землетрясения ($M_{\max} = 7,5$), что хорошо согласуется с оценкой, полученной по параметрам кольца сейсмичности. Отметим, что во многих случаях наблюдается резкое увеличение скорости СТД в областях кольцевых структур за периоды вре-

мени не более 10–15 лет до сильных и сильнейших землетрясений, с которыми связано формирование этих структур [3, 8, 9, 11, 12], что видно также и на рисунках 2-б и 3-б. В связи с этим существует большая вероятность реализации в ближайшие несколько лет сильного землетрясения в области кольца сейсмичности, где в 2006–2017 гг. произошло 8 событий с $M = 4,3–5,1$. Это позволяет значительно уменьшить длительность временного интервала, в котором следует ожидать сильное сейсмическое событие по сравнению с оценками, полученными чисто статистическими методами и основанными на величине среднего периода повторяемости землетрясений с $M \sim > 7$ в данном районе [17]. По нашему мнению, здесь необходимо активизировать геофизические и геохимические исследования с целью возможного среднесрочного прогноза сильного землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2009. – Т. 425, № 4. – С. 539–542.
2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2009. – Т. 429, № 1. – С. 106–109.
3. Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология. – 2010. – № 6. – С. 34–51.
4. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. ($M_w = 9,0$) в районе северо-восточной Японии / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН. – 2011. – Т. 440, № 2. – С. 246–249.
5. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе очага землетрясения Мауле (Чили, 27.02.2010, $M_w = 8,8$) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические исследования. – 2011. – Т. 12, № 3. – С. 22–33.
6. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения S-волн и кольцевые структуры сейсмичности в районе Байкальской рифтовой зоны / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2012. – Вып. 4. – С. 33–41.
7. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся в континентальных районах перед сильными землетрясениями с различными механизмами очагов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические исследования. – 2013. – Т. 14, № 1. – С. 5–15.
8. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в районе северного Чили и успешный прогноз места и магнитуды землетрясения Икике 01.04.2014 г. ($M_w = 8,2$) / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2015. – Вып. 4. – С. 153–159.
9. Копничев, Ю.Ф. Аномалии высокого поглощения S-волн и кольцевые структуры сейсмичности в литосфере Алтая; возможная подготовка сильных землетрясений / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2016. – № 1. – С. 68–83.
10. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в районе южной Мексики: возможная подготовка сильного землетрясения / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2016. – Вып. 4. – С. 24–29.
11. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в районе южной Калифорнии: возможная подготовка сильного землетрясения в окрестностях Лос-Анжелеса / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2017. – Т. 16, № 1. – С. 42–54.
12. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в зоне субдукции Каскадия: возможная подготовка сильных землетрясений / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2017. – Т. 16, № 4. – С. 92–102.
13. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в районе северной Греции: возможная подготовка сильных землетрясений / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник КазНИИСА. – 2017. – № 4(68). – С. 31–46.
14. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности, формирующиеся перед сильными и сильнейшими землетрясениями на западе и востоке Тихого океана / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические процессы и биосфера. – 2018. – Т. 17, № 1. – С. 109–124.
15. Соболев, Г.А. Основы прогноза землетрясений / Г.А. Соболев. – М.: Наука. – 1993. – 313 с.
16. Le Pichon, X. The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara / X. Le Pichon, N. Rangin, C. Chamot-Rooke, A. Sengör // J. Geophys. Res. – 2003. – V. 108(B4). – doi:10.1029/2002JB001862.
17. Parsons, T. Recalculated probability of M 7 earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey / T. Parsons // J. Geophys. Res. – 2004. – V. 109. – B05304. doi:10.1029/2003JB002667.
18. Ergintav, S. Istanbul's earthquake hot spots: geodetic constraints on strain accumulation along faults in the Marmara seismic gap / S. Ergintav, R. Reilinger, R. Çakmak, M. Floyd, Z. Cakir, U. Doğan, R. King, S. McClusky, H. Özener // Geophys. Res. Lett. – 2014. – doi: 10.1002/2014GL060985.

19. Sengör, A. The North Anatolian fault: a new look / A. Sengör, O. Tuys, C. Imren, M. Sakıncı, H. Eyidogan, N. Gor, X. Le Pichon, C. Rangin // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* – 2005. – P. 37 – 112. – doi: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120415 2004.
20. Летников, Ф.А. Синергетика геологических систем / Ф.А. Летников. – Новосибирск: Наука. – 1992. – 229 с.
21. Raleigh, C. Experimental deformation of serpentine and its tectonic implications / C. Raleigh, M. Paterson // *J. Geophys. Res.* – 1965. – V. 70. – P. 3965–3985.
22. Yamazaki, T. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab / T. Yamazaki, T. Seno // *J. Geophys. Res.* – 2003. – V. 108. – N B4. – doi: 10/1029/2002JB001918.
23. Jung, H. Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change / H. Jung, H. Green, L. Dobrzinetskaya // *Nature*. – 2004. – V. 428 – P. 545–549.
24. Каракин, А.В. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы / А.В. Каракин, Л.И. Лобковский // *ДАН СССР*. – 1982. – Т. 268, № 2. – С. 324–329.
25. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T. Gold, S. Soter // *Pure Appl. Geophys.* – 1984/1985. – V. 122. – P. 492–530.
26. Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР / Ред. Ю.К. Щукин, В.З. Рябой. – М.: Наука. – 1987. – 238 с.
27. Копничев, Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля / Ю.Ф. Копничев. – М. Наука: 1985. – 176 с.

ЭГЕЙ ТЕҢІЗІНІҢ ШЫҒЫСЫНДА ЖӘНЕ БАТЫС ТҮРКИЯДА САҚИНАЛЫ СЕЙСМИКАЛЫҒЫ: СТАМБУЛДАН ОҢТҮСТІККЕ ҚАРАЙ КҮШТІ ЖЕР СІЛКІНУІ ДАЙЫНДАЛУ МҮМКІНДІГІ

¹⁾ Ю.Ф. Копничев, ²⁾ И.Н. Соколова

¹⁾ *Ресей Ғылым Академиясының Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей*

²⁾ *Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

Эгей теңізінің шығысында және Батыс Түркияда сейсмикалықтың кейбір сипаттамалары қарастырылады. Сейсмикалықтың сақиналы құрылымдарын бөлуге негізделген әдістеме қолданылды. 1995–2017 жылдары болған $M_w=6,4-7,6$ бес күшті жер сілкінулердің алдында бірнеше он жыл ішінде 3,8–4,5 диапазонында M_n магнитудының шекті мәні бар таяз сақиналық құрылымдар ($h=0-33$ км) қалыптасты. Осы құрылымдардың мөлшерлері тиісті магнитудалары бар жылжу және түсіру типті механизмдерімен құрлықшілік оқиғаларға қарағанда бірнеше есе аз. Бұл жерде сейсмикалықтың терең ($h=34-70$ км) жолақтары пайда болды. Қатты жер сілкінулерінің эпиорталықтары көбінесе ұсақ сақиналар мен сейсмикалықтың терең жолақтарының қиылысу немесе неғұрлым жақындау аймақтарына жақын орналасатыны көрсетілген. $M_w \geq 7,0$ -мен жер сілкінуі болмаған Мәрмәр теңізі ауданында терең емес сақиналы құрылым ($M_n=4,3$) айқындалған. Бас оқиғалардың энергиясынан сейсмикалықтың сақиналары параметрлерінің бұрын корреляциялық тәуелділіктері негізінде жылжу үлгісіндегі тетіктермен құрлықшілік жер сілкінулері үшін қатты оқиғаның магнитудасы бағаланды, ол асақиналы құрылым аймағында дайындалуы мүмкін: $M_w=7,3 \pm 0,1$. Сақиналы құрылымдар мен сейсмикалықтың терең жолақтарын қалыптастыру геологиялық жүйелердің өзіндік ұйымдастыру процестерімен байланыстырылады, соның нәтижесінде терең флюидтердің жылыстауы жүзеге асырылады.

RING-SHAPED SEISMICITY IN THE REGIONS OF THE EASTERN AEGEAN SEA AND WESTERN TURKEY: POSSIBLE PREPARATION FOR LARGE EARTHQUAKE TO THE SOUTH OF ISTANBUL

¹⁾ Yu.F. Kopnichev, ²⁾ I.N. Sokolova

¹⁾ *Institute of Physics of the Earth of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²⁾ *Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan*

We have been studying some seismicity characteristics in the regions of the eastern Aegean Sea and Western Turkey. We used a method based on identification of ring-shaped seismicity structures. It was established that shallow ($h=0-33$ km) ring-shaped structures with threshold magnitude values of M_t in the range of 3,8–4,5 have been formed during a few decades prior to five large earthquakes ($M_w=6,4-7,6$) that occurred in 1995–2017. The sizes of these structures were a few times less than for intracontinental earthquakes with mechanisms of strike-slip and normal faulting types that have corresponding magnitudes. Besides that, deep ($h=34-70$ km) seismicity strips were identified there. It was shown that epicenters of large earthquakes are often located near areas of crossing or the closest rapprochement of shallow rings and deep strips. Shallow ring-shaped structure ($M_t=4,3$) was identified in the area of the sea of Marmara, where no events with $M_w \geq 7,0$ occurred at least since 1900. Moreover, deep seismicity strips also were displayed here. We estimated magnitude of the large event, which can prepare in the area of the ring-shaped structure. The estimate is based on earlier obtained correlation dependences of seismicity ring parameters on energy of main earthquakes with mechanisms of strike-slip type: $M_w=7,3 \pm 0,1$. The formation of ring-shaped structures and deep seismicity strips is supposed to be connected with processes of geological systems self-organization, which result in deep-seated fluids migration.

УДК 550.34

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ТЕРРИТОРИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

1,2) Рогожин Е.А., 2,3) Семенов А.Е., 2,3) Надежка Л.И.

¹⁾ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

²⁾ Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия

³⁾ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Более чем 20-летний период сейсмологических наблюдений на территории Воронежского кристаллического массива свидетельствует о том, что территория региона не является сейсмически пассивной. Зарегистрировано 590 сейсмических событий разных энергетических классов, анализ которых показал, что современная сейсмическая активность имеет квазипериодический характер, описанный построенным графиком повторяемости землетрясений разного энергетического класса.

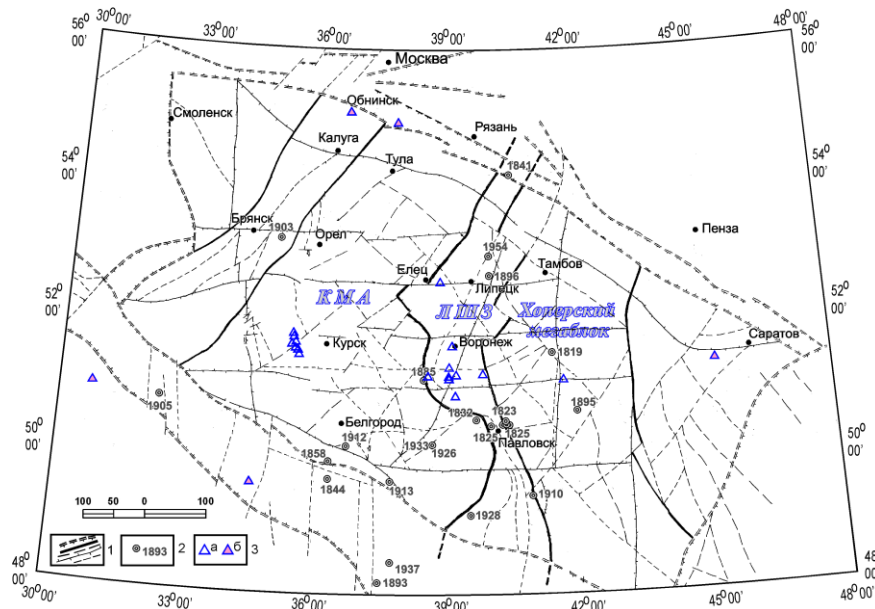
ВВЕДЕНИЕ

Воронежский кристаллический массив (ВКМ) является основанием одноименной антеклизы, одной из крупнейших положительных структур Восточно-Европейской платформы. В геологическом строении Воронежской антеклизы отчетливо выделяются два структурных мегакомплекса. Верхний мегакомплекс (платформенный чехол) представлен отложениями венд-рефея позднего протерозоя, девонской и каменноугольными системами мезозоя, палеоген-неоген и четвертичными системами кайнозоя. Нижний (кристаллический фундамент антеклизы) образован супракрустальными и магматическими породами архейского и протерозойского возраста. Территория Воронежского кристаллического массива хорошо изучена геологическими и геофизическими методами. Выполнен значительный объем глубинных сейсмиче-

ских и электромагнитных исследований. Получен обширный фактический материал о строении литосферы региона от физической поверхности Земли до верхов мантии. С конца 1996 г. начаты сейсмологические наблюдения. В настоящее время в регионе функционирует сеть, состоящая из 16 сейсмических станций, регистрирующая сейсмические события, начиная со второго энергетического класса.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

По современным представлениям в литосфере ВКМ выделяются крупные структуры – мегаблоки: Курский и Хоперский, разделенные Лосевской шовной зоной (рисунок 1).



1 – тектонические нарушения различного ранга; 2 – эпицентр исторического землетрясения; 3 – сейсмические станции Воронежской (а) сети и региональные станции, данные которых используются для локализации очагов сейсмических событий (б). КМА – Курская магнитная аномалия; ЛШЗ – Лосевская шовная зона

Рисунок 1. Тектоническая схема разломно-блокового строения кристаллического фундамента ВКМ и положение сейсмических станций локальной сети мониторинга (ЛСМ)

Каждая из этих структур подразделяется на ряд разновозрастных рифтогенных поясов и эпикратонных впадин. Структуры характеризуются специфическими структурно-вещественными комплексами (СВК) с разнотипными магматическими и рудными формациями, которые отражают последовательную смену геодинамических режимов формирования относительно мощной (38,0–47,5 км) слоисто блоковой коры континентального типа [1–4]. Земная кора Воронежского кристаллического массива значительно расслоена, латерально существенно неоднородна, дискретна по структуре, вещественному составу и физическим свойствам. Она представляет собой блоково-иерархическую систему, включающую неоднородности разных рангов – от крупных мегаблоков, охватывающих значительные площади, до локальных зон деструкции, имеющих поперечные размеры менее километра [4, 5]. Физические свойства горных пород, слагающих земную кору, значительно варьируют на разных глубинных уровнях (рисунок 2). Так, на уровне эрозионного среза докембрия плотность пород изменяется от 2,58 г/см³ (отдельные типы гранитоидов) до 2,73 г/см³, скорость продольных сейсмических волн также значительно отличается в разных петротипах пород от 5,6 км/с до 6,3 км/с. Диапазоны изменения этих параметров на разных глубинных уровнях не уменьшаются, что хорошо видно на рисунке 2, где представлена обобщенная геофизическая модель литосферы ВКМ [4, 5].

Следует отметить, что не только кристаллическая кора, но и верхи мантии неоднородны по структуре и физическим свойствам. Вариации физических свойств в верхах мантии отражает обобщенная геофизическая модель (рисунок 2). Как показано в [4], в верхней мантии Курского мегаблока выделяются две крупные области пониженной плотности до глубины порядка 100 км. В южной части Хоперского мегаблока выделяется крупная область северо-восточного простирания с повышенной плотностью в верхах мантии. В северной части Хоперского мегаблока выделяется локальная область пониженной плотности [4]. Кроме того, в ряде случаев наблюдается не резкий переход кора-мантия, а переходный слой разной вертикальной мощности, т.е. верхи мантии существенно не однородны. Из сказанного следует, что литосфера Воронежского кристаллического массива неоднородна по структуре и физическим свойствам слагающих ее пород. Но, как известно, структурные и вещественные неоднородности литосферы, а также соответствующие им вариации физических свойств являются источниками значительных локальных напряжений. Последние, концентрируясь в ослабленных зонах, создают предпосылки возникновения землетрясений [6]. К этому следует добавить, что территория региона находится под динамическим воздействием Альпийского пояса [7, 8], которое оказывает влияние на состояние структур уже находящихся в напряженном состоянии, что увеличивает вероят-

ность землетрясений. Землетрясения на территории Воронежского кристаллического массива происходили и в доинструментальный период [9], при этом почти четверть из землетрясений Восточно-Европейской платформы за этот период произошли на территории ВКМ.

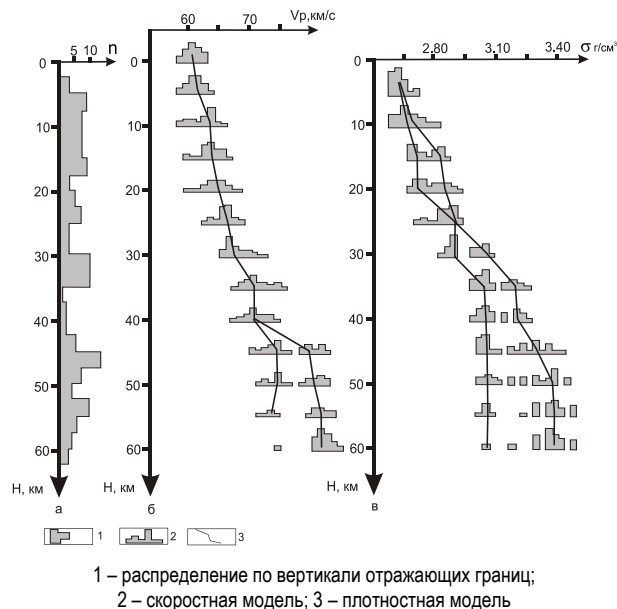


Рисунок 2. Модель изменения скорости продольных волн и плотности с глубиной ВКМ

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наблюдения современной сейсмической активности начаты в конце 1996 г. За относительно короткий период времени в регионе создана наблюдательная

сеть, состоящая из 16 сейсмических станций, пять из которых образуют региональную Воронежскую сеть, входящую в сеть Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук», а 11 сейсмических станций образуют две локальные сети: Курскую, в пределах Курского мегаблока, и Нововоронежскую, расположенную в пределах Лосевской шовной зоны.

При создании наблюдательной сети сейсмических станций учитывались следующие два условия: во-первых, сеть сейсмических станций должна освещать сейсмическую ситуацию всего региона (региональная сеть). В этом случае расстояние между сейсмическими станциями составляет 200–250 км. Такая сеть, как показывает опыт, позволяет регистрировать сейсмические события, начиная с 6 энергетического класса на всей территории ВКМ [10] (класс сейсмических событий определяется по номограмме Т.Г. Раутиан [11]). Во-вторых, локальные сети должны обеспечивать получение достоверной и детальной информации о характере современных сейсмических процессов и геодинамическом состоянии недр крупных структур ВКМ. Локальные сети являются двухуровневыми: станции на расстоянии 5–10 км друг от друга (первый уровень) и 40–60 км — второй уровень. Организованные таким образом локальные сети позволяют регистрировать сейсмические события, начиная со второго энергетического класса при удалении событий до 10 км [10].

Сейсмические станции оснащены регистраторами UGRA (ФИЦ ЕГС РАН), сейсмоприемниками СМ-3КВ (ООО «Геотех+») и СМ-3ОС (ООО «Геотех+»), которые установлены на постаменты, оборудованных в подвальных помещениях, вынесенных за пределы жилых помещений (рисунок 3).



Рисунок 3. Пример установки сейсмической станции

Невысокий уровень антропогенной нагрузки в районе расположения сейсмических станций, а также принятая система их организации позволили обеспечить хорошую чувствительность всей сети в целом и регистрировать сейсмические события в широком диапазоне значений энергетических классов (магнитуд). В целом, за более чем 20-летний период сейс-

мических наблюдений зарегистрировано 590 местных землетрясений энергетических классов 2,0–12,0, произошедших на территории Воронежского кристаллического массива. Большинство из них — это землетрясения 6–9 энергетических классов. На рисунке 4 приведен пример записи локального землетрясения 8 энергетического класса.

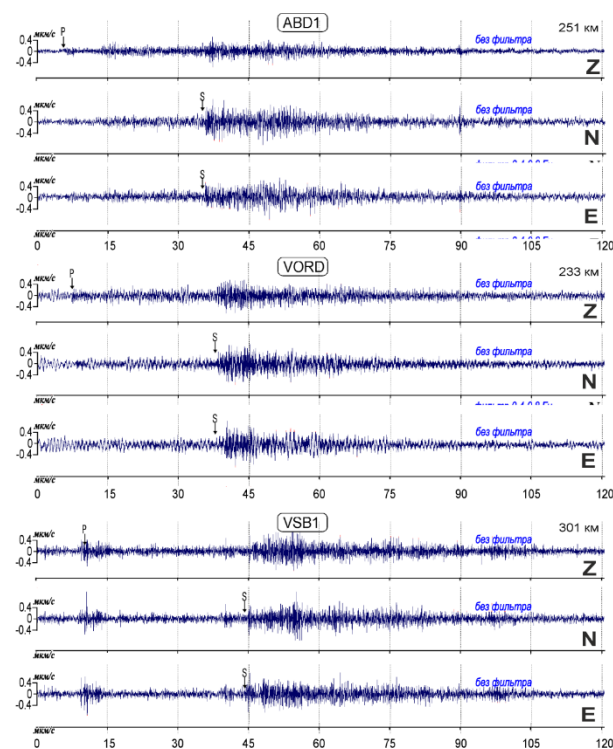


Рисунок 4. Пример записей сейсмического события 8 энергетического класса, произошедшего 17 мая 2019 г. (23:11:27 UTC)

На территории региона развита мощная горнодобывающая промышленность, функционирует более 20 промышленных карьеров, в которых производятся взрывы, регистрирующиеся как сейсмические события 5–10 энергетических классов. В течение года регистрируется более 300 сейсмических событий, вызванных взрывами. Всего за период инструментальных наблюдений зарегистрировано более 8 000 промышленных взрывов. При таком обилии сейсмических событий, вызванных взрывами, выделение землетрясений, близких по энергетическому классу, является специальной и важной задачей. В настоящее время разработана система критериев распознавания, которая позволяет идентифицировать записи взрывов и землетрясений, несмотря на специфику записей разных станций [12]. Анализ временного распределения количества зарегистрированных землетрясений и выделившейся при этом сейсмической энергии показал их неравномерное распределение по годам. Обнаруживается квазипериодичность (ритмичность) в проявлении современной сейсмической активности. Наиболее четко проявляются ритмы количества сейсмической энергии, выделившейся при землетрясени-

ях (рисунок 5). Для анализа использовались только те землетрясения, эпицентры которых расположены непосредственно в приподнятой части ВКМ и на склонах (примерно до изогипсы 1000 м), где прослеживаются выделенные в эрозионном срезе региона структуры и соответствующие им структурно-вещественные комплексы. Как видно из рисунка 5, максимальные значения выделившейся сейсмической энергии наблюдались в 2000, 2007, 2015 гг., при этом отмечается некоторое увеличение сейсмической энергии, предшествующее основному максимуму. Возможно, это является следствием наложения, по крайней мере, двух циклов, характеризующихся различной продолжительностью и интенсивностью. Сейсмическое затишье отмечалось в 2001–2003, 2005–2006, 2009–2013, 2014 годах, и оно было более длительное, чем периоды активизации. Особенно продолжительным было затишье в 2009–2012 гг., после которого отмечен небольшой пик в 2013 г. и уже значительное увеличение выделившейся сейсмической энергии наблюдалось в 2015 г. Отмеченные особенности временного распределения выделившейся сейсмической энергии свидетельствуют о ритмичности во временном ходе сейсмической активности территории ВКМ за последние 22 года. Качественная оценка закономерностей во временном ходе сейсмичности позволяет выделить два ритма: с периодом 6–7 и 9–10 лет.

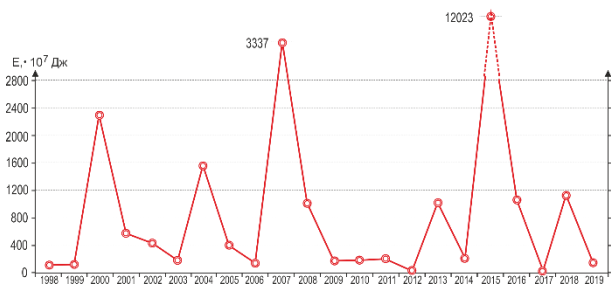


Рисунок 5. Временное распределение сейсмической энергии, выделившейся при землетрясениях, произошедших на территории ВКМ (1998–2019 гг.)

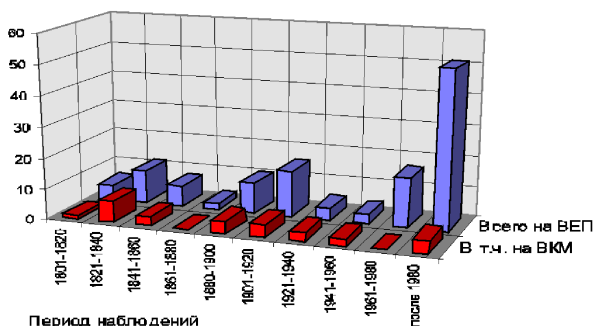


Рисунок 6. Распределение количества исторических землетрясений по годам (1801 – после 1980 гг.)

Следует отметить, что ритмичность во временном ходе сейсмичности отмечается и при анализе исторических данных за последние 200 лет как для территории Восточно-Европейской платформы, так и Воро-

нежского кристаллического массива. В последнем случае наблюдаемые ритмы имеют большую временную продолжительность. Примерно 10–20 лет сейсмической активности сменяются 20–30 годами сейсмического затишья (рисунок 6).

В настоящее время, в целом, для территории Воронежского кристаллического массива наблюдаются режимы, когда в среднем 1–2 года сейсмической активности, сменяются 2–3 годами сейсмического затишья.

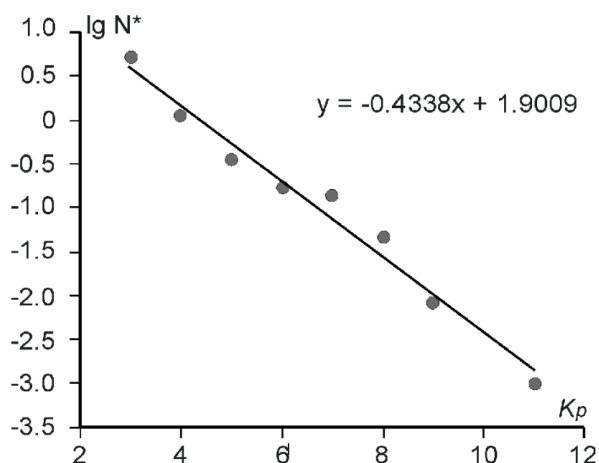
Анализируя сейсмическую активность в различных по геологическому строению и геодинамическому развитию регионах, исследователи приходят к выводу о ритмичном характере сейсмической активности не только в регионах горно-складчатых [13], но и платформенных [14]. Выделяются ритмы продолжительностью 0,5, 1, 2, 4, 6 и 14 лет [13]. Анализируя глобальный сейсмический процесс Земли в течение 113 лет (XX – начало XXI в.) Е.А. Рогожин с соавторами приходит к выводу, что во временном ходе глобальной сейсмичности также наблюдается ритмичность [15], в частности отмечается, что 15 – 20 лет сейсмической активности, сменяются 30–35 годами сейсмического затишья, когда накапливается энергия для следующей активизации. Ритмичности во временном ходе сейсмичности, в целом для Земли и в разных геолого-геодинамических условиях, могут свидетельствовать о глобальной природе волнового поля напряжений. Волновые напряжения, распространяются от границ литосферных плит – зон спрединга и зон субдукции. Причиной, порождающей напряжения в этих зонах, по-видимому, являются процессы, происходящие в глубоких недрах Земли. Взаимодействие глобальной (надрегиональной) системы напряжений с региональной и локальной может быть причиной ритмов различной продолжительности, которые, накладываясь друг на друга, образуют сложную картину временных вариаций современной сейсмической активности. В целом, можно констатировать, что современная сейсмическая активность территории Воронежского кристаллического массива имеет ритмичный характер, при этом продолжительность ритмов различная.

Кроме анализа временных вариаций сейсмической активности, важную роль при изучении сейсмического режима играет повторяемость землетрясений определенной магнитуды или энергетического класса, которая позволяет оценить максимально возможную расчетную магнитуду (энергетический класс) землетрясения. Вместе с тем, высказывается мнение, что изредка могут возникать землетрясения гораздо более сильные, чем удастся оценить по графику повторяемости [16]. Закон повторяемости землетрясений определенной магнитуды Гуттенберга-Рихтера в прямолинейной форме для энергетических классов имеет вид [17]:

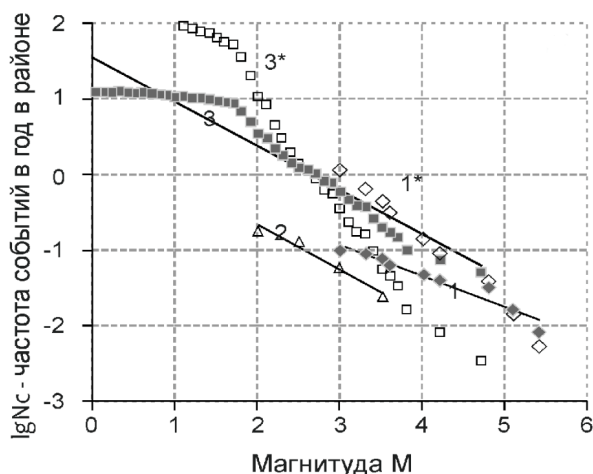
$$\lg \bar{N}_j = \lg A - \gamma \Delta k_j, \quad (1)$$

где $\bar{N}_j$ – среднее число землетрясений, сейсмическая энергия которых лежит в интервале $[10^{k_0+\Delta k(j-\frac{1}{2})}, 10^{k_0+\Delta k(j+\frac{1}{2})}]$ Дж.

При этом $\bar{N}_j$ нормируется на единичный интервал времени (год) и на стандартную площадь (1000 км^2), Δk – шаг изменения энергетического класса. Для магнитуд формула идентична [17].



а) землетрясения за 1998–2005 годы [19]



б) землетрясения согласно каталогам

Каталоги: 1 – исторических землетрясений; 2 – уточненные исторических землетрясений; 3 – инструментальный; 1* – исторических землетрясений с учетом периода представительной регистрации для разных диапазонов магнитуд, согласно [16]; 3* – инструментальный с учетом поправок за радиус представительной регистрации для разных диапазонов магнитуд [16]

Рисунок 7. Сравнение графиков повторяемости территории исследования – района ВКМ

Следует отметить, что для территории Воронежского кристаллического массива неоднократно строились графики повторяемости за разные промежутки времени (рисунок 7) [16, 18, 19]. Как видно из рисунка 7, графики повторяемости разные. График повторяемости (рисунок 7-а) построен на базе данных за 1998–2005 гг. В этом случае учитывались пло-

щадь представительной регистрации землетрясений разного энергетического класса. Однако на тот момент временной промежуток наблюдений был ограничен всего 8 годами, общее количество землетрясений составляло 250, поэтому как площади представительной регистрации событий, так и количество землетрясений были занижены [19]. В этом случае график повторяемости можно рассматривать только как некоторое приближение.

Подробный анализ графиков повторяемости представлен Е.Г. Бугаевым в [16], где рассмотрены графики повторяемости с использованием различных каталогов: 1) исходного каталога исторических землетрясений; 2) уточненного каталога исторических землетрясений; 3) каталога инструментально зарегистрированных землетрясений ВКМ за 14 лет. Методика работ изложена в [16, 18,], на рисунке 7-6 приведены результаты. При этом количество землетрясений приведено к 1 году и единичной площади, равной площади региона. В [16] делается вывод, что и для исходного каталога исторических землетрясений события с $M < 4.5$ не представительны, а события с $M > 4.5$ могут быть описаны одним законом повторяемости с инструментальными данными в диапазоне магнитуд от 2,0 до 5,5 [16, 18]. Автор считает, что уточненный каталог исторических землетрясений в диапазоне магнитуд от 2,0 до 3,5 занижает уровень сейсмической опасности. Уравнение графика повторяемости магнитуд, полученное в [16] на основе экспериментальных данных за 14 лет, имеет вид:

$$\lg N_c = -0,58 M_{\text{инстр.}} + 1,55 \quad (2)$$

К настоящему времени, за 22 года наблюдений, накоплен большой объем данных о местных землетрясениях 2–12 энергетических классов. По данным о 590 землетрясений построен график их повторяемости для различных энергетических классов. Прежде всего, определялись площади регистрации землетрясений в интервалах энергетических классов $K_i - \Delta K \leq K_i < K_i + \Delta K$. При этом использовалась предельная дальность регистрации землетрясений, определенная по экспериментальным данным [10]. Количество землетрясений определенного энергетического класса нормировалось на временной интервал (22 года) и на площадь предельной регистрации в 1000 км^2 . На рисунке 8 приведен полученный график повторяемости.

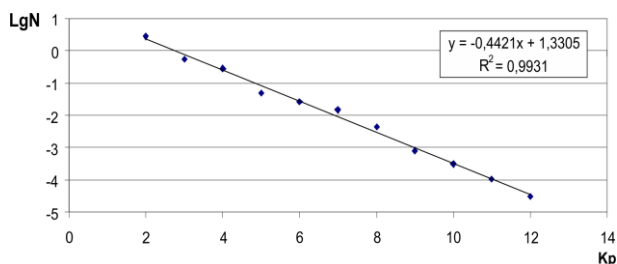
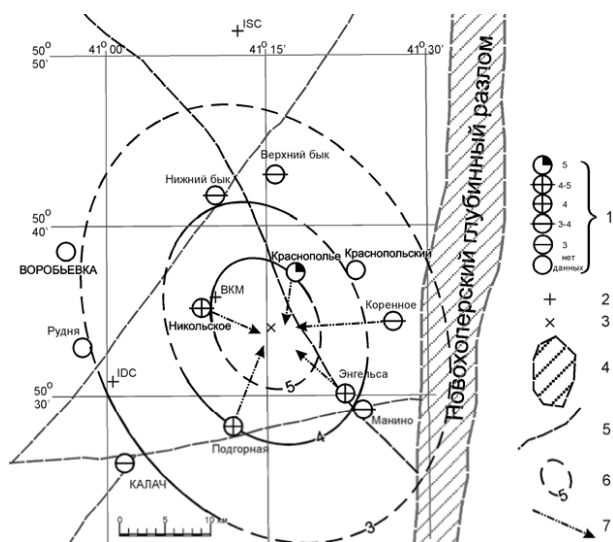


Рисунок 8. График повторяемости для территории Воронежского кристаллического массива

Экспериментальные данные достаточно хорошо аппроксимируются линейной зависимостью:

$$\text{Lg}(N^*) = -0,44 \cdot K_p + 1,33 \quad (3)$$

Обращает на себя внимание то, что уравнение графика повторяемости отличается от приведенных в [16, 19] (рисунок 7-6). Это обусловлено, по-видимому, размером выборки и более детальным учетом площади регистрации. Следует отметить, что график повторяемости построен только по данным инструментальных наблюдений без учета исторических землетрясений. Несмотря на большой объем использованных данных, график повторяемости (рисунок 8) следует рассматривать как очередное приближение, которое будет уточняться по мере поступления новых результатов наблюдений. Вместе с тем, построенный график повторяемости позволил оценить максимальное значение энергетического класса возможных землетрясений, которое, в соответствии с формулой (3) составляет 12,1.



1 – интенсивность сотрясений в баллах; 2 – эпицентр по инструментальным данным; 3 – макросейсмический эпицентр; 4 – глубинный разлом первого порядка; 5 – тектонические нарушения более высокого порядка; 6 – изосейсты; 7 – азимут на эпицентр (по макросейсмическим описаниям очевидцев)

Рисунок 9. Никольское землетрясение 31 марта 2000 г. – эпицентральная зона

Анализ сейсмичности района ВКМ показал, что некоторые из хорошо изученных землетрясений демонстрируют приуроченность очагов к зонам разломов. Так, Никольское землетрясение 31 марта 2000 г. на Воронежском кристаллическом массиве ($M=3,8$,

$I_0=5$ баллов) произошло в краевой части Калач-Эр-тильского блока, на расстоянии примерно 20 км от г. Калач. Оперативно был проведен комплекс исследований по изучению проявлений его очага [20]. Установлены координаты эпицентра землетрясения, определенные по инструментальным и макросейсмическим данным, и построены изосейсты 3-го, 4-го и 5-го баллов. Очаг землетрясения был связан с тектоническим нарушением, оперяющим с запада Новохоперский глубинный разлом. Действительно, ориентировка длинной оси изосейст оказалась север-северо-западной, как и простираение указанного тектонического нарушения. Макросейсмический и инструментальный эпицентры землетрясения были расположены в непосредственной близости от Новохоперского разлома (рисунок 9).

Выводы

Изучение сейсмического режима и современной сейсмической активности территории Воронежского кристаллического массива позволило установить, что исследованная территория не является сейсмически пассивной. Современная сейсмическая активность имеет ритмичный характер. При этом отчетливо проявляются два типа ритмов: один с периодом 6–7 лет, другой – около 10 лет. С использованием объема данных о землетрясениях за весь период инструментальных наблюдений, равный 20 годам, построен график повторяемости землетрясений, который в целом, характеризует сейсмический режим территории Воронежского кристаллического массива. Возможно, с увеличением объема данных он будет корректироваться. В соответствии с графиком повторяемости максимальное землетрясение на территории Воронежского массива может быть 6 баллов по шкале МСК-64. По результатам оперативного обследования некоторые из наиболее сильных сейсмических событий демонстрируют приуроченность очагов к зонам геологических разломов.

Относительно высокая потенциальная сейсмичность региона, активная деятельность горнодобывающих предприятий, наличие объектов повышенной экологической ответственности и высокая плотность населения требуют постоянного контроля изменяющихся сейсмических условий Воронежского кристаллического массива.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты 20-55-00010Бел_а, 18-05-00641_а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Чернышов, Н.М. Геодинамические особенности становления континентальной коры Курского и Хоперского мегаблоков Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов // Проблемы геодинамики и минерализации Восточно-Европейской платформы: Материалы Международной конференции. – Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 2002 – С. 143–144.
2. Чернышов, Н.М., Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии / Н.М. Чернышев, В.М. Ненахов, И.П. Лебедев // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–30.

3. Чернышов, Н.М. Главнейшие типы структурно-вещественных комплексов раннего докембрия ВКМ, последовательность их формирования и возрастная корреляция / Н.М. Чернышов, И.Н. Щеглов // тез. докл. Всероссийского совещания «Состояние проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России» – СПб: изд-во ВСЕ ГЕИ. – С. 99–101.
4. Чернышов, Н.М. Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / гл. ред. Н.М. Чернышов. – Воронеж: изд-во «Научная книга», 2012. – 330 с.
5. Семенов, А.Е. О связи современной сейсмической активности со структурными особенностями кристаллической коры и верхов мантии Воронежского кристаллического массива / А. Е. Семенов // Материалы X Международной сейсмологической школы: Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных – Обнинск, ГС РАН. 2015. – С. 290–294.
6. Надежка, Л.И. О возможных причинах локальных землетрясений на территории Воронежского массива / Л.И. Надежка, М.А. Ефременко, Е.А. Рогожин, А.Е. Семенов // Материалы XVI Международной конференции Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. – Воронеж: Научная книга. – 2010. – С. 73–77.
7. Копп, М.А. Кинематика новейшей структуры и сейсмичность Окско-Донского миоцен-четвертичного прогиба / М.А. Копп, А.А. Никонов, Е.Ю. Егоров // ДАН, 2002. – Т. 385, № 3. – С. 387–292.
8. Пивоваров, С.П. О взаимосвязи сейсмических режимов Аравийской плиты и Воронежского кристаллического массива / С.П. Пивоваров, А.Е. Семенов, Р.С. Пивоваров // Материалы X Международной сейсмологической школы: Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных – Обнинск, ГС РАН, 2015. – С. 263–264.
9. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР // под ред. Кондорской В.Н., Шебакина Н.В. – М.: Наука, 1977. – 535 с.
10. Надежка, Л.И. Оценка регистрационных возможностей сети сейсмических станций на территории Воронежского кристаллического массива / Л.И. Надежка, С.П. Пивоваров, М.А. Ефременко // Землетрясения северной Евразии в 2002 году. – Обнинск: ГС РАН. – 2018. – С. 466–470.
11. Раутиан, Т.Г. Энергия землетрясений / Т.Г. Раутиан // Тр. ИФЗ РАН СССР, 1960. – № 9 (176). – С. 75–114.
12. Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России / под ред. В.В. Адушкина, А.А. Маловичко — М.: ГЕОС, 2013. – С. 164–179.
13. Юдахин, Ю.Н. О волновых процессах в литосфере Земли / Ю.Н. Юдахин // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы. Всероссийской конференции с международным участием. Архангельск, 13–18 сентября 2004 г. – Архангельск. – 2004 – т. 2. – С. 407–409.
14. Французова, В.И. Сопоставление режимов платформенной и орогенной сейсмичности / В.И. Французова, Ф.Н. Юдахин // Матер. Межд. конф. М.: ВНИИ геофизики – 2003 – С. 249–253 (CD-ROM).
15. Рогожин, Е.А. Вариации интенсивности глобального сейсмического процесса в течение XX и начале XXI веков / Е.А. Рогожин, А.И. Лутиков // Физика Земли. – 2014. – Вып. 4. – С. 25–34.
16. Бугаев, Е.Г. Оценка пределов изменения графиков повторяемости магнитуд для развития риск-ориентированного регулирования безопасности атомных станций (на примере Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ / Е.Г. Бугаев // Вопросы инженерной сейсмологии. – М., 2014. – Т. 41, № 3. – С. 37–54.- ISSN 0132-2826
17. Садовский, М.А. Сейсмический процесс в блоковой среде / М.А. Садовский, В.Ф. Писаренко. – М.: Наука, 1991. – 96 с.
18. Бугаев, Е.Г. Проблемы оценки сейсмической опасности слабоактивной платформенной территории (на примере Воронежского кристаллического массива) / Е.Г. Бугаев, С.Б. Кишкина // Матер. XX Всероссийской конференции с Международным участием «Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов». – Воронеж, 2016. – С. 449–458.
19. Надежка, Л.И. Карта K_{min} , график повторяемости землетрясений ВКМ и взрывы // Л.И. Надежка, Р.С. Михайлова, С.П. Пивоваров, И.Н. Сафронич, М.А. Ефременко // Землетрясения Северной Евразии. – 2015. – Обнинск: ГС РАН. 2005. – С. 449–458.
20. Надежка, Л.И. Никольское землетрясение 31 марта 2000 года с $K_p=10.8$, $I_0=5$ (Воронежская область) / Л.И. Надежка, И.Н. Сафронич, С.П. Пивоваров, И.П. Габсатарова, Р.С. Михайлова, Е.А. Бабкова // Землетрясения Северной Евразии в 2000 году: сб. научных трудов – Обнинск: ГС РАН. – 2006. – С. 245–253.

ВОРОНЕЖ КРИСТАЛДЫ МАССИВІНІҢ АУМАҒЫНДАҒЫ СЕЙСМИКАЛЫҚ РЕЖИМНІҢ КЕЙБІР БЕЛГІЛЕРІ

1, 2) Е.А. Рогожин, 2, 3) А.Е. Семенов, 2, 3) Л.И. Надежка

¹⁾ *Институт физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*

²⁾ *Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия*

³⁾ *Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия*

Воронеж кристалл массивінің аумағында сейсмологиялық бақылаулардың 20-дан астам кезеңі өңір аумағы сейсмикалық тұрғыдан енжар болып табылмайтынын куәландырады. Әртүрлі энергетикалық кластағы 590 сейсмикалық оқиға тіркелді, оларды талдауы қазіргі сейсмикалық белсенділіктің әртүрлі энергетикалық кластағы жер сілкінуленіең қайталану графигімен сипатталған квазипериодикалық сипаты бар екенін көрсетті.

**SOME FEATURES OF SEISMIC REGIME ON THE TERRITORY
OF VORONEZH CRYSTALLINE CORE AREA**

^{1, 2)} E.A. Rogozhin, ^{2, 3)} A.E. Semenov, ^{2, 3)} L.I. Nadezhka

¹⁾ *O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*

²⁾ *Federal Research Center "United Geophysical Service RAS", Obninsk, Russia*

³⁾ *Voronezh State University, Voronezh, Russia*

More than 20 years of seismological observations on the territory of the Voronezh crystal core area have shown that the territory of the region is not seismically passive. 590 seismic events of different energy classes were registered. Analysis showed that modern seismic activity has a quasi-periodic character. A graph of the frequency of earthquakes of different energy classes is constructed, which allows us to judge the seismic regime of the region.

УДК 550.34.06.

ГЕОДИНАМИКА ГАЗОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРА АЗИИ

Хайдаров М.С.

ТОО «ЧС-ник», Алматы, Казахстан

Рассмотрены с геофизической точки зрения газодинамические явления (ГДЯ) как малоизвестные сейсмические источники, регистрируемые мониторинговыми сетями наряду с землетрясениями, промышленными химическими взрывами. Приведены данные, свидетельствующие о массовом распространении ГДЯ в центре Азиатского континента, связанные с Кузбасским и Карагандинским угольными бассейнами. Обычно они рассматриваются как один из видов совершенно непредсказуемых аварии на глубоких угольных шахтах – мощные выбросы метана и породы. Отмечен краткосрочный характер формирования аномалий ГДЯ, что может открыть перспективы их прогнозирования при эксплуатации глубоких угольных шахт. Рассмотрены теоретические и полевые аспекты мониторинга этих слабых сейсмических источников. Показано влияние сильнейших землетрясений планеты на характеристики ГДЯ. Явление дилатансии позволяет объяснить массовое возникновение этих временных явлений в угольных бассейнах. Приведены официальные данные, не противоречащие рассмотренным моделям возникновения ГДЯ.

ВВЕДЕНИЕ

Земная кора перманентно подвергается воздействию тектонических напряжений. Источником воздействия тектонических сил является движение литосферных плит. Например, общеизвестно, что земная кора Центральной Азии испытывает близмеридиональное горизонтальное сжатие под воздействием Индийской плиты. Активная Тихоокеанская плита создает сжатие Евразийской плиты с востока на запад в результате ее подвига. Сейсмичность на окраинах плит свидетельствуют о наличии подвижек между плитами и соответственно о действии во время сильнейших землетрясений максимальных сейсмотектонических напряжений. Эти напряжения распространяются по всей твердой Земле, в частности, доходят до Алтая и Центральной Азии. Воздействие их, приводит, например, к внутриплитным землетрясениям и некоторым другим геодинамическими событиями. В данной статье рассмотрены так называемые газодинамические явления (ГДЯ) в глубоких угольных шахтах, которые с тех пор не рассматривались как геодинамически обусловленные [1, 2]. Первоначально работа выполнялась по экологическому проекту 2010 г. и здесь дополнена новыми данными.

МЕГАЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ XXI в. на окраинах Евразийского континента

При анализе землетрясений в качестве границы между сильнейшими и сильными землетрясениями эмпирически выбрано значение $M_w \geq 8,3$ [1–3]. С учетом этого критерия начало XXI века ознаменовалось сериями [3] сильнейших землетрясений вокруг Евразийского континента: в северной Суматре – **26.12.2004, $M_w = 9,1$** (одновременно сильнейшее в этом веке); Тохоку **11.03.2011, $M_w = 9,1$** на окраине Евразийской плиты (в Японском желобе, где океаническая Тихо-океанская плита погружается под материковую Охотскую плиту, над которой располагается часть Евразийского континента и некоторые япон-

ские острова); Сычуаньское **12.05.2008, $M_w = 8,0$** (хотя его магнитуда несколько меньше принятого критерия $M_w = 8,3$, но оно было ближайшим к центру Азии и к рассматриваемым угольным бассейнам).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАЗОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

В статье использованы только «очищенные» данные, то есть, по описаниям происшествий автор приходил к однозначному выводу, что имел место внезапный взрыв угольного метана в виде мощного выброса газа метана и вмещающей породы – ГДЯ. К сожалению, эти взрывы, произошедшие без возгорания и нарушений техники безопасности, как правило, сопровождалась человеческими жертвами. Все остальные многочисленные аварии, связанные с нарушениями техники безопасности, пожарами, затоплениями, обрушениями кровли и другими антропогенными событиями, не рассматривались.

Газодинамические явления (ГДЯ) в глубоких шахтах происходят на многих шахтах мира. Они представляют собой внезапный выброс газа метана и угольной пыли и/или породы. Ключевую роль в формировании состояний угольного пласта, из которых развиваются внезапные выбросы угля и газа, играет метан, заключенный в твердом угольном веществе в виде твердого раствора, который способен стремительно переходить в газообразную форму, что подтверждается многими исследованиями [4, 7]. Зарегистрированы внезапные выбросы объемом от нескольких десятков килограмм выброшенной массы полезных ископаемых или породы до нескольких тысяч тонн. Самый крупный выброс угля и газа в мировой практике имел место в Донбассе в 1969 г. на шахте им. Ю.А. Гагарина ПО «Артемуголь». При вскрытии на горизонте 710 м было выброшено 14 тыс. т угля и выделилось по различным данным от 7500 до 250 тыс. м³ метана [4].

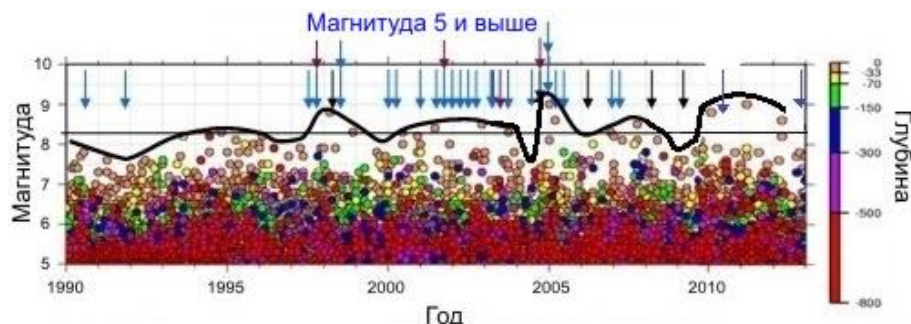


Рисунок 1. Временная связь глобальной сейсмичности по данным корпорации IRIS (каталог NEIC) с наиболее крупными авариями типа ГДЯ (вертикальные стрелки) на угольных шахтах центра Азии (Кузбасс, Караганда с добавленными 4 ГДЯ из соседнего района – г. Челябинска)

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЛОБАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ С ГДЯ

На рисунке 1 показана временная связь между глобальной сейсмичностью (по данным IRIS) и количеством аварий на угольных шахтах, в основном Кузбасса и Караганды, а также четырех ГДЯ на соседних шахтах вблизи г. Челябинск. Можно отметить, что эти угольные бассейны расположены в центре Азии между горными сооружениями Алтая и Урала.

Горизонтальная линия на рисунке 1 соответствует эмпирически выбранному критерию 8,3, разделяющему сильные ($\leq 8,3$) и сильнейшие ($> 8,3$) землетрясения [1–3]. Сплошная кривая на рисунке 1, – это огибающая максимальных значений магнитуды землетрясений. Видно, что в период с 1998 по 2012 гг. наибольшее (89%) количество аварий ГДЯ (вертикальные стрелки) произошло в годы, когда эта кривая выше критического уровня, т.е. эти годы отличались наивысшим уровнем сильнейших землетрясений на планете. Например, первым сильнейшим было землетрясение 25.03.1998 г. с $M 8,1$ (Balleny Islands region 62.877°S 149.527°E, 10.0 km depth по данным <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0008hzd/executive>). Отметим, что все эти сильнейшие землетрясения происходили в земной коре и использованы как индикаторы повышенного уровня глобальных напряжений, действовавших в этот период. Такая корреляция предполагает, что большинство аварий на шахтах происходит при повышенных напряжениях земной коры, что не противоречит здравому смыслу и теории тектоники плит. Надо полагать, что повышение горизонтальных напряжений в земной коре может вызывать и энергетически подпитывать различные геодинамические явления в верхней части земной коры.

Верхняя часть земной коры, примерно 7 км, является наиболее прочной и наиболее напряженной [5]. На территории Казахстана по результатам ее изучения выделен ряд сейсмоактивных регионов – это раздробленные участки типа Северный Тянь-Шань, и прочные платформенные области Центрального Казахстана, которые совсем недавно считались совершенно асейсмичными. Сейчас в Центральном Казах-

стане зарегистрировано 6-балльное Шалгинское землетрясение и множество менее интенсивных слабых землетрясений [6].

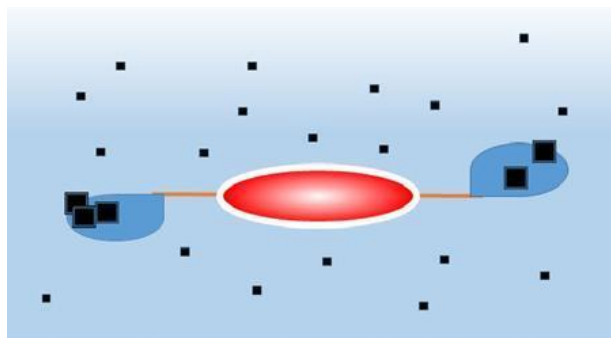
На сайте Казахстанского национального центра данных (КНЦД), осуществляющего свою деятельность в структуре Международной системы мониторинга Организации по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ), представляются ежедневные карты сейсмических событий на территории Казахстана и прилегающих территориях Азии. Системы наблюдений предусматривают преимущественно регистрацию подземных ядерных взрывов, которые теоретически рассматриваются как центры расширения геологической среды с сильной волной P и слабой S . Они подчеркивают волну P , помогая выделить источники типа центров расширения, в число которых входят и промышленные взрывы. Ниже показано, что системы наблюдений регистрируют не только взрывы, но и ГДЯ.

ГАЗОДИНАМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ УГОЛЬНЫХ БАСЕЙНОВ

Анализ текущей сейсмичности проведен с использованием новой геомеханической модели, основанной на принципах механики разрушения и тектоники плит. Теоретическая основа в виде геомеханической модели [5] рассмотрена именно для условий континентальной земной коры, типичным представителем которой является кора Карагандинского и Кузнецкого угольных бассейнов. В модели рассмотрена плоская трехслойная земная кора с упругими, вязкими и пластичными свойствами под горизонтальной нагрузкой в дальнем поле. На рисунке 2 представлено схематическое распределение поля напряжений вокруг трещины со свободными берегами, которую, при определенном допущении, можно рассматривать как тектонический разлом.

Выделенная в модели зона пониженных напряжений, ограниченная эллипсом, рассматривается с теоретической точки зрения как дилатантная зона [5]. В механическом смысле – это зона разупрочнения. Исходя из собственного опыта можно отметить, что все эпицентры сильных землетрясений наблюдаются около центральной части крупных разломов, а «даль-

ние» форшоки в виде умеренных «жестких» землетрясений – в окрестностях окончаний разлома. Такого рода ожидаемая сейсмичность отражена на рисунке 2 в виде «эпицентров» слабых и умеренных очагов. Далее показаны полевые примеры аномалий в рамках пространственной модели [5].

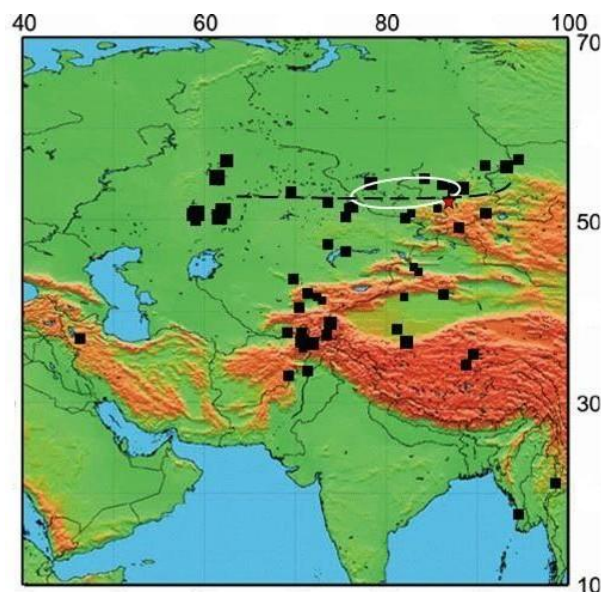


Зоны напряжений: красная – пониженных; голубая – средних.
○ – градиент поля напряжений. ■ – фоновое землетрясение;
■ – умеренное землетрясение. — — — — — разлом с малоподвижными концами

Рисунок 2. Поле напряжений вокруг трещины, моделирующей тектонический разлом

ПРИМЕР БОЛЬШОЙ АНОМАЛИИ ПЕРЕД ГДЯ НА КУЗБАССЕ

Мощный выброс метана, взрыв которого привёл к многочисленным завалам горных выработок 10 апреля 2004 в Кемерово, произошел на шахте «Тайжина» (53,40° с. ш. и 87,25° в. д.). В результате аварии погибло 47 горняков. В районе Кузбасса и западнее сформировалась огромная аномалия, хорошо соответствующая ожидаемой теоретической. Судя по срокам, наивысшее напряжение достигнуто за 1 день до аварии (рисунок 3). Можно предположить, что высокий уровень напряжений в это время вызван процессом подготовки Суматранского землетрясения 26.12.2004, который по сделанной оценке занимал примерно 2 года [1, 2]. Термины «мощный», «наивысшее напряжение» обоснованы, в частности, четырьмя событиями севернее контура Аральского моря с магнитудами ~5 (рисунок 3). Ни до, ни после выброса метана, события такой магнитуды или землетрясения в этом районе Казахстана не наблюдались, тем более в один день. Проведение промышленных химических взрывов аналогичного уровня представляется невозможным, тем более, в течение нескольких часов. Также надо учесть точность эпицентров и некоторый сейсмический снос эпицентров ГДЯ в районе северных границ Казахстана из-за естественной ограниченности используемых годографов. То, что природа происшедших событий – газодинамическое явление, вытекает из регистрации выброса метана на шахте, приведшей к большим разрушениям и гибели большого числа шахтеров.

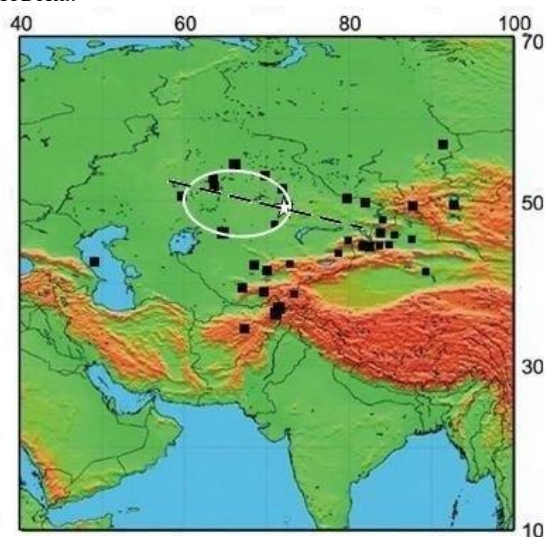


■ – сейсмическое событие с магнитудами 2–5; ■ – умеренное сейсмическое событие с магнитудой ≥ 5 . — — — — — возможный разлом.
○ – градиентная линия сейсмотектонических напряжений.
★ – место расположения шахты

Рисунок 3. Мощная пространственная аномалия массового образования ГДЯ за 1 день (09.04.2004 г.) до аварии на глубокой шахте «Тайжина», Кузбасс [по карте КНДЦ ИГИ в автоматической версии]

ПРИМЕР АНОМАЛИИ НА КАРАГАНДИНСКОМ УГОЛЬНОМ БАССЕЙНЕ

Рассмотрены особенности сейсмичности Карагандинского угольного бассейна за 10 дней до аварии 28.06.2009 г. на шахте «Тентекская» (рисунок 4). Это был ГДЯ на порядок меньший по мощности, чем на шахте Тайжина, и где жертв также было меньше – 3 человека.



■ – сейсмические события с m_p от ≤ 2 до 4.
Другие обозначения – на рисунке 3

Рисунок 4. Карта сейсмических событий за 1 сутки 19.06.09 перед ГДЯ на шахте Тентекская [на основе карты эпицентров КНДЦ ИГИ в автоматической версии]

Аналогичные материалы, были собраны и рассмотрены также по другим произошедшим крупным ГДЯ в пределах исследуемых угольных бассейнов. Следует отметить, что после ГДЯ на шахте, пространственные аномалии, наблюдаемые на картах, более не возникают. Это позволяет считать, что получены свидетельства объективной природы возникновения ГДЯ, повторяемости явлений и краткосрочных процессов подготовки ГДЯ, адекватности разработанной геомеханической модели [5] реальным геодинамическим процессам. Обширные дилатантные зоны приурочены к большим угольным бассейнам, надо полагать, ввиду их восприимчивости даже к относительно малым деформациям в зонах разупрочнения под воздействием тектонических плит.

ДИЛАТАНСИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК ПРИЧИНА ГАЗОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

В механике разрушения хорошо известно так называемое явление дилатансии, заключающееся в увеличении объема материала твердого тела при сжатии. Зоны разгрузки возникают, в частности, при начале разрушения горных пород в некотором объеме земной коры под воздействием больших сейсмотектонических напряжений [5]. Как следует из результатов точных геодезических измерений, дилатансия в земной коре наблюдается, например, в виде вспучивания земной поверхности на достаточно больших участках размерами в десятки километров, и такой эффект отмечался вблизи очагов сильных землетрясений. Дилатантная зона или зона разупрочнения представляется как среда с пониженной несущей способностью. Уголь, как известно, отличается большой хрупкостью и низкой прочностью, что создает идеальные условия для возникновения дилатантных зон на угольных бассейнах [1, 2].

Основная роль в возникновении выброса отводится газу, заключенному в угольных порах. Согласно [7] требуется возникновение градиента газового давления порядка десяти атмосфер на 1 мм. С учетом современных экспериментальных данных такая оценка представляется несколько завышенной. Однако сейсмотектоническая градиентная зона, согласно [1, 2, 5], способна создать требуемый перепад давления. То есть, дилатантная трещина может иметь сколь угодно малое давление в своей полости, в то время как внешнее может быть достаточно высоким. Такой перепад, например, очевидно, возможен в момент входа ротора шахтного комбайна в метаноопасные угольные слои в забое. Моментальное (внезапное) падение внешнего давления приводит к разупрочнению породы и выбросу глубоко запасенного метана, фактически к взрыву. Метан вырывается из молекул угля под давлением 60 атмосфер за 0,01–0,1 секунды [7]. В новых работах показано, что формой свехплотной упаковки метана являются мультифрактальные характеристики поверхностей углей, определяющие их выбросоопасность [9], хотя до конца вопрос еще не выяснен.

Можно предположить, что дилатансионные трещины статистически устойчиво находят участок газоносных углей и, запасенный на молекулярном (и/или межмолекулярном?) уровне, метан твердого раствора вырывается в полость трещины. Эти естественные ГДЯ (ЕГДЯ) реализованные локальным (региональным) полем напряжений через механизм дилатансии. При возникновении ЕГДЯ возникает эмиссия взрывного характера с объемами выброшенного метана размерами в десятки и сотни кубометров. Возможно, что возникает естественный камуфлет, в виде внезапно расширившейся трещины, регистрируемый сейсмическими мониторинговыми сетями как обычный промышленный химический взрыв.

Время образования ЕГДЯ, или перехода основной массы газа, накопленного в угле, при его диспергировании в свободный газ, $\approx 0,01\text{--}0,1$ секунды [5], что соответствует аналогичным параметрам промышленных химических взрывов. С физической точки зрения химический промышленный взрыв является быстро расширяющейся сферой. Автором данной работы ранее (по записям других сейсмических станций), химические взрывы анализировались достаточно подробно [8]. Эти события, обычно, имеют заметную прямую продольную P -волну и очень слабую поперечную S -волну, или, вовсе, ее отсутствие. Газодинамическое явление также является быстро расширяющейся сферой. Регистрацию сейсмических событий на территории Казахстана достаточно скрупулезно ведет КНДЦ Института геофизических исследований. Основная часть регистрируемых событий относится к землетрясениям, несколько меньшая к промышленным взрывам. Среди последних, заметную часть можно отнести к ЕГДЯ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В качестве независимого подтверждения сделанных в статье геодинамических заключений приводятся официальные данные: временной график аварий, составленный федеральной службой по экологическому, технологическому и атомному надзору (Ростехнадзор) – рисунок 5.



Вертикальные красные линии – время трех сильнейших землетрясений Евразийского континента: Суматранское (26.12.2004, Mw = 9,1); Сычуаньское (12.05.2008, Mw = 8,0); Тохоку (11.03.2011, Mw = 9,1)

Рисунок 5. Динамика объемов добычи угля, смертельного травматизма и аварийности на шахтах
[источник - Ростехнадзор]

Наибольшие потери среди шахтеров имели место в 2004, 2007 и 2010 гг., т. е., за несколько месяцев (1 или 2 года) до двух сильнейших землетрясений с магнитудой 9,1 и одного – с магнитудой 8,0. На рисунке 5 это максимальные потери 148 в 2004 г., 232 в 2007 г. и 135 в 2011 г. Ростехнадзор не выделяет аварии ГДЯ из общего числа аварий (это, как бы, «неочищенные» данные). Однако внезапные «непредсказуемые» выбросы метана и породы отмечаются неоправданно большим числом жертв и перекрывают все показатели смертности по всем остальным видам аварий. Поэтому, как минимум, необходимо учитывать геодинамическое воздействие на земную кору в масштабах континента Евразия и/или даже в глобальном масштабе при эксплуатации угольных шахт.

В горной науке, промышленности распространено мнение, что прогнозирование места и времени газодинамических явлений невозможно. Выполненный анализ поля напряжений показывает, что эти газодинамические явления, по видимости, возникают в пределах угольного бассейна по линиям градиента поля напряжений. Теоретически они могут возникать по

всей зоне дилатансии как реакция угольных пластов на вариации сейсмотектонических напряжений в земной коре. И это открывает новые возможности прогнозирования ГДЯ в практическом аспекте.

Обращает на себя внимание, что в последние годы имеет место рост слабой сейсмичности, в частности, в промышленно развитых центральных, северных и восточных регионах Казахстана [6]. Вслед за профессором А. Нурмагамбетовым можно считать это проявлением техногенной сейсмичности [10], которая энергетически подпитывается теми же сейсмотектоническими напряжениями, которые воздействуют на всю земную кору. А промышленная деятельность в виде шахт, карьеров и других крупных нарушений целостности верхней части земной коры является вновь образованной неоднородностью земной коры или ярким концентратором сейсмотектонических напряжений. В результате этой концентрации напряжений и возникает (пока еще) слабая сейсмичность, к которой следует отнести и ГДЯ как своеобразное проявление слабой сейсмичности в пределах угольных бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хайдаров, М.С. Сейсмотектоника газодинамических явлений в Центральной Азии / Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы // Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. – С. 303–306.
2. Тулекбаев, Е.Т. Сейсмоэкология подземных угольных месторождений Центрального Казахстана / Е.Т. Тулекбаев, М.С. Хайдаров // Труды первой международной научно-практической конференции «Современное состояние и проблемы инженерной экологии, биотехнологии и устойчивого развития». – Алматы: КазНТУ, 2010. – С. 321–326.
3. Хайдаров, М.С. Геодинамические изменения на территории Северного Тянь-Шаня в XXI веке / М.С. Хайдаров // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2018. – С. 297–302.
4. Движение электрического заряда, цепная химическая реакция, магнитострикция как источники землетрясений и внезапных выбросов [Электронный ресурс] / Режим доступа: <http://www.mining-enc.ru/v/vnezapnyj-vybros/>, свободный.
5. Гарагаш, И.А. Модель развития сейсмотектонического процесса в зоне тектонического разлома перед сильным землетрясением / И.А. Гарагаш, М.С. Хайдаров // Сейсмологические исследования. – 1989. – № 11, – С. 88–97.
6. Беляшова, Н.Н. Центральный и Восточный Казахстан / Землетрясения Северной Евразии в 1996 году / Н.Н. Беляшова, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 71–75.
7. Жекамухов, М. К. К проблеме внезапных выбросов угля и газа в шахтах / М. К. Жекамухов, И. М. Жекамухова // Электронный журнал «Исследовано в России» (2018–2020 гг.). – С. 526–538. – <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2003/045.pdf>
8. Хайдаров, М.С. Очаговые спектры землетрясений Северного Тянь-Шаня и пространственно-временные вариации угловой частоты: дис. канд. ф.-м. наук: 01.04.12 / Мухтар Сафаржанович Хайдаров. – М., 1986. – Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР. – 149 с.
9. Малинникова, О.Н. Мультифрактальная оценка склонности угольных пластов к газодинамическим явлениям / О.Н. Малинникова, Д.В. Учаев. – 2018. – С. 214–232. – <https://cyberleninka.ru/article/n/multifraktnaya-otsenka-sklonnosti-ugolnyh-plastov-k-gazodinamicheskim-yavleniyam>
10. Нурмагамбетов, А.Н. Техногенные сейсмические явления, связанные с разработкой и эксплуатацией месторождений твердых полезных ископаемых, нефти и газа / А.Н. Нурмагамбетов // Геология и охрана недр. – 2010. – № 1(34). – С. 71–77.

АЗИЯ ОРТАЛЫҒЫ ҮЛГІСІНДЕ ГАЗДИНАМИКАЛЫҚ ҚҰБЫЛЫСТАРДЫҢ ГЕОДИНАМИКАСЫ

М.С. Хайдаров

«ЧС-ник» ЖШС, Алматы, Қазақстан

Геофизикалық тұрғыдан жер сілкінулермен, өнеркәсіптік химиялық жарылыстармен қатар мониторингтік желілермен тіркелетін газдинамикалық құбылыстар (ГДҚ) аз белгілі сейсмикалық көздер ретінде қарастырылды. Кузбас және Қарағанды көмір бассейндерімен байланысты азиялық континенттің орталығында ГДҚ-ның жаппай таралуы туралы қуәландыратын деректер келтірілген. Әдетте олар, терең көмір шахталарындағы өте қиын әрі болжауға келмейтін апат түрлерінің бірі ретінде қаралады –метан және таужыныстардың қуатты шығарындылары. ЖДҚ ауытқуларын қалыптастырудың қысқа мерзімді сипаты белгіленді, бұл терең көмір шахталарын пайдалану кезінде оларды болжау перспективаларын аша алады. Осы әлсіз сейсмикалық көздер мониторингінің теориялық және далалық аспектілері қарастырылды. Планетаның күшті жер сілкінулерінің ГДҚ сипаттамаларына әсері көрсетілген. Дилатансия құбылысы көмір бассейндерінде осы уақыт құбылыстарының жаппай пайда болуын түсіндіруге мүмкіндік береді. Қаралған үлгілерге қайшы келмейтін ресми деректер келтірілген.

GEODYNAMICS OF GAS-DYNAMIC PHENOMENA ON THE EXAMPLE OF THE CENTER OF ASIA

M.S. Khaidarov

“ChS-nick” LLP, Almaty, Kazakhstan

From a geophysical point of view, gas-dynamic phenomena (GDPH) as little-known seismic sources recorded by the seismic monitoring networks along with earthquakes and industrial chemical explosions are considered. Data are presented indicating the mass distribution of GDPH in the center of the Asian continent associated with the Kuzbass and Karaganda coal basins. Usually they are considered as one of the types of completely unpredictable accidents in deep coal mines - powerful emissions of methane and rock. The short-term nature of the formation of GDPH anomalies is noted, which may open up the prospects for their forecasting during the operation of deep coal mines. The theoretical and field aspects of monitoring these small seismic sources are considered. The influence of the Earth's strongest earthquakes on the characteristics of GDPH is shown. The phenomenon of dilatancy allows one to explain the mass occurrence of these temporary phenomena in coal basins. Official data are presented that do not contradict the considered models of the occurrence of GDPH.

УДК 550.34

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИРОДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Погода Э.В.

Северо-Осетинский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Владикавказ, Россия

Рассмотрены вопросы применения современных методов инструментальных сейсмических исследований для диагностики состояния геосреды.

В [1, 2] сформулированы основные задачи инструментальных наблюдений геосреды для более глубокого познания природы землетрясения. Изучение геосреды получает в последнее время все большую направленность на развитие контроля ее состояния с целью обнаружения и предупреждения сейсмических опасностей природного и техногенного происхождения. В этой связи становятся актуальными исследования закономерностей физико-механического поведения геологических сред, построение моделей и методов расчета процессов деформации и разрушения с учетом ротационных процессов, объяснения механизмов и условий протекания землетрясений. Для решения этих задач необходимо контролировать состояние среды.

Состояние среды рассматривается как совокупность параметров среды и процессов, которые адекватно ответственны за изучаемые явления, в частности, землетрясения. Временные моменты состояния среды в процессе землетрясения приведены на рисунке 1, где S_1 , S_n – текущее состояние среды и процессов; S_{pp} – состояние среды параметров с прогностическими признаками, $S_{кр}$ – критическое состояние среды (начало разрушения), S_3 – завершения землетрясения.

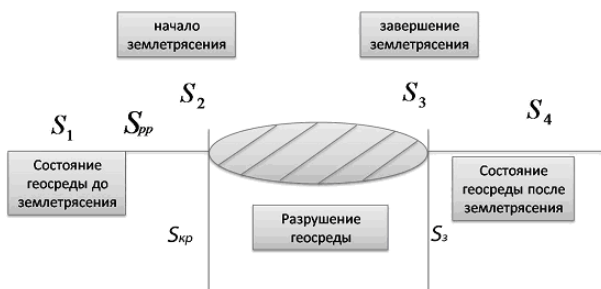


Рисунок 1. Процесс землетрясения

Знание текущего состояния процесса позволяет перейти к решению прогностических задач, а наличие информации прогностического характера в составе параметров состояния среды, по существу являются предвестниками землетрясений. Количество таких параметров может быть значительным в различных структурах – атмосфере, гидросфере, литосфере. Развитие исследований процессов землетрясения может быть охарактеризовано несколькими особенностями, как теоретическими, так и инструментальными. Решение инструментальных задач в соче-

тании с теоретическими исследованиями решают существенную проблему, показывая состояние среды во всех ее процессах, а также создание моделей, которые могут описать взаимодействия, как на теоретическом уровне, так и, возможно, в моделях гибридного плана. Когда имеется корректная модель процесса, то, подключая выходные параметры результатов инструментальных наблюдений, можно оценить текущее состояние среды и динамические процессы. Состав исследований по вышеизложенным проблемам может быть таким, как показано на рисунке 2.



Рисунок 2. Состав исследования процессов землетрясения и прогнозирования

Целесообразно использовать методы диагностики – направления, охватывающего теорию, методы и средства определения состояния геосреды. Возможная структурная схема диагностики приведена на рисунке 3.

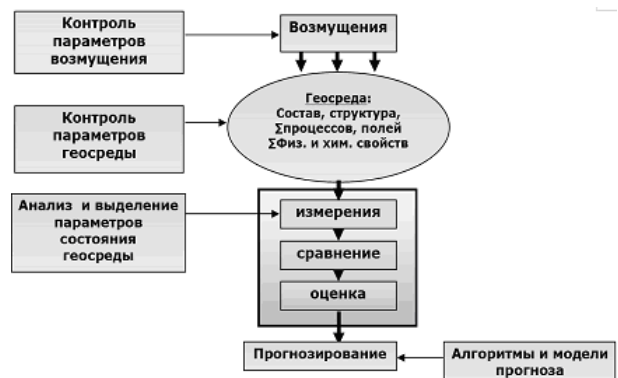


Рисунок 3. Структурная схема диагностики

Как следует из рисунка 3, диагностика геосреды предполагает: 1) контроль параметров возмущения; 2) выбор наблюдаемых параметров состояния среды и процессов; 3) выбор методов и средств наблюдений; 4) проведение непрерывных наблюдений; 5) сравнение наблюдаемых параметров с усредненными; 6) определение параметров критического состоя-

ния среды; 7) разработку алгоритмов и моделей для прогноза; 8) прогноз развития процессов в геосреде.

Таким образом, для более глубокого познания природы землетрясения важно развивать методы и средства диагностики состояния геосреды – ее параметров и процессов, контроля критических параметров, предвестников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Погода, Э.В. Динамические особенности процессов землетрясений. / Э.В. Погода // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XII Международной сейсмологической школы. Республика Казахстан, 11–15 сентября 2017 г. / Отв. ред. А.А. Маловичко – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. – С. 274–278.
2. Погода, Э.В. Некоторые аспекты прогнозирования землетрясений / Э.В. Погода // Сейсмология, инженерная сейсмология и собрание пользователей программой «Antelope». Материалы VI Международной конференции. – Баку, 29–31 мая 2014 г. – Баку: Республиканский центр сейсмологической службы Национальной академии наук Азербайджана, 2014. – С. 107–112.

ЖЕРСІЛКІНУЛЕР ТАБИҒАТЫН ЗЕРТТЕУДІҢ ДИАГНОСТИКАЛЫҚ ӘДІСТЕРІ

Э.В. Погода

РФА БГК ФЗО Солтүстік – Осетиялық филиалы, Владикавказ, Ресей

Геоортаның күйіне диагностика жүргізуге арналған аспаптық зерттеудің заманауи әдістерін қолдану мәселелері қарастырылды.

DIAGNOSTIC METHODS FOR STUDYING THE NATURE OF EARTHQUAKES

E.V. Pogoda

North-Ossetia Branch FRC USS RAS, Vladikavkaz, Russia

The paper considers questions of application of modern methods of instrumental studies of geological environment diagnostics.

СПИСОК АВТОРОВ

Gitterman Y., 50
Kim S.G., 50
Lee S., 50
Акаев С.О., 19
Ан В.А., 81, 89
Андреев А.Б., 122
Андреюк А.Н., 5
Андрущенко Ю.А., 94
Бекбулатова Д.Б., 65
Беяшов А.В., 105
Берёзина А.В., 60
Буренков С.В., 5
Васильев А.П., 5
Великанов А.Е., 24
Горин Н.В., 5
Диков А.С., 19
Ефременко М.А., 100
Ефремов М.В., 38
Жолдыбаев А.К., 38
Жүнісбек С.А., 13

Калинина Э.В., 100
Капытин В.И., 122
Кашикбаев Е.А., 13
Ким А.С., 122
Кислицин С.Б., 19
Копничев Ю.Ф., 129, 135, 142
Корниенко И.В., 94
Краев В.С., 5
Куценко В.М., 5
Кушербаева Н.Н., 38
Литвинов Ю.Г., 122
Ляшук А.И., 94
Мельник Е.А., 105
Михайлова Н.Н., 33, 65, 73
Мурзадилов Т.Д., 113
Надежка Л.И., 150
Непина К.С., 81, 89
Никитенко Т.В., 60
Осадчий В.И., 94
Першина Е.В., 60

Пивоваров Р.С., 100
Пивоваров С.П., 100
Погода Э.В., 164
Рогожин Е.А., 150
Рябенко П.В., 44
Садыков А.Д., 13
Сейнасинов Н.А., 33
Семенов А.Е., 150
Смирнов В.Г., 5
Соколова И.Н., 24, 44, 60, 65,
73, 129, 135, 142
Суворов В.Д., 105
Утегенова М.А., 38
Фирсова В.В., 19
Хайдаров М.С., 158
Чектыбаев Б.Ж., 13
Челюбеева Т.В., 89
Шайторов В.Н., 38
Шульга М.В., 38

ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ СТАТЕЙ

Статьи предоставляются в электронном виде (на CD, DVD диске или по электронной почте присоединенным [attachment] файлом) в формате MS WORD и печатной копии.

Текст печатается на листах формата А4 (210×297 мм) с полями: сверху 30 мм; снизу 30 мм; слева 20 мм; справа 20 мм, на принтере с высоким разрешением (300-600 dpi). Горизонтальное расположение листов не допускается.

Используются шрифт Times New Roman высотой 10 пунктов для обычного текста и 12 пунктов для заголовков. Пожалуйста, для заголовков используйте стили (Заголовок 1, 2...) и не используйте их для обычного текста, таблиц и подписуемых подписей.

Текст печатается через одинарный межстрочный интервал, между абзацами – один пустой абзац или интервал перед абзацем 12 пунктов.

В левом верхнем углу должен быть указан индекс УДК. Название статьи печатается ниже заглавными буквами. Через 3 интервала после названия, печатаются фамилии, имена, отчества авторов и полное наименование, город и страна местонахождения организации, которую они представляют. После этого, отступив 2 пустых абзаца или с интервалом перед абзацем 24 пункта, печатается аннотация к статье на русском языке, ключевые слова и основной текст. В конце статьи, после списка литературы, повторяются блоки «название, авторы, организации, аннотация, ключевые слова» на казахском и английском языке.

Максимально допустимый объем статьи – 10 страниц.

При написании статей необходимо придерживаться следующих требований:

- Статья должна содержать аннотации на казахском, английском и русском языках (130–150 слов) с указанием ключевых слов, названия статьи, фамилии, имени, отчества авторов и полного названия организации, города и страны местонахождения, которую они представляют.
- Ссылки на литературные источники даются в тексте статьи цифрами в квадратных [1] скобках по мере упоминания. Список литературы следует привести по ГОСТ 7.1-2003.
- Иллюстрации (графики, схемы, диаграммы) должны быть выполнены на компьютере (ширина рисунка 8 или 14 см), либо в виде четких чертежей, выполненных тушью на белом листе формата А4. Особое внимание обратите на надписи на рисунке – они должны быть различимы при уменьшении до указанных выше размеров. На обороте рисунка проставляется его номер. В рукописном варианте на полях указывается место размещения рисунка. Рисунки должны быть представлены отдельно в одном растровых (*.tif, *.gif, *.png, *.jpg с разрешением 600 dpi) или векторных (*.svg, *.wmf, *.emf) форматах.
- 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:

- 2 рецензии высококвалифицированных специалистов (докторов наук) в соответствующей отрасли науки;
- выписка из протокола заседания кафедры или методического совета с рекомендацией к печати;
- акт экспертизы (экспертное заключение);
- сведения об авторах (в бумажном и электронном виде): ФИО (полностью), наименование организации и ее полный адрес, должность, ученая степень, телефон, e-mail.

Текст должен быть тщательным образом выверен и отредактирован. В конце статья должна быть подписана автором с указанием домашнего адреса и номеров служебного и домашнего телефонов, электронной почты.

Статьи, оформление которых не соответствует указанным требованиям, к публикации не допускаются.

Ответственный секретарь к.ф.-м.н. В.А. Витюк
тел. (722-51) 3-33-35, E-mail: VITYUK@NNC.KZ

Технический редактор И.Г. Перепелкин
тел. (722-51) 3-33-33, E-mail: IGOR@NNC.KZ

Адрес редакции: 071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Бейбіт атом, 2Б
<https://www.nnc.kz/publications/bulletin.html>

© Редакция журнала «Вестник НЯЦ РК», 2020

Свидетельство о постановке на учет №17039-Ж от 13.04.2018 г.
Выдано Комитетом информации Министерства информации и коммуникаций Республики Казахстан

Тираж 300 экз.

Выпуск набран и отпечатан в типографии
Национального ядерного центра Республики Казахстан
071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Бейбіт атом, 2Б



