1 0 ٧ Д Ш Т ¥ C ISSN 1729-7516 lin. -11 VUIII! h, IIII ung III $|10\rangle$ M_{-} VII 6

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

Вестник НЯЦ РК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 2(74), ИЮНЬ 2018

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, д.т.н. БАТЫРБЕКОВ Г.А., 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. ГРАДОБОЕВ 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

2(74) ШЫҒАРЫМ, МАУСЫМ, 2018 ЖЫЛ

NNC RK Bulletin

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

ISSUE 2(74), JUNE 2018

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ И ПРОДУКТОВ ОРГАНИЗАЦИИ ДОГОВОРА О ВСЕОБЪЕМЛЮ- ЩЕМ ЗАПРЕЩЕНИИ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ РОССИИ В ОПЕРАТИВНОМ РЕЖИМЕ
Маловичко А.А., Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Габсатарова И.П., Рыжикова М.И5
LOCATION AND IDENTIFICATION OF SEISMIC EVENTS AROUND NORTH KOREAN NUCLEAR TEST SITE FOLLOWING THE 3 SEPTEMBER 2017 UNDERGROUND NUCLEAR TEST WY. Kim, D. Schaff, P.G. Richards
РЕГИСТРАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ И НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ В 2016-2017 ГГ. РОССИЙСКИМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Коломиец М.В
СИСТЕМЫ ГРУППИРОВАНИЯ «ОЖЕРЕЛЬЕ» ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ» Ан В.А., Каазик П.Б., Непеина К.С., Челюбеева Т.В
ОЦЕНКА ТРЕНДА ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ВОЛНЫ РКІКР _{DF} НА ТРАССЕ СЕМИПАЛАТИНСКИЙ ИСПЫТАТЕЛЬНЫЙ ПОЛИГОН – СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ «НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ» В АНТАРКТИДЕ Ан В.А., Каазик П.Б., Непеина К.С
ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМУЩЕНИЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА ГЕОМАГНИТНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ НА СРЕДНЕШИРОТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «МИХНЕВО» Рябова С.А
СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ СЕЙСМОВИБРАТОРОВ В СИСТЕМЕ ЛИТОСФЕРА–АТМОСФЕРА Хайретдинов М.С., Ковалевский В.В., Воскобойникова Г.М., Седухина Г.Ф., Якименко А.А
РЕАЛИЗАЦИЯ АЛГОРИТМОВ ПОТОЧНОЙ СВЕРТКИ С ПРИМЕНЕНИЕМ ТЕХНОЛОГИИ ПЛИС Хайретдинов М.С., Остапкевич М.Б., Минахудин Р.Ф
ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МАГНИТУДОЙ М=6,4, ПРОИЗОШЕДШЕГО 25 НОЯБРЯ 2016 ГОДА Мукашева С.Н., Соколова О.И., Малимбаев А.М
ИНТЕГРАЛЬНАЯ БАЗА ДАННЫХ О МИРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВАХ НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР Васильев А.П., Горин Н.В., Дубасов Ю.В., Ильичев В.А., Касаткин В.В.
АЛГОРИТМЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ 2D–3D СРЕД В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ЗОН ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ Хайретдинов М.С., Караваев Д.А., Якименко А.А.
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЗМУЩЕНИЙ ОТ ЛИТОСФЕРЫ ДО ИОНОСФЕРЫ НА ПРИМЕРЕ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ Салихов Н.М., Пак Г.Д
ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕЖИМА ДЕФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ МОНИТОРИНГА УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ПОЛИГОНА Горбунова Э.М

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ РАЙОНОВ РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТОВ АТОМНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ – ОСНОВА СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ИХ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ	
Надёжка Л.И., Колесников И.М., Семёнов А.Е.	88
ИЗУЧЕНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ ДЛЯ МОНИТОРИНГА БЕЗОПАСНОСТИ ОБЪЕКТОВ АТОМНОЙ ОТРАСЛИ Шайторов В.Н., Ефремов М.В., Мариненко В.А., Жолдыбаев А.К., Кушербаева Н.Н., Шульга М.В., Утегенова М.А., Алдабергенова Г.Н	92
СЕЙСМОТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ДЖУНГАРИИ Абдрахматов К.Е., Мукамбаев А., С. Grützner, G. Campbell, R.T. Walker, D. Mackenzie, J. Jackson, Аширов Б.М., Айтмырзаев Ж.С., Джанабилова С.О., Елдеева М.С.	. 100
СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ Непеина К.С.	. 107
ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА РАЙОНА КАПШАГАЙСКОЙ ГЭС Гессель М.О., Неверова Н.П., Хайдаров М.С.	.116
СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ПО ЦИФРОВЫМ ЗАПИСЯМ НА ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС Довгань В.И., Фролова А.Г	. 121
ОЦЕНКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КЛАССА ТЕХНОГЕННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В УСЛОВИЯХ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА Дубянский А.И., Ефременко М.А., Пивоваров С.П	. 125
МОНИТОРИНГ ИНДУЦИРОВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ В БЕЛАРУСИ Аронов А.Г., Аронов Г.А.	. 129
КАДЖИСАЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 14 НОЯБРЯ 2014 Г. С <i>К</i> _Р =13,7, <i>MPVA</i> =6,2, <i>I</i> ₀ =7 (КЫРГЫЗСТАН – ЮЖНОЕ ПРИИССЫККУЛЬЕ) Гребенникова В.В. Фродова А.Г. Багманова Н.Х. Берёзина А.В. Першина Е.В. Молдобекова С	135
CHARACTERIZING AND MODELLING OCEAN AMBIENT NOISE USING INFRASOUND NETWORK	K
M. De Carlo, A. Le Pichon, F. Ardhuin, S.P. Näsholm	.144
SIGNALS FROM SEVERE OCEAN STORMS IN NORTH ATLANTIC AS IT DETECTED IN KAZAKHSTAN: OBSERVATION AND MODELLING A.A. Smirnov, M. De Carlo, A. Le Pichon, N.M. Shapiro	. 152
ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ИЗ РАЙОНОВ ЯДЕРНЫХ ПОЛИГОНОВ АЗИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ AS60 (АЛА-АРЧА) Берёзина А.В., Соколова И.Н., Першина Е.В	. 161
ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ И РОТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ПРОГНОЗИ- РОВАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ Погода Э.В	. 167
САДЕЗСКОЕ ЗЕМЛЕТРОСЕНИЕ 7 ЛЕКАЕРО 2015 ГОЛА	
Негматуллаев С.Х., Джураев Р.У., Улубиева Т.Р.	. 171
СПИСОК АВТОРОВ	. 178

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

Маловичко А.А., Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Габсатарова И.П., Рыжикова М.И.

Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия

Оценивается использование Геофизической службой (ГС) РАН данных и информационных продуктов ОДВЗЯИ (СТВТО) и Казахстанского национального центра данных в сейсмическом мониторинге России и сопредельных территорий в режиме оперативной обработки информации в 2016–2017 гг. Показано использование волновых форм, автоматически выделенных вступлений (arrival) и данных бюллетеня SEL1 при локации событий в Службе срочных донесений ГС РАН на территории России.

Методика работы ССД

Работа Службы срочных донесений (ССД) Федерального исследовательского центра «Единая геофизи-ческая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН) базируется на первичных данных, которые поступают в Информационно-обрабатывающий центр (ИОЦ) в Обнинске в режиме близком к реальному времени в виде волновых форм и времен вступления первых фаз [1–3] от 130 станций (рисунок 1). Данные 86 станций обрабатываются непосредственно в ИОЦ (красные и желтые треугольники), от 44 станций поступают в ИОЦ в виде автоматически выделенных вступлений (arrival) (зеленые треугольники).

Автоматически выделенные первые вступления поступают в ССД от трех различных международных сейсмологических центров: по 9 станциям – из международного центра данных IDC CTBTO (SLSD ARRIVAL – Standard List of Signal Detections), по 11 станциям – из Казахстанского национального цент-

ра данных KNDC и по 24 станциям – из Корпорации научно-исследовательских организаций по сейсмологии IRIS США (ассоциированные вступления).

На основе этих автоматически выделенных первых вступлений проводится предварительное определение параметров гипоцентра программой AssocW [4, 5], после чего первое предварительное донесение ССД Alarm автоматически рассылается в заинтересованные организации.

В 2016–2017 гг. параметры для автоматической отправки остались прежние [3]: для землетрясений Мира с $M \ge 5,5$, для землетрясений Северной Евразии с $M \ge 5$ при условии, что число использованных станций $N \ge 10$. После подписания в конце 2013 г. ГС РАН и Международным центром данных СТВТО Соглашения о расширении обмена сейсмологическими данными для целей предупреждения о цунами для землетрясений Мира магнитудный уровень для автоматической отправки снизился с $M \ge 6$ до $M \ge 5,5$.



Рисунок 1. Сейсмические станции, данные которых используются в ССД ГС РАН в режиме, близком к реальному времени



Рисунок 2. Число станций, участвующих в работе ССД, и время подачи донесений за период 2009-2017 гг.



Рисунок 3. Число землетрясений, зарегистрированных в Службе срочных донесений за период 2009–2017 гг.

К концу 2017 г. число станций, данные которых поступали в режиме, близком к реальному времени, составило 130, из них 47 – российские станции. Среднее время передачи Alarm уменьшилось до 17,2 мин, при этом для землетрясений на территории России оно составило 11,9 мин. Рассылка автоматического донесения осуществлялась в 15 адресов, в том числе в МЧС и другие заинтересованные организации Российской Федерации, а также в межсейсмологические центры CSEM дународные (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen, Франция) и SWISS (Швейцария). На рисунке 2 приведен график, показывающий уменьшение времени передачи донесений ССД с одновременным увеличением числа станций по годам.

В соответствии с регламентом взаимодействия подразделений ФИЦ ЕГС РАН, в рамках сейсмической подсистемы Системы предупреждения о цунами (СПЦ) на Дальнем Востоке РФ, ССД осуществляла отправку донесений Alarm для землетрясений из Тихоокеанского региона в дальневосточные региональные ИВЦ «Петропавловск-Камчатский» и «Южно-Сахалинск».

Следующим этапом в ССД является уточнение, при котором параметры гипоцентра определены и проанализированы оператором с привлечением данных с опорных и региональных станций. Уточненное срочное донесение ССД, включающие (при наличии) макросейсмические проявления, в течение 1-1,5 час рассылается по электронной почте в различных форматах по 60 адресам в заинтересованные правительственные и научные организации, помещаются на сайт ФИЦ ЕГС РАН [6]. В рамках международного обмена информация передается в сейсмологические центры: CSEM, SWISS, NEIC, ORFEUS, ISC (для последнего магнитудный уровень был снижен с М=5 до М=4,5). По землетрясениям, ощутимым с силой 5 и более баллов на территории России и сопредельных территориях, а также по разрушительным землетрясениям мира составляются и помещаются на Web-страницу ФИЦ ЕГС РАН Информационные сообщения.

Следует отметить, что существующая «виртуальная» сеть ССД ГС РАН и методика обработки вывели ССД на стабильный уровень регистрации (более 4,5 тыс. землетрясений в год) – рисунок 3. Если в 2013 г. отмечалось заметное увеличение числа землетрясений России за счет повышенной сейсмической активности Дальневосточных регионов, то 2014—2017 гг. были спокойными в сейсмическом отношении на территории России. В эти годы землетрясения (как природные, так и техногенные) не вызвали на всей территории России никаких значительных повреждений и тем более разрушений.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СТВТО И КNDC В РЕЖИМЕ, БЛИЗКОМ К РЕАЛЬНОМУ ВРЕМЕНИ Проводился анализ участия станций СТВТО и

проводился анализ участия станции СТВТО и КNDC, поступающих в ССД в режиме, близком к реальному времени. В таблице 1 и на рисунке 4 представлены результаты анализа.

Как следует из таблицы 1, волновые формы 11 станций СТВТО поступают и обрабатываются в ИОЦ (5-й столбец), а еще по 9 станциям поступают автоматические вступления (6-й столбец). Волновые формы 2-х станций KNDC (BRVK, KURK) поступают и обрабатываются в ИОЦ, по 11 станциям поступают автоматические вступления. На рисунке 4 эти станции показаны в числе пятидесяти наиболее часто используемых в ССД в 2016–2017 гг. Следует отметить станции KURK и BRVK, участие которых в ССД максимально.

				Поступа	ают в виде	Участи	Участие в 2016 г.		г. Участие в 2017 г.	
№ п/п	Код станции	пазвание станции, географическое положение	Сеть	Волновые формы	Авт. вступления из центров	все зем-ния <i>N</i> =4703	c <i>M</i> ≥6.5 <i>N</i> =54	все зем-ния <i>N</i> =4410	c <i>M</i> ≥6.5 <i>N</i> =38	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1	AAK	Ала-Арча, Кыргызстан	KYRG	+	2(KNDC)	2973	37	2485	28	
2	AB31	Акбулак Array, Казахстан	NNC		2	772	18	371	10	
3	AKASG AKBB	Малин Аггау, Украина	NSAU	+	1(CTBTO)	1791 1768	11 22	1813 1679	19 22	
4	AKTO	Актюбинск, Казахстан	NNC		2	430	13	289	9	
5	BELG	Белогорное	OBN	+		1665	25	1561	26	
6	BRTR BR131	Keskin Array, Турция	ISK	+	1	1702 1169	19 17	1678 1219	18 15	
7	BRVK	Боровое, Казахстан	NNC	+	2	3342	36	3232	32	
8	CMAR	Chiang Mai Array, Таиланд			1	2143	30	2190	23	
9	FINES	FINESS Array, Финляндия	HEL		1	1870	14	1991	16	
10	KBZ	Хабаз	RIPT	+		2592	35	2364	27	
11	KIRV	Киров	RIPT	+		2087	36	1771	28	
12	KKAR KK31	Каратау Аггау, Казахстан	NNC	+	2	51 616	15	49 416	12	
13	KLR	Кульдур	OBN	+		2961	41	2837	32	
14	KMBO	Kilima Mbogo, Кения	NAI		1	569	18	339	10	
15	KURK	Курчатов, Казахстан	NNC	+	2	3494	35	3127	28	
16	MAKZ	Маканчи, Казахстан	NNC		2	435	13	187	8	
17	MKAR MK31	Маканчи Аггау, Казахстан	NNC	+	1, 2	2414 2917	16 37	2369 3019	17 30	
18	NRIK	Норильск	RIPT	+		2482	32	1843	20	
19	OTUK	Ортау, Казахстан	NNC		2	522	15	129	3	
20	PDGN	Подгорное, Казахстан	NNC		2	560	18	186	6	
21	PEA0B	Петропавлавск Array	KRSC	+		1207	40	1009	27	
22	SEY	Сеймчан	NERS	+		2407	35	2159	35	
23	TKM2	Tokmak 2, Zhambyl, Казахстан	KYRG		2	652	19	248	8	
24	USA0B	Уссурийск Аггау	RIPT	+		466	18	1178	24	
25	WRA	Warramunga Array, Австралия	CAN		1	1789	13	1727	12	
26	YKA	Yellowknife Array, Канада	OTTR		1	1307	9	1288	11	
27	ZAA0B ZALV	Залесово Аггау	RIPT	+	1	3055 2441	40 21	2491 2343	25 17	

Таблица 1. Участие сейсмических станций в работе ССД в 2016-2017 гг.



Рисунок 4. Наиболее часто используемые станции в ССД ГС РАН в 2016 г. (красный) и в 2017 г. (серый)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ССД ДАННЫХ БЮЛЛЕТЕНЯ SEL1 CTBTO

Для землетрясений с меньшей магнитудой или недостаточным числом станций, по которым не отправлялся Alarm, расчет гипоцентра производится вручную, обычно с привлечением данных бюллетеня SEL1 (Standard Event List 1) Международного центра данных. Он содержит результаты автоматической обработки сейсмических событий и поступает в ССД по подписке, в течение 1–2 часов, ими дополняются данные национальной сейсмической сети, что позволяет повысить точность определения основных параметров очагов землетрясений. С апреля 2016 г. в ССД стали использовать возможности нового сайта СТВТО, где данные бюллетеня SEL1 появляются раньше, чем поступают по подписке. Кроме того, с этим сайтом удобнее работать. В таблице 2 и на рисунке 5 приведен пример локации землетрясения в районе Курильских островов с mb=4, произошедшего 8 апреля 2018 г. в 02 час 01 мин, по данным 21 станции. Параметры землетрясения: lat = 43,8, lon = 146,54, depth = 80 км, mb – 4/9.

Таблица 2. Результаты ло	окации землетрясения с п	nb=4 в районе Курильских	состровов по данным 21	станциі
, ,	, 1	1 71	1	,

N	Код	Время	Фаза	Дельта	Азимут	mb
1	YUK	02:01:51.9	Р	0,53	295	4,8
2	KUR	02:02:08.3	Р	1,72	33	4,6
3	ERM 02:02:25.5		Р	3,05	236	—
4	YSS	02:02:40.0	Р	4,14	321	3,4
5	MAJO	02:03:55.7	Р	9,64	224	—
6	MJAR	02:03:53.4	Р	9,64	224	—
7	USA0B	02:04:06.3	Р	10,49	277	—
8	KLR	02:04:21.0	Р	11,55	303	—
9	PEA0B	02:04:23.6	Р	11,89	35	—
10	ZEA	02:05:19.7	Р	16,08	315	—
11	ULN	02:07:17.4	Р	27,60	292	3,9
12	SONM	02:07:21.5	Р	28,04	292	3,5
13	MK31	02:09:37.7	Р	44,17	297	—
14	MKAR	02:09:37.4	Р	44,36	297	—
15	BRVK	02:10:19.7	Р	49,18	309	4,0
16	ARU	02:10:55.2	Р	54,01	317	3,9
17	WRA	02:12:06.4	Р	64,40	193	—
18	FINES	02:12:05.7	Р	64,63	333	3,5
19	ASAR	02:12:30.6	Р	68,12	192	—
20	NOA	02:12:36.0	Р	69,40	339	—
21	KBZ	02:12:38.1	Р	69,43	311	4,2

Примечание – красным цветом в таблице выделены станции с данными из SEL1 CTBTO. По 14 станциям из 21 (YUK, KUR, ERM, YSS, MAJO, USA0B, KLR, PEA0B, ZEA, ULN, MK31, BRVK, ARU, KBZ) данные непрерывно поступают в ССД в виде волновых форм в режиме, близком к реальному времени, а вступления по 7 станциям получены из SEL1 CTBTO (MJAR, SONM, MKAR, WRA, FINES, ASAR, NOA). Добавление последних станций позволяет улучшить азимутальное окружение, уменьшить GAP=189° до GAP=157°. При этом положение эпицентра изменилось незначительно, в пределах 5 км.



Рисунок 5. К определению параметров землетрясения mb = 4 в районе Курильских островов с использованием данных SEL1 CTBTO

Эпицентр землетрясения располагался в Тихом океане к юго-востоку от Курильских островов. Землетрясение ощущалось в Малокурильском силой 3 балла по шкале МСК-64. Возможно, событие явилось форшоком сильного землетрясения 24 апреля 2018 г. в 08 час 53 мин с магнитудой mb = 6, которое ощущалось в Южно-Курильске силой 4–5 баллов, в Малокурильском, в Горячем пляже силой 4 балла по шкале МСК-64, а на восточном Хоккайдо интенсивностью до 4 баллов по JMA.

Всего за период 2016–2017 гг. в ССД данные бюллетеня SEL1 использованы в определении параметров более 860 землетрясений с магнитудой $mb \leq 4,5$.

Выводы

Использование в Службе срочных донесений ФИЦ ЕГС РАН в оперативном режиме данных и продуктов СТВТО и КNDС помогает успешно решать основные задачи ССД и обеспечивает устойчивые тенденции снижения магнитудного уровня, повышения точности определения параметров землетрясений и уменьшения времени передачи автоматического донесения о произошедшем землетрясении Alarm.

Заключение в 2013 г. Соглашения между ГС РАН и Международным центром данных СТВТО о расширении обмена сейсмологическими данными для целей предупреждения о цунами позволило увеличить общее число станций, участвующих в работе ССД ФИЦ ЕГС РАН в режиме, близком к реальному времени, до 130, а среднее время передачи Alarm сократить до 17,2 мин, при этом для землетрясений территории России – до 11,9 мин.

Литература

- 1. Старовойт, О. Е. Использование данных и продуктов Организации по ДВЗЯИ в сейсмическом мониторинге России / О. Е. Старовойт, М. В. Коломиец, М.И. Рыжикова // Вестник НЯЦ РК, 2012. Вып. 2. С. 11–16.
- Старовойт, О. Е. Использование данных и продуктов Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний в сейсмическом мониторинге России / О. Е. Старовойт, М. В. Коломиец, М.И. Рыжикова // Вестник НЯЦ РК, 2014. – Вып. 2. – С. 14–19.
- Старовойт, О. Е. Использование данных и продуктов Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний в сейсмическом мониторинге России / О. Е. Старовойт, М. В. Коломиец, М.И. Рыжикова // Вестник НЯЦ РК, 2016. – Вып. 2. – С. 5–10.
- 4. Красилов, С. А. Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG / С. А. Красилов, М. В. Коломиец, А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург» // Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 77–83.
- Акимов, А. П. Автоматический модуль быстрого определения параметров гипоцентра землетрясения по данным цифровой сейсмической сети / А. П. Акимов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы // Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 3–7.
- 6. Геофизическая служба РАН [Электронный ресурс]. Режим доступа: http:// www.ceme.gsras.ru.

РЕСЕЙДІҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІНДЕ ЖЕДЕЛ РЕЖИМДЕ ЯДРОЛЫҚ СЫНАУЛАРҒА ЖАН-ЖАҚТЫ ТЫЙЫМ САЛУ ТУРАЛЫ ШАРТЫ ҰЙЫМЫНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ МЕН ӨНІМДЕРІН ПАЙДАЛАНУ

Маловичко А.А., Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Габсатарова И.П., Рыжикова М.И.

«РҒА біртұтас геофизикалық қызметі» федералдық зерттеу орталығы, Обнинск, Ресей

2016–2017 жж. ақпаратты жедел өңдеу режимінде Ресейдің және шектес аумақтардың сейсмикалық мониторингінде ЯСЖТШҰ-ның және Қазақстанның ұлттық деректер орталығының деректері мен ақпараттық өнімдерін РҒА Геофизикалық қызметімен (ГҚ) пайдалануы бағаланады. Ресей аумағында РҒА ГҚ Шұғыл хабарламалар қызметінде оқиғаларды локациялау кезінде толқындық түрлерді, автоматты белгіленген кірістерді (arrival) және SEL1 бюллетенінің деректерін падалану көрсетілген.

CTBTO DATA AND DATA PRODUCTS IN SEISMIC MONITORING IN RUSSIA

A.A. Malovichko, O.Ye. Starovoit, M.V. Kolomiyets, I.P. Gabsatarova, M.I. Ryzhikova

Geophysical Service RAS, Obninsk, Russian Federation

The paper describes experience of Geophysical Service (GS) RAS gained from use of CTBTO data and its data products as well as of KNDC data and data products in seismic monitoring in Russia and in bordering areas in near-real time mode data processing in 2016–2017. It is demonstrated the usage of waveforms, arrivals and Bulletin SEL1 data when in location by EEAS events on Russian territory.

LOCATION AND IDENTIFICATION OF SEISMIC EVENTS AROUND NORTH KOREAN NUCLEAR TEST SITE FOLLOWING THE 3 SEPTEMBER 2017 UNDERGROUND NUCLEAR TEST

W.-Y. Kim, D. Schaff, P.G. Richards

Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, New York, U.S.A.

At least thirteen small seismic events that occurred close to and following the North Korean underground nuclear test (UNT) on 3 September 2017 were detected and located by using seismic waveform data from regional stations. Other than the first event, widely reported to be a cavity collapse, the magnitudes of these shocks range from 2.3 to 3.6. Based on their timing, and proximity to the UNTs, these shocks may be considered as aftershocks. They are located within 1 km of each other with small relative location errors, approximately 50 m. We assess a method to classify each of these small events separately based on their spectral amplitude ratios derived from regional P- and S-waves. We examine additional possible small seismic events around the North Korean test site by using seismic data from stations in South Korea, Russia, and northeastern China including IMS seismic arrays, GSN stations, and national network stations. A linear discriminant function based on Mahalanobis methods applied to P/S spectral ratios does a better job of screening events than does a simple average of such ratios.

INTRODUCTION

Following the large underground nuclear test (UNT) of 3 September 2017 in North Korea, a number of smaller seismic events were detected by use of a template and cross-correlation (see below). The first such event, which occurred about 8.5 minutes after the UNT, is now recognized as a collapse event (e.g., [1]). Additional small seismic events, at or close to the North Korean test site, followed this same UNT. On September 23, 2017, 20 days after the UNT, a magnitude 3.6 event occurred, and a dozen small shocks followed in the region. In this study we apply a P/S spectral ratio method of event identification to explore the capability of such methods at the lowest magnitudes for which they are likely to have utility.

Most of our waveform data for event detection and identification was acquired by broadband threecomponent stations; the open station MDJ in northeastern China (operated as part of a collaboration between the China Earthquake Administration and the U.S. Geological Survey), the station USA0B in Russia (operated as part of the International Monitoring System's seismic array at Ussuriysk), and the borehole station YNCB (Yeoncheon) in South Korea situated close to the demilitarized zone (DMZ) between the two Koreas, and a dozen additional stations in South Korea operated by KMA (Korea Meteorological Administration) (Figure 1). We have found and analyzed in some detail the 13 aftershocks listed in Table.

Event	id &	Date	Time	Latitude	Long.	h	Mag	CC	
ра	ir	(year-mo-dy)	(hr:mm:ss)	(°N)	(°E)	(km)	(<i>M</i> ∟)	0923	Ket ^(b)
1		2017-09-03	2017-09-03 03:38:31.5		129.036	1.5	4.2	0.27	USGS
2		2017-09-23	04:43:00.0	41.350	129.060	4.0	2.7	0.57	KMA
3	^	2017-09-23	08:29:16.8	41.296	129.044	2.5	3.6	1.00	USGS
4	А	2017-10-12	16:41:08.3	41.375	129.050	3.3	3.2	0.67	LDEO
5		2017-12-01	22:45:56.0	41.31	129.11	5.0	2.4	0.50	KMA
6	D	2017-12-05	14:40:53.0	41.32	129.13	5.0	2.9	0.48	KMA
7	D	2017-12-05	19:55:55.9	41.32	129.13	5.0	2.3	0.32	LDEO
8		2017-12-09	06:13:35.0	41.32	129.10	5.0	3.3	0.26	KMA
9	С	2017-12-09	06:40:02.0	41.31	129.11	5.0	2.8	0.18	KMA
10		2018-02-06	10:53:53.0	41.33	129.10	5.0	2.8	0.37	KMA
11		2018-02-07	21:46:01.0	41.32	129.09	5.0	3.2	0.35	KMA
12	D	2018-02-07	21:46:23.9	41.32	129.09	5.0	3.3	0.30	LDEO
13		2018-02-08	17:39:17.8	41.32	129.09	5.0	2.4	0.32	LDEO

Table. Seismic events that occurred around North Korean test site since September 3, 2017^(a)

(a) h = depth fixed in location; Mag=local magnitude; CC=detection cross-correlation coefficient; 0923=template event 2017/09/23, 08:29;
(b) Event locations are taken from reports by USGS=National Earthquake Information Center, US Geological Survey, KMA=Korea Meteorological Administration, and LDEO=this study

1. DETECTION OF SMALL SEISMIC EVENTS AROUND NORTH KOREAN TEST SITE

The waveform cross-correlation (CC) detector is known to lower the seismic event detection threshold by about one magnitude unit or more, below what is normally detected through standard processing (e.g., [2-4], among others). We used 3-component records at two stations, MDJ (Δ =369 km, Az=6°) and USA0B (Δ =398 km, Az=36°), from the shock on 2017-09-23 at 08:29 (event #3, Table) as a template event, to detect additional small events. The template 3-component waveforms were taken as 80 s long for MDJ and 85 s long for USA0B. Template traces start about 1 s before the P arrival through 30 s and 32 s after Lg arrivals for MDJ and USA0B, respectively. The records are filtered between 0.8 and 8 Hz to avoid undesired noise. Large signal durations (T) and wide frequency bandwidths (B) are the key for a robust correlation detector [5] suggested that a time-bandwidth product (T \times B) exceeding 100 (or smaller TB with more stations) is necessary for reliable event attribution. We use three-component records and take the mean of the cross-correlation scores from

the three components to enhance the robustness of event detection. The local magnitude (M_L) of the events we identified with the CC detector, on or near the North Korea test site, were determined from the RMS (root mean squared) amplitudes of detected signals in the time windows and calibrated to the amplitudes of the template traces with known magnitude.

To determine CC threshold values above which to claim a detection, we used the method described by [6] which enables making detections having a predetermined false alarm rate. In this method the continuous waveform data are searched twice, using a timereversed template as well as the time-forward template. These have the same time-bandwidth product, and generate similar distributions of noise-driven low CC values. We found that CC values above 0.15 for MDJ, and above 0.2 for USA0B, arose only from the forward template, and were thus plausible candidate detections of waveforms similar to the template. We set these values as our detection thresholds for each 3-component template.



Figure 1. A map showing the location of North Korean nuclear tests (stars), earthquakes (open circles), single-hole explosions and large industrial explosions (inverted triangles), and seismographic stations (triangles) in the northeastern Korean peninsula and in northeast China. Dotted circles concentric with the North Korean test site have radii 100, 200, and 300 km



Figure 2. A map showing the location of North Korean nuclear tests (open stars) and preliminary locations of aftershocks (circles) with event id & doublet pairs as given in Table. Event pairs are indicated by A through D. Relocated aftershocks are plotted by red circles, whose sizes are proportional to event magnitudes. 11 accurately relocated aftershocks (event #2 through #12 in Table) shows that they are in fact located all much closer together

We detected 26 events by using the 2017-09-23 (08:29) MDJ 3-component templates with a threshold of 0.15 from 2017 September 3 to 2018 March 1, whereas the USA0B 3-component templates detected 32 events that exceed the threshold of 0.2 from 2017 September 3 to 2017 December 31. Note that USA0B data is available for analysis from IDC (International Data Center, CTBTO) archive via vDEC (Virtual Data Exploitation Centre) with about three months delay. We select events by associating detection time at two stations such that MDJ and USA0B detection times are within 4.0 ± 1.0 s. We found 11 common detections from the two stations. Their magnitude ranged between 2.3 and 4.2 (magnitude of the template event is M_L 3.6).

Examination of waveform quality of the detected events indicated that 10 of them could be located by traditional methods. Specifically we used P and S arrival times at regional stations in the distance range 350-600 km together with the HYPOINVERSE location code [7]. Due to a lack of station coverage, several events are located with their initial location set at KMA or USGS reported ones, and we fixed the depth at 5 km. We thus obtained what we regard as preliminary absolute locations for 13 aftershocks, as indicated in Table and plotted in Figure 2. Their location error ellipses at 95% confidence level are very large. 11 accurately relocated aftershocks (event #2 through #12 in Table) by using late arrival Lg wave at regional stations shows that they are in fact located all much closer together within about 1 km (Figure 2).

2. CHARACTERIZATION OF SMALL EVENTS AROUND NORTH KOREAN TEST SITE

There are a number of new stations available to characterize seismic events in and around the northern Korean peninsula and northeastern China, as well as the open stations MDJ, INCN; and IMS stations USRK and KSRS. But most of these stations lack a waveform archive going back far enough to allow us to assemble training data for the discrimination analysis. Hence, MDJ is still the station of choice with its archive of data starting in the late-1980s. The broadband 3-component station USA0B, which is the reference site of the IMS array USRK (Ussuriysk, Russia), has acquired data since the fall of 2008. Vertical-component records from these shocks recorded at USA0B ($\Delta \sim 370$ km) are shown in Figure 3.

To identify each of these events (earthquake, or explosion) we followed Kim et al. [8], which assembled training data from 12 earthquakes and 12 explosions that occurred within about 200 km from North Korea's UNTs. In that paper, P/S spectral amplitude ratios were used as a basic discriminant and linear discriminant functions (LDFs) combined these ratios taken at different frequencies. It was found that the combination from four discrete frequencies, at 6, 7, 8, and 9 Hz, provided the best discrimination between explosions and earthquakes, using P/S ratios. However, in this study we use frequencies 6 to 10 Hz, since these 13 aftershocks are larger than the event studied in [8], and have signals with good signal-to-noise ratios at higher frequencies.



Vertical Records at USA0B from Small Events around Punggye-ri Test Site

Figure 3. Vertical component seismic records bandpass filtered 1-15 Hz from the first nine seismic events recorded at USA0B station. Records show Pg– and Lg–wave arrivals consistent with the events located close to each other. Pg–waves centered at group velocity 5.8 km/s (~69 s) and Lg-waves centered at group velocity 3.3 km/s (~121 s) are used to measure P/S spectral ratios

To identify each of these events (earthquake, or explosion) we followed Kim et al. [8], which assembled training data from 12 earthquakes and 12 explosions that occurred within about 200 km from North Korea's UNTs. In that paper, P/S spectral amplitude ratios were used as a basic discriminant and linear discriminant functions (LDFs) combined these ratios taken at different frequencies. It was found that the combination from four discrete frequencies, at 6, 7, 8, and 9 Hz, provided the best discrimination between explosions and earthquakes, using P/S ratios. However, in this study we use frequencies 6 to 10 Hz, since these 13 aftershocks are larger than the event studied in [8], and have signals with good signal-to-noise ratios at higher frequencies.

2.1. P/S spectral amplitude ratio on three-

component records

Previous efforts to distinguish explosions from earthquakes on the basis of seismographic data have demonstrated that the high-frequency P/S spectral ratios of rotated, three-component regional records have greater discrimination power than vertical-component

records alone (e.g., [9]. Hence, we apply that previous experience to data analysis for small seismic events which occurred around the North Korea test site since Sept. 2017. We rotate the observed NS- and EWcomponent seismogram pairs to obtain radial (R) and tangential (T) components. The P/S ratios of threecomponent records are then formed for each station by defining $P / S = (P_Z^2 + P_R^2)^{\frac{1}{2}} / (S_Z^2 + S_R^2 + S_T^2)^{\frac{1}{2}}$ where subscripts indicate the component as described by [8]. For example, P_Z indicates the spectral amplitude of P waves on the vertical-component (Z), and S_R indicates the spectral amplitude of S-waves on the radialcomponent. A single three-component P/S ratio is obtained for each discrete frequency. Our approach builds on the observation that explosive sources tend to excite relatively strong and impulsive P waves and weak shear waves, whereas earthquakes as shear-dislocation sources tend to generate weak P waves but relatively energetic S waves, particularly on the transverse component. By using all three components the discriminant is improved because it does a better job of evaluating the S-wave, than use of the vertical component alone.



Spectral Ratios of Seismic Events around NK Test Site

Figure 4. Three-component $\log_{10}(Pg/Lg)$ spectral amplitude ratios at discrete frequencies between 1 and 15 Hz used in classification are plotted for 13 events (circles). The data used for the analysis are all from MDJ. A mean spectral value for each discrete frequency point of the training events is plotted both for earthquakes (black circle) and for explosions (black triangle), with a bar representing the scatter (±1 S.D.). Note that most of the measured spectral ratios fall into the earthquake population, but ratios from some events lie in the explosion population. P/S ratios from event #8 are plotted in red to illustrate details of its observed P/S ratios

Figure 4 shows three-component $\log_{10}(Pg/Lg)$ spectral amplitude ratios at discrete frequency points between 1 and 15 Hz used to characterize the 13 small events that occurred around the North.

Korean test site. The vertical bars in Figure 4 are the standard deviations of earthquake and explosion populations of the sample data, representing the range of spectral ratios for the training events. We attempt to classify the 13 aftershocks by using *P/S* ratios obtained first from the three-component recordings and using the LDF obtained by using five discrete frequencies 6, 7, 8, 9 and 10 Hz with the same training event data as in Kim et al. (2017). For each event, let three-component $\log_{10}(Pg/Lg)$ ratios at frequencies of 6, 7, 8, 9 and 10 Hz correspond to the variables r_1 , r_2 , r_3 , r_4 , and r_5 . The linear discriminant function we obtain, is.

$$D(\mathbf{r}) = -4.73 + 19.05r_1 - 16.58r_2 - -13.27r_3 + 55.51r_4 - 9.99r_5$$
(1)

For this LDF, the Mahalanobis distance measure is $\Delta^2 = 27.1$ and the misclassification probability is 0.47%. By applying the equation to the three-component *P/S* ratios from 13 small events, we found that two events – #8 (2017/12/09, 06:13) and #12 (2018/02/07, 21:46:23)

(Table), are classified as explosions whereas 11 events are classified as earthquakes as shown in Figure 5.

Thus, in 3-component LDF analyses, 11 events can be classified as earthquakes based on their P/S ratios, and their discriminant scores are clustered within the earthquake population (Figures 4). But events 8 and 12 appear problematic, since their discriminant scores are even to the right of the classification line (where the discriminant score is close to zero). Event #8 is classified as an explosion via the higher-quality analysis associated with three-component data (Figure 5), even though its waveforms are very comparable to those of event #9.

Obviously, the two events with discriminant scores close to the classification line appear to have relatively strong P radiation compared to S-waves, in contrast to the analysis for 11 other aftershocks. The P/S spectral ratios shown in Figure 4 have peaks between 6–9 Hz for event #8, which is the main frequency band we used for discrimination analysis using LDF. Hence, those ratio peaks will classify this event as an explosion. However, at frequencies higher than 10 Hz, the spectral ratios of event #8 fall into the earthquake population.



3-component, 6-10 Hz, 5 parameters, Classification, Using MDJ

Figure 5. Classification analysis of the 3-component P/S ratio from 13 seismic events are carried out by using five frequencies: 6, 7, 8, 9, and 10 Hz and using the linear discriminant function obtained for MDJ with the same training data as in [8], 11 events (green squares) are classified as earthquakes; and two events are classified as explosions (8 & 12). Discriminant scores of 13 events are plotted with their mean $\log_{10}(Pg/Lg)$ ratios. All the training data – 12 earthquakes (circles) and 12 explosions (shaded triangles) plotted as reference, provide discrimination power with the Mahalanobis distance of $\Delta^2 = 27.1$, and the total misclassification probability of 0.47%. Vertical lines denoted as Eq and Ex are the projection of the multivariate means of the earthquake and explosion population, respectively. The vertical line D_0 is the classification line. Event ids are as listed in Table

The seismic records at MDJ from events #8 and #9 (which were only about 26 minutes apart) are very similar, having a CC value of 0.66 for waveforms in the passband from 0.8 to 8 Hz. So these events must originate within a quarter wavelength of each other (~0.33 km) and they were separated by only about 26 minutes in time. However, their *P/S* ratios are remarkably different, as the discrimination score of event #9 is close to the centroid of earthquake population (the *Eq* line in Figure 5), whereas #8 is classified as an explosion.

The seismic records from event #12 are somewhat contaminated by signals from event #11 that occurred only about 23 s previously (Table), and hence, their *P/S* ratios and discrimination score fall close to the classification line (D_0 , see Figure 5). Note that the two populations are also quite well separated by mean 3-component $\log_{10}(Pg/Lg)$ ratio equal to about -0.1 (events #8 and #12 being exceptions) (see Figure 5).

2.2. Network averaged P/S spectral amplitude ratio on three-component records

We analyzed additional seismic records at stations with distances and path properties similar to those of MDJ – namely, USA0B (Δ =398 km, Az=36°) and

YNCB (Δ =410 km, Az=207°), see Figure 1 – to see if this changed the identification results obtained from MDJ data. The network-averaged three-component log₁₀(*Pg/Lg*) spectral amplitude ratios for the 13 seismic events from stations MDJ, USA0B and YNCB are plotted with circles in Figure 6. In Figure 6, a mean spectral value for each discrete frequency point of the training events used to form the LDF is plotted, both for earthquakes (*black circle*) and for explosions (*black triangle*), with a colored bar representing the scatter (±1 S.D.) as reference. This use of network averaged three-component data achieves better separation of the explosion and earthquake populations than was found in Figure 4, which was based on three-component data at MDJ station only.

Network-averaged 3-component P/S ratios calculated with these additional two stations were used to classify events 1 through 9, now using three stations, and events 10 through 13, using two stations – MDJ and YNCB. All events are classified as earthquakes as shown in Figure 7. As demonstrated in [9], high-frequency regional P/S ratios provide much better discrimination power when a network of stations is available.



Figure 6. Similar to Figure 4 but now using network averaged three-component $\log_{10}(Pg/Lg)$ spectral amplitude ratios. The spectral ratio data for the 13 seismic events at MDJ are plotted with circles. A mean spectral value for each discrete frequency point of the training events used to form the LDF is plotted, both for earthquakes (black circle) and for explosions (black triangle), with a colored bar representing the scatter (± 1 S.D.). This use of network averaged three-component data achieves better separation of the explosion and earthquake populations than was found in Figure 4, which was based on three-component data at MDJ station only

3. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Following the North Korea UNT of 2017 September 3 in North Korea, a series of seismic events were reported by KMA and USGS, and other agencies, and taken up by the news media. The first of these seismic events occurred about 8.5 minutes after the UNT, and is now recognized as a cavity collapse with seismic magnitude about 4. A pair of nearby events occurred on 2017 September 23 (at 08:29 with magnitude 3.6, at first misidentified as explosive by a unit in China though later reports declared that it was probably an earthquake; and KMA also reported an earlier and smaller shock on the same day, event #2 at 04:43 – see Table).

We applied a waveform cross-correlation detector to continuous data from two three-component broadband stations (open station MDJ and the International Monitoring System station USA0B), using signals from event #3 as templates. Among the 13 events that we detected and analyzed, there are four doublets -2 & 3 (A), 6 & 7 (B), 8 & 9 (C), and 11 & 12 (D)(see Table). Each pair exhibits very similar waveforms having cross-correlation values well above the detection threshold of 0.15 we have used with MDJ data to declare detections. For example, the doublet A (2 & 3) has CC values of

0.67, whereas doublet B (6 & 7) has CC values 0.48 and 0.32. Hence, the overall sequence of aftershocks included some distinct doublets, rather than all occurring as a single large multiplet. The first seven events have similar waveforms based on their high CC values, then the last six events have lower CC values than the first group. Hence, the two large events - #3 (M 3.6, 2017-09-23, 08:29) and #8 (M 3.3, 2017-12-09, 06:13) are the two end members of the sequence. In the first two months of the sequence, events occurred at an interval of about 20 days; then the interval between events detected in Dec. 2017 (events #5 through #9) became short, only 4–5 days; and finally for events in Feb. 2018 the inter-event time was very short (~ 1 day).

The analysis presented in this paper has obtained good results, in that we have been able to identify all of the aftershocks we have detected as being earthquakes, on the basis of their P/S spectral ratios. Note that our whole approach (with a high-performance event detector) has enabled working with events so small (at magnitudes around 3 they would be on the order of a tenth of a kiloton in yield if they were explosions, which we strongly doubt), that their signal quality is quite low. A network of stations was required for a robust application of classical Mahalanobis methods.



3-component, 6–10 Hz, 5 parameters, Classification Using 3 stations

Figure 7. Similar to Figure 5, but now the classification is done with network averaged, threecomponent log10(Pg/Lg) spectral ratios at five discrete frequencies between 6 and 10 Hz. Using the linear discriminant function obtained for MDJ in [8], all 13 seismic events are classified as earthquakes (red filled circles). The discriminant scores of 12 earthquakes (circles) and 12 explosions (shaded triangles) of the training data are plotted with their mean log10(Pg/Lg) ratios for reference

An overall conclusion is that damage from shock waves of the large UNT of 2017 September 3 has led to slow adjustments in the surrounding region, entailing stress relief (via aftershocks), occurring on a distributed string of rock fractures.

Acknowledgments. We thank the staff at IDC, CTBTO in Vienna, Austria – Randy Bell and Ivan Kitov in particular, who kindly assisted us to acquire waveform data from the IDC archive by using the vDEC. Our

work has been supported by the Consortium for Verification Technology under Department of Energy/ National Nuclear Security Administration award DE-NA0002534 via a subcontract between Columbia University and the University of Michigan, and by the Defense Threat Reduction Agency under award HDTRA-1-11-1-00027. This is Lamont-Doherty Earth Observatory contribution number xxxx.

REFERENCES

- Tian, D. Collapse and earthquake swarm after North Korea's 3 September 2017 nuclear test, in press / D. Tian, J. Yao, L. Wen // Geophysical Research Letters, 2018.
- Gibbons, S. J. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation Geophys / S. J. Gibbons, F. Ringdal // J. Int., 2006. – 165, no. 1. – P. 149 – 166, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02865.x.
- Kim, Won-Young Induced seismicity associated with fluid injection into a deep well in Youngstown, Ohio / Won-Young Kim // J. Geophys. Res., 2013. – V. 118, Is. 7. - P. 3506 - 3518, doi:10.1002/jgrb.50247.
- Schaff, D.P. Semiempirical statistics of correlation-detector performance / D.P. Schaff // Bull. Seism. Soc. Am., 2008. 98. P. 1495–1507.
- Harris, D. B. A waveform correlation method for identifying quarry explosions / D. B. Harris // Bull. Seism. Soc. Am., 1991. 81. – P. 2395–2418.
- Slinkard, M. D. Multistation validation of waveform correlation techniques as applied to broad regional monitoring / M. Slinkard, D.Schaff, N. Mikhailova, S. Heck, C. Young, P. G. Richards // Bull. Seism. Soc. Am., 2014. – 104. – P. 2768–2781.
- Klein, F. W. User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes / F.W. Klein, U.S. // Geol. Surv. Open File Rep., 2007.- 02-171. – 121 pp.
- Kim, Won-Young Evaluation of a seismic event, 12 May 2010, in North Korea / Won-Young Kim, Paul Richards, David Schaff, Karl Koch // Bull. Seism. Soc. Am., 2017.– 107, No. 1, February 2017, doi: 10.1785/0120160111.
- Kim, W. Y. Discrimination of earthquakes and explosions in southern Russia using regional high-frequency three-component data from the IRIS/JSP Caucasus Network / W. Y. Kim, V. Aharonian, A. L. Lerner-Lam, P. G. Richards // Bull. Seism. Soc. Am., 1997. – 87. – P. 569–588.

2017 ЖЫЛҒЫ 03 ҚЫРКҮЙЕКТЕГІ ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАН КЕЙІН СОЛТҮСТІК КОРЕЯНЫҢ ЯДРОЛЫҚ СЫНАУЛАР ПООЛИГОНЫ ЖАНЫНДАҒЫ СЕЙСМИКАЛЫҚ ОҚИҒАЛАРДЫ ЖЕРГІЛІКТЕУ ЖӘНЕ СӘЙКЕСТЕНДІРУ

Ким В.-Й., Шафф Д.Р., Ричардс П. Г.

Колумбия университетінің Ламонт-Доэрт жер обсерваториясы, Нью-Йорк, АҚШ

Солтүстік Кореяда жерасты ядролық жарылыстар жерлері жанында 2016 ж. 9 қыркүйекте және 2017 ж. 03 қыркүйекте болған кемінде он төрт кіші сейсмикалық оқиғалар, аймақтық станцияларда сейсмикалық сигналдардың толқындық түрлері туралы деректердің көмегімен, айқындалып жергіліктелген. Осы оқиғалардың магнитудасы 2,3–3,5 аралығында. Осы оқиғалар жерасты ядролық жарылыстар (ЖЯЖ) полигоны жанында болғанына сүйене, оларды афтершоктр ретінде санауға болады. Осы оқиғалардың эпиорталықтары, жергіліктеудің 50 м. қателігімен, бір бірінен 1 км. қашықтығында орналасқан. Авторлар осы кіші оқиғаларды дискримнациялау үшін ең жақсы әдісі ретінде – Р және S аймақтық толқындардың спектрлік амплитудаларының қатынасын қоладанған. Р/S спектрлік амплитудаларының қатынасы бойынша осы оқиғалардың біреуіде жарылысқа ұқсайтын болып сәйкестендірілмейді.

Косымша ретінде, ЯСЖТШҰ Халықаралық мониторингі жүйесінің (IMS) сейсмикалық топтарын, жаһандық сейсмографиялық желінің GSN станцияларын, сондай-ақ аймақтық желінің станцияларын қоса алғанда, Онтүстік Корея мен солтүстік-шығыс Қытайдағы сейсмикалық станциялардың деректерін пайдаланып, Солтүстік Кореяның сынау полигоны төңірегіндегі ықтимал әлсіз сейсмикалық оқиғалары зерделенген. Р/S спектрлік қатынастарға қолданылған, Махаланобис әдісінде негізделген сызықтық дискриминанттық функция, сондай қатынастардың арифметикалық орта мәнінен, оқиғаларды қадағалау үшін жақсырақ жарайтыны туралы қорытынды жасалған.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ И ИДЕНТИФИКАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ВБЛИЗИ ПОЛИГОНА ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ СЕВЕРНОЙ КОРЕИ ПОСЛЕ ПОДЗЕМНОГО ЯДЕРНОГО ИСПЫТАНИЯ 3 СЕНТЯБРЯ 2017 ГОДА

Ким В-Й., Шафф Д.Р., Ричардс П.Г.

Ламонт-Дохертская обсерватория Земли Колумбийского университета, Нью-Йорк, США

Как минимум тринадцать малых сейсмических событий, произошедших вблизи места подземных ядерных испытаний в Северной Корее 3 сентября 2017 г., было обнаружено и локализовано с использованием волновых форм сейсмических сигналов на региональных станциях. Кроме первого события, о котором сообщалось как об обрушении полости, магнитуда малых сейсмических событий варьируется от 2,3 до 3,6. Основываясь на времени и близости этих событий к подземному ядерному испытанию (ПЯВ), их можно рассматривать как афтершоки. Эпицентры данных событий расположены в 1 км друг от друга с погрешностью локализации примерно в 50 м. Авторы оценили возможности метода классификации каждого из этих малых событий на основе спектральных отношений амплитуд региональных волн Р и S.

Дополнительно изучены возможные слабые сейсмические события в окрестности испытательного полигона Северной Кореи с использованием данных сейсмических станций в Южной Корее, России и северо-восточном Китае, включая сейсмические группы Международной системы мониторинга ОДВЗЯИ (МСМ), станций глобальной сейсмографической сети GSN, а также станций региональной сети. Сделан вывод о том, что линейная дискриминантная функция, основанная на методе Махаланобиса, примененная к спектральным соотношениям P/S, лучше подходит для отслеживания событий, чем среднее арифметическое значение таких соотношений.

УДК 550.34.06.013.3:621.039.9

РЕГИСТРАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ИСПЫТАНИЙ И НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ В 2016-2017 ГГ. РОССИЙСКИМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СТАНЦИЯМИ

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

Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН», Обнинск, Россия

Описаны магнитудный и спектральные дискриминанты двух подземных ядерных взрывов на полигоне Пунгери в Северной Корее: 09.09.2016 г. и 03.09.2017 г., в сравнении с последовавшими через 8 минут после наиболее мощного из них (03.09.2017 г.) двумя землетрясениями вблизи полигона, вероятно, наведенного характера: 23.09.2017 г. и 12.10.2017 г. Сильнейшее из испытаний в Северной Корее позволило исследовать особенности волновой картины на телесейсмических расстояниях (∆≥30°).

Российской сейсмической сетью в период с сентября 2016 г. по сентябрь 2017 г. зарегистрированы два испытания (09.09.2016 с mb=5,4 и 03.09.2017 с mb=6,3) в Северной Корее (КНДР). По своему сейсмическому проявлению это были наиболее мощные подземные ядерные взрывы (ПЯВ) на уже известном испытательном полигоне Пунгери. В Федеральном исследовательском центре «Единая геофизическая служба РАН» (ЕГС РАН) в оперативном режиме определены параметры этих событий (таблица 1) с использованием записей более 50-70 станций, поступающих в центр сбора и обработки в режиме, близком к реальному времени [1]. В дальнейшем эти параметры были уточнены для ПЯВ 09.09.2016 с дополнительным привлечением данных не только российских станций, но и станций глобальной сети. Кроме того, определены параметры еще трех событий, одно из которых интерпретируется как обвальное землетрясение, произошедшее в испытательной штольне примерно через 8 минут, два, других: 23.09.2017 в 08:29 и 12.10.2017 в 16:41, - предположительно являются тектоническими землетрясениями, возможно наведенной (индуцированной природы) – таблица 1.

Российская сеть станций включала станции Геофизической службы РАН и станции Министерства обороны РФ, входящие в международную сеть, образованную в рамках Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ). Записи этих станций частично находятся в непрерывном оперативном доступе для ССД ГС РАН, частично запрашиваются из Сахалинского филиала ГС РАН и Международного центра данных (МЦД) ОДВЗЯИ. Они использовались на этапе уточнения параметров ПЯВ. Сведения о станциях в Дальневосточном регионе России и их оборудовании приведены в [2]. Записи пяти ближайших станций «Посьет» (PSTR), «Мыс Шульца» (MSH), «Владивосток» (VLAR), «Горнотаежное» (GRTR), «Уссурийск» (USRK) – рисунок 1, исследованы на нахождение особенностей волновой картины на региональных расстояниях и сейсмического дискриминанта – отношения спектров волн Pg/Lg.

Международный центр МЦД ОДВЗЯИ определил уточненные параметры событий (IDC REB), которые, кроме того, попали в список SSEB (Standard Screened Event Bulletin). Напомним, что процедура «отбора» событий (screening) с возможным определением их природы, присвоения им категории с оценкой их числовым баллом в Международном центре данных основаны на использовании следующих критериев [3]: 1 - соотношение магнитуд объемной и поверхностной волн (Ms:mb); 2 - оценка глубины явления (Depth); 3 - соотношение высокочастотных региональных амплитуд P/S (Reg); 4 энергетика сейсмического местоположения и анализ гидроакустического сигнала (Hydro). В настоящей статье для событий ПЯВ 09.09.2016 и 03.09.2017 обсуждаются два дискриминанта из вышеперечисленных: первый – магнитудный (Ms:mb), и третий – соотношение спектральных амплитуд продольных и поперечных волн на региональных расстояниях P/S (Reg).

Дата	Время в очаге час-мин-сек (GMT)	Широта, градусы.	Долгота градусы.	Глубина, км	Число станций	mb / N ст.	GAP°	Эпицентральное расстояние, °
09.09.2016	00:29:59.3	41,30	129,07	0	205	5,4 / 71 MS=4,7 / 28	67	2,02–170,89°
03.09.2017	03:29:59.0	41,30	129,10	1	72	6,3 / 28	72	2,00–96,69°
03.09.2017	03:38:32.1	41,32	129,06	0		4,0 / 6	79	3,60–79,66°
23.09.2017	08:29:16.0	41,23	129,22	2-4	11	3,8 / 3	151	1,85–61,11º
12.10.2017	16:41:07.0	41,31	129,20	3	6	ML=2,7 (SEL1 IDC)	169	1,79–3,99°

Таблица 1. Основные параметры рассматриваемых ядерных взрывов и землетрясений в Северной Корее в 2016–2017 гг.,



Рисунок 1. Схема расположения ближайших станций относительно полигона Пунгери КНДР (показано звездой): Посьет PSTR (Δ=1,85°), Мыс Шульца MSHR (Δ=2,00°), Владивосток VLAR (Δ=2,78°), Горнотаежное GRTR (Δ=3,33°), Уссурийск USRK (Δ=3,61°), Терней ТЕУ (Δ=6,64°), Кульдур KLR (Δ=8,17°), Хабаровск КНВR (Δ=8,32), Горный GRNR (Δ=10,76°), Цея ZEA (Δ=12,48°)

Магнитудный дискриминант

Пороговое значение фильтрации события по его природе по критерию Ms:mb – SCOREM, определено по следующей формуле:

$$SCOREM = \frac{2,20 - \left(1,25 \cdot \overline{mb} - \overline{Ms}\right)}{2\sigma_{M}} - 1.$$
(1)

В ряде работ было показано, что пороговое значение скрининга по магнитудному критерию, установленное ранее для ядерных взрывов в Китае, Казахстане, Новой Земле и др. [4, 5] не эффективно для относительно слабых северо-корейских взрывов. В 2011 г. Selby [6] было предложено другое пороговое значение скрининга, которое в экспериментальном режиме также используется в МЦД в настоящее время:

$$Ms = mb - 0,64.$$
 (2)

Для ПЯВ 9.09.2016 среднесетевое значение mb=5,4, полученное по оперативным данным 26 станций, подтверждено значение MPSP=5,4 при использовании данных 71 станции с $\Delta \ge 20^{\circ}$ (Сейсмологический бюллетень ФИЦ ЕГС РАН), а также получено значение MS=4,7 по данным 28 станций с

∆≥10°. Различия между средними сетевыми значениями магнитуды составило 0,7, что находится чуть ниже нового скринингового порога (рисунок 2). Анализ значений магнитуды по объемной волне MPSP показал, что наиболее устойчивое поведение относительно среднего значения MPSP=5,4±0,3 отмечается на расстояниях $\Delta = 20-45^{\circ}$, с $\Delta > 45^{\circ}$ заметно увеличивается разброс станционных значений магнитуды. Особенно выделяется группа станций российской сети, расположенных в платформенной области («Обнинск», «Москва», «Воронеж», «Валаам», «Минск», «Гофицкое» – на расстояниях $\Delta = 55-63^{\circ}$), они имеют значения, близкие к MPSP=6,0±0,3. Следует заметить, что и значения магнитуды по поверхностной волне MS для этих станций также завышены на 0,2-0,3 относительно среднесетевого значения MS. А для дальневосточных станций («Горный», «Южно-Сахалинск», «Углегорск», «Зея», «Якутск», «Петропавловск», «Билибино», расположенных на расстояниях ∆=10-25°), наблюдаются заниженные значения MS на 0,2-0,7 магнитудной единицы. Таким образом, можно заключить, что найденные среднесетевые значения магнитуд без учета станционных магнитудных поправок не показывают устойчивого результата скрининга из-за присутствующих специфических станционных отклонений как в магнитуде по поверхностной волне, так и по объемной волне, т. е. не позволяют обнаружить эффект непосредственно от источника различной природы у взрыва и неглубокого землетрясения, как это отмечено в [7].

Еще одним препятствием для уверенной магнитудной дискриминации слабых событий является тот факт, что они плохо возбуждают поверхностные волны с периодом T=20 с, которые традиционно используются в методике Гутенберга-Рихтера и методиках, применяемых в большей части международных центров, в том числе и в МЦД. Эта проблема была решена за счет предложения и внедрения метода определения магнитуды по поверхностной волне по замерам амплитуды в максимуме фазы Эйри различных периодов M_S (Vmax), теория и метод которого изложены в [8, 9]. Результаты применения этой методики к данным ряда станций российской и глобальной сетей для трех ПЯВ в Северной Корее (06.01.2016, 09.09.2016, 03.09.2017) приведены в таблице 2. Для ПЯВ 12.02.2013 подобные результаты M_S (Vmax) определены в [10] по данным 13-ти станций сети российской сети, среднее сетевое значение Ms (Vmax) составило 4,0±0,17. Для сравнения в [11] с использованием метода [8, 9] для этого события определено значение Ms, равное 3,94±0,16, $Ms(06.01.2016)=4,05\pm0,08$, a $Ms(09.09.2016)=4,23\pm$ 0,09. Определения в настоящей работе близки к полученным результатам в [11]. Дополнительно к ним определена магнитуда M_S (Vmax) для шестого ПЯВ в Северной Корее 03.09.2017: M_S (Vmax)=5,2±0,2 (таблица 2).

N	Ka = a=a	4.0	06.01.2016		09.09.2016		03.09.2017	
N	код станции	Δ	Ms (Vmax)	T, s	Ms (Vmax)	T, s	Ms (Vmax)	T, s
1	MDJ	3,33	4,1	6	4,3	8	5,4	9
2	INCN	4,26	4,0	12			5,4	12
3	MAJO	8,54	4,0	18	4,1	16	4,9	14
4	BJT	9,83	4,1	12				
5	HIA	10,29	4,2	11	4,4	9	5,3	13
6	ERM	10,56	4,0	17	4,2	20	5,1	16
7	YSS	11,32	3,9	11	4,1	11	5,0	12
8	ULN	16,99	4,1	11	4,3	11	5,3	14
9	YAK	20,74	3,8	13	4,0	13	5,0	15
10	MA2	22,72	4,0	13			5,2	14
11	PET	23,07	3,9	12	3,9	12	4,9	12
12	TIXI	30,41	4,0	16	4,0	11		
13	BILL	33,44	3,8	11	4,4	10		
14	ARU	46,67			4,6	11		
	Среднее Ms (Vmax)		4 0+0 2		4 2+0 3		52+02	

Таблица 2. Значения магнитуды по поверхностной волне Ms (Vmax) для трех ПЯВ в Северной Корее: 06.012016, 09.09.2016.,03.09.2017



Рисунок 2. Соотношение значений магнитуд, полученных стандартной методикой в ФИЦ ЕГС РАН в ССД и Сейсмологическом бюллетене для четырех ПЯВ в Северной Корее

На рисунках 2 и 3 приведены магнитудные значения, полученные по стандартной методике в ФИЦ ЕГС РАН – в ССД и Сейсмологическом бюллетене (рисунок 2) и по методике M_s (Vmax) (рисунок 3) относительно пороговых линий скрининга по [4, 5] и [6].

Применение метода [8, 9] для определения магнитуды по поверхностной волне M_S (Vmax) позволило получить более уверенную дискриминацию по магнитудному соотношению объемных и поверхностных волн.

ОТНОШЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНЫХ АМПЛИТУД P/S (REG)

Этот дискриминант хорошо зарекомендовал себя как надежный признак распознавания ядерных



Рисунок 3. Соотношение значений магнитуд по объемной (данные REB IDC) и поверхностной волне M(Vmax), полученное по методике [8, 9] относительно пороговых линий скрининга по [4, 5] – короткий пунктир, и по [6] – длинный пунктир

взрывов и слабых землетрясений. Развитие российской сети на Дальнем Востоке позволило получить среднесетевые значения log_{10} Pg/Lg сначала по данным четырех станций, расположенных на расстояниях Δ =2,0–3,61°: «Мыс Шульца», «Владивосток», «Горнотаежное» и «Уссурийск» для ПЯВ 6 января 2016 г. [2] и затем для ПЯВ 9 сентября 2016 г. После открытия в декабре 2016 г. станции «Посьет» и оснащения ее в рамках сотрудничества с Южно-Корейской сейсмологической службой (KIGAM – Когеа Institutes of Geoscience and Mineral Resources) сейсмометром СМG-40Т (1,0–20 Гц) среднесетевые значения $log_{10}Pg/Lg$ были рассчитаны по пяти станциям. Полученные результаты сопоставлены с подобными отношениями по P.G. Richards, W.-Y.Kim (китайская станция MDJ [12]) (рисунок 4) и по данным Южно-Корейских станций [13] и показали хорошую согласованность (рисунок 5). Среднесетевые спектральные отношения $log_{10}Pg/Lg$ были получены для двух землетрясений (таблица 1), произошедших после испытаний вблизи полигона Пунгери. Кривая дискриминанта в зависимости от частоты еще более усиливает разницу с кривыми для ПЯВ, относительно, полученной в [12] (рисунок 4).





Рисунок 4. Среднесетевые спектральные отношения log10Pg/Lg, полученные по станциям: MSHR, VLAR, GRTR, PSTR, USAOB, для ПЯВ (NKTS) 03.09.2017 в 03h30m

Как уже упоминалось выше, российские сейсмические станции зарегистрировали через 8 минут после испытания событие обвальной природы (обрушение породы в шахте). Запись его, например, на станции «Мыс Шульца» отличается частотным составом и общим видом волновой картины. На рисунке 6 эта запись приведена в сравнении с записью землетрясения, произошедшего 12.10.2017 г. вблизи полигона Пунгери. Сравнение спектров этих двух событий наглядно иллюстрируют наполненность спектра обвального события низкими частотами, не превышающими f=2 Гц, а спектр природного землетрясения, напротив, насыщен высокими частотами в полосе f=2–15 Гц (рисунок 7).



Рисунок 5. Среднесетевые спектральные отношения log10Pg/Lg, полученные по станциям: MSHR, VLAR, GRTR, PSTR, USAOB, для ПЯВ 06.01.2016 и 09.09.2016 и станции Посьет для 03.09.2017 в сравнении со средними кривыми для взрывов и землетрясений по [13]



Рисунок 6. Сравнение записей землетрясения 12.10.2017 и обвала 03.09.2017 в 03:38, отфильтрованных в полосе частот 0.8 – 4.5 Гц



Рисунок 7. Сравнение спектров сигнала и шума на станции «Мыс Шульца» для двух событий: обвального 03.09.2017 в 03:38 и землетрясения 12.10.2017 г.

Разный характер записей событий нашел отражение и в поведении дискриминанта log10 Pg/Lg (рисунок 8). Кривая значений log10 Pg/Lg для обвального события занимает промежуточное положение между кривыми ПЯВ и землетрясений, зарегистрированными 23.09.2017 г. и 12.10.2017 г.

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ НА ТЕЛЕСЕЙСМИЧЕСКИХ РАССТОЯНИЯХ

Особенностями волновой картины на телесейсмических расстояниях по ряду станций является ре-



Линии (с вертикальными отметками отклонений): красная – ПЯВ 03.09.2017 в 03h30m, синяя – два землетрясения; зеленая – обвальное событие



гистрация высокоамплитудных волн PcP, отраженных от границы мантия — внешнее ядро и, по И.П. Пасечнику [14], распространяемых на расстояниях $\Delta = 13-88^{\circ}$ при всех типах взрывов. На записях сильнейшего ПЯВ 03.09.2017 эта особенность выделяется на сейсмограммах станции «Залесово», расположенной на Алтае (расстояние 32°) — рисунок 9, и станций казахстанской сети ($\Delta = 35-45^{\circ}$). Для этой волны характерна близкая к *P*-волне поляризация и высокочастотный состав, сопоставимый с *P*-волной.



Рисунок 9. Фрагменты записей взрыва 03.09.2017 г. на вертикальной компоненте (сверху вниз): Джазатор (DGZ, Δ =30°), Залесово (ZAA0B, Δ =31,8°) и Маканчи (MK31, Δ =33,7°), отфильтрованные в полосе 1,0–4,0 Гц, и карта расположения станций



Рисунок 10. Фрагменты записей станции Залесово и волновая картина (снизу вверх): взрыва 3 сентября 2017 г. на вертикальной компоненте (Δ=31,8°) и трехкомпонентной записи глубокого землетрясения в Японском море 12.07.2017 (h – 540 км, Δ=33,0°), отфильтрованные в полосе 1,0–4,0 Гц

Эта волна регистрируется и на записях при глубоких очагах (рисунок 10). Однако на одной и той же станции и близких эпицентральных расстояниях амплитуды PcP в сопоставлении с амплитудами в Pволне существенно ниже. Кроме того, природный глубокий источник имеет отчетливую запись ScP на вертикальной компоненте и PcS на горизонтальных компонентах, что отсутствует на записях ПЯВ такой мощности, как испытание 03.09.2017.

Выводы

Проведенное исследование еще раз показывает, что дискриминант *отношение спектральных амплитуд P/S (Reg)* хорошо зарекомендовал себя как надежный признак распознавания по записям ядерных взрывов и слабых землетрясений. Магнитудный дискриминант существенно зависит от методики определения магнитуд как по объемной, так и по поверхностной волне и, как правило, в значительной степени от применяемой методики определения магнитуды по поверхностной волне, которая нуждается в специфическом подходе и переходе на замеры амплитуды фазы Эйри на различных периодах (там, где она максимальна), так как слабые события плохо формируют 20-ти секундную поверхностную волну.

Сильнейшее из испытаний в Северной Корее позволило исследовать особенности волновой картины на телесейсмических расстояниях ($\Delta \ge 30^\circ$). Описанная ранее Пасечником волна *PcP* отчетливо регистрируется на станциях казахстанской сети и российских станциях в Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

- Маловичко, А.А. Использование данных и продуктов Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний в сейсмическом мониторинге России в оперативном режиме / Маловичко А.А., Старовойт О.Е., Коломиец М.В., Габсатарова И.П., Рыжикова М.И. // Вестник НЯЦ РК, 2018. – Вып. 2.
- Маловичко, А.А.Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 6 января 2016 г. по данным регистрации российскими сейсмическими станциями / А.А. Маловичко, И.П. Габсатарова, М.В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2016. – Вып.2. – С. 11–22.
- 3. Бобров, Д.И. Существующая система отбора событий в Международном центре данных / Д.И. Бобров, Дж.М. Койн // Вестник НЯЦ РК. 2009. № 3 С. 11–16.
- Mueller, R.A. Seismic cahracteristics of under ground nuclear detonations. Part I: seismic spectrum scaling / R.A. Mueller, J.R. Murphy // Bull. seism. Soc. Am., 1971. - 61. – P. 1675–1692.
- Murphy, J.R. Event screening at the IDC using the Ms/mb discriminant / J.R. Murphy, B.W. Barker, M.E. Marshall // Tech. rep., final report, Maxwell Technologies, 1997. – 23 p.
- Selby, N.D. mb:Ms event screening revisited / N.D. Selby, P.D. Marshall, D. Bowers // Bull. Seism. Soc. Am., 2012. 102. -P. 88–97.
- Anderson, D. N. Sources of error and the statistical formulation of Ms | mb seismic event screening analysis for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) / D. N. Anderson [et al] // Monitoring Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring Technologies. – 2011. – P. 403–407.

- Bonner, J. L. Development of a time-domain, variable-period surface-wave magnitude measurement procedure for application at regional and teleseismic distances, part II: Application and Ms _ mb performance, Bull / J. L. Bonner [et al] // Seismol. Soc. Am. - 2006.- 96. – P. 678–696.
- 9. Russell, D. R. Development of a time-domain, variable-period surface-wave magnitude measurement procedure for application at regional and teleseismic distances, part I: Theory // Bull. Seismol. Soc. Am. 2006. 96. P. 665–677.
- Маловичко, А.А. Особенности волновой картины подземного ядерного взрыва в Северной Корее 12 февраля 2013 г. по данным регистрации российскими сейсмическими станциями / А.А. Маловичко, И.П. Габсатарова, М.В. Коломиец // Вестник НЯЦ РК, 2014. – Вып. 2 (58). – С. 20–29.
- Zhao, L.- F. The 9 September 2016 North Korean Underground Nuclear Test / L.-F. Zhao [et al] // Bull. seism. Soc. Am., December 2017. – Vol. 107, No. 6, – P. 3044–3051, doi: 10.1785/0120160355.
- 12. Richards, P.G. Analysis of digital seismograms from nuclear explosions across forty years / P.G. Richards, W.-Y.Kim // Вестник НЯЦ РК, 2008. Вып. 2. С. 21–26.
- Zhao, L.- F. Estimation of the 25 May 2009 North Korean Nuclear Explosion / L.- F. Zhao [et al] // Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 102, No. 2, pp. 467–478, April 2012, doi: 10.1785/0120110163
- 14. Пасечник, И.П. Характеристики сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях / И.П. Пасечник. М.: Наука. 1970. 193 с.

РЕСЕЙДІҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯЛАРЫМЕН 2016 - 2017 ЖЖ. СОЛТҮСТК КОРЕЯДАҒЫ ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ СЫНАУЛАРДЫ ЖӘНЕ БАҒЫТТАЛҒАН СЕСМИКАЛЫЛЫҚТЫ ТІРКЕУІ

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

«РҒА біртұтас геофизикалық қызметі» федералдық зерттеу орталығы, Обнинск, Ресей

Солтүстік Кореядағы Пунгери полигонындағы екі жерасты ядролық жарылыстардың магнитудалық және спектралдық дискриминанттары сипатталды: 2016 ж. 09.09-ындағы және 2017 ж. 09.03-індегі, сонан соң полигон маңындағы екі жерсілкінудің едәуір күштісінен кейін (2017 ж.09.03-індегі) 8 минуттан соң іле-шала болған жерсілкінулер, сондай-ақ бәлкім бағытталған сипаттағы: 2017 ж. 09.23-індегі және 2017 ж. 10.12-сіндегі жерсілкінулер. Солтүстік Кореядағы сынаулардың ең күштісі телесейсмикалық арақашықтықда (∆≥30°) толқынды көріністің ерекшеліктерін зерттеуге мүмкіндік берді.

REGISTRATION OF UNDERGROUND NUCLEAR TESTS AND INITIATED SEISMICITY IN NORTH KOREA IN 2016–2017 BY RUSSIAN SEISMIC STATIONS

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

Geophysical Survey RAS, Obninsk, Russian Federation

The magnitude and spectral discriminants of the PNS 09.09.2016 and 03.09.2017 are described in comparison with the records of the events following the most strong test on September 3, 2017, the collapse phenomenon, 8 minutes after the test, and two earthquakes, probably of induced character, on 23.09. 2017 and 12.10.2017, which occurred near the Pungery test site. The strongest test in North Korea made it possible to study the features of the wave pattern at teleseismic distances ($\Delta \ge 30^\circ$).

УДК 550.34:621.039.9

СИСТЕМЫ ГРУППИРОВАНИЯ «ОЖЕРЕЛЬЕ» ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ»

¹⁾ Ан В.А., ¹⁾ Каазик П.Б., ²⁾ Непеина К.С., ¹⁾ Челюбеева Т.В.

¹⁾ Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия ²⁾ Научная станция РАН в г.Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан

Рассмотрены подсистемы «Ожерелье» периферийных пунктов Зеренда, Восточный, Чкалово большебазовой системы сейсмического группирования Геофизической обсерватории (ГО) «Боровое». На примере регистрации подземных ядерных взрывов, произведенных на Невадском испытательном полигоне, исследованы локальные годографы и линейные тренды времени пробега продольной волны на трассах: площадка невадского полигона Pahute – периферийные пункты Зеренда, Восточный, Чкалово.

Подсистемы типа «Ожерелье» были организованы вблизи населённых пунктов Зеренда (ZER), Восточный (VOS) и Чкалово (CHK) Кокчетавской области (Северный Казахстан) [1]. В каждом пункте подсистема «Ожерелье» состояла из 6-ти НУПов регистрации (НУП - неуправляемый пункт), расположенных равномерно по окружности с радиусом порядка трёх километров от центра периферийного пункта (ПП). План расположения «Ожерелий» большебазовой системы группирования (БСГ) геофизической обсерватории «Боровое» представлен на рисунке 1, а координаты всех НУПов, ПП и Центрального пункта (ЦП) в таблице 1. Конфигурация «Ожерелья» VOS отличалась от ZER и CHK в связи со сложными местными геологическими условиями: НУП6 перемещён в центр «Ожерелья», а периферийный пункт ПП2 на планируемое место НУП6. В каждом «Ожерелье» номера НУПов от 4 до 9.



Рисунок 1. План БСГ геофизической обсерватории «Боровое» (bsgbrv) [1]

В скважине НУПа был установлен вертикальный сейсмоприёмник типа СБУ-В, информация которого передавалась по кабелю в ПП. Далее 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-хканальной станции цифровой регистрации СЦР-О: 24 измерительных канала с частотой опросов 2 мс и периодом основного цикла коммутации каналов 48 мс [2]. Каналы СЦР-О с 1-го по 6-ой соответственно для НУПов 4–9 станции Зеренда, каналы с 7-го по 12-ый для НУПов 4–9 станции Восточный и каналы с 13-ого по 18-ый для НУПов 4–9 станции Чкалово. Каналы СЦР-О с номерами 19–24 были свободными.

Таблица 1. Геодезические параметры подсистем «Ожерелье» ГО «Боровое»

Пункт	№ НУПа	Широта (N) градус	Долгота (E) градус	Высота (м)
Зеренда	ΠΠ1	52,9506	69,0056	384
ZER	4	52,9704	69,0323	358
	5	52,9461	69,0485	380
	6	52,9271	69,0338	386
	7	52,9294	68,9772	306
	8	52,9546	68,9633	292
	9	52,9771	69,0027	300
Восточный	ПП2	52,7231	70,9805	297
VOS	4	52,7686	70,9906	266
	5	52,7435	71,0042	261
	6	52,7478	70,9649	272
	7	52,7276	70,9370	282
	8	52,7524	70,9211	285
	9	52,7696	70,9511	293
Чкалово	ППЗ	53,6756	70,6162	124
СНК	4	53,6952	70,6431	96
	5	53,6716	70,6592	120
	6	53,6509	70,6324	133
	7	53,6539	70,5869	113
	8	53,6796	70,5731	59
	9	53,6975	70,6002	90
Боровое BRVK	ЦП	53,0581	70,2828	315

Пороговая чувствительность измерительных каналов СБУ-В составляла 0,3 нм в полосе частот 0,73÷3,5 Гц. Привязка сейсмической информации к эталонным сигналам точного времени (ЭСВ [3]) осуществлялась в центральном пункте на СЦР-О. В полном объёме подсистема «Ожерелье» начала работать в июне 1979 г.

Для анализа выбраны восемь испытаний на площадке Pahute Невадского испытательного полигона (NTS) [4], основные параметры которых представлены в таблице 2.

По всем ПЯВ таблицы 2 на работавших каналах были определены времена первых положительных экстремумов (t₁) продольной волны. При этом на отдельных записях обнаружились сбои цифровой информации:

- 1) 25-07-1980 сбой времени на +12 с;
- 24-06-1982 сбой времени на +0.4 с и сбой даты: 00 вместо 24;
- 3) 26-03-1983 сбой времени на +10 с.

Сбои времени, по нашему мнению, произошли во время переформатирования магнитных лент ГО «Боровое».

В таблицах 3–5 приведены времена первых экстремумов продольной волны от площадки Pahute NTS, а также минимальные и максимальные значения эпицентрального расстояния (Δ°) и азимута от эпицентра взрыва (Az°).

По временам пробега продольной сейсмической волны от всех взрывов до каждого НУПа станций Зеренда, Восточный, Чкалово построены локальные годографы (рисунки 2, 3).

Из рисунка 2 видно, что локальные годографы PahZER и PahVOS на одинаковом эпицентральном расстоянии отличаются примерно на 0,274 с.

№ п/п	Дата дд-мм-гг	Время (Гринвич) час:мин:сек	Широта (N) градус	Долгота (W) градус	Н м	mь	Наименование испытания
1	26-04-1980	17:00:00.08	37,248	- 116,423	633	5,4	Colwick
2	25-07-1980	19:05:00.08	37,256	- 116,478	680	5,5	Tafi
3	17-12-1980	15:10:00.09	37,325	- 116,316	573	5,1	Serpa
4	12-02-1982 (1)	14:55:00.08	37,224	- 116,464	638	5,4	Molbo
5	12-02-1982 (2)	15:25:00.09	37,348	- 116,317	640	5,4	Hosta
6	25-04-1982	18:05:00.01	37,256	- 116,423	570	5,4	Gibne
7	24-06-1982	14:15:00.09	37,236	- 116,371	640	5,6	Nebbiolo
8	26-03-1983	20:20:00.09	37,301	- 116,461	542	5,2	Cabra

Таблица 2.	Основные	параметры	исследованных	невадских	ПЯЕ
,		1 1			

Таблица 3. Времена t ₁ подсистемы «	«Ожерелье»	Зеренда	(ZER)
--	------------	---------	-------

No	Дата			780 + 1	а (сек)				Az° _{min} ÷ Az° _{max} от эпицентра	
™ ⊓/⊓	дд-мм-гг	НУП4 t₁	НУП5 t₁	НУП6 t₁	НУП7 t₁	НУП8 t₁	НУП9 t₁	$\Delta^{\circ}_{\min} \div \Delta^{\circ}_{\max}$		
1	26-04-80	2,360	2,456	2,506	2,554	2,390	2,317	90,0214 ÷ 90,0702	356,69 ÷ 356,74	
2	25-07-80	2,342	2,487	2,536	2,542	2,441	2,304	90,0109 ÷ 90,0597	356,66 ÷ 356,71	
3	17-12-80	2,055	2,196	2,226	2,227	2,109	2,012	89,9495 ÷ 89,9983	356,76 ÷ 356,81	
4	12-02-82 (1)	2,474	2,616	-	2,661	2,530	2,433	90,0434 ÷ 90,0922	356,67 ÷ 356,72	
5	12-02-82 (2)	1,943	2,079	-	2,136	1,994	1,897	89,9265 ÷ 89,9753	356,76 ÷ 356,81	
6	25-04-82	2,390	2,485	2,536	2,589	-	-	90,0134 ÷ 90,0622	356,69 ÷ 356,74	
7	24-06-82	-	2,544	-	2,640	2,502	2,362	90,0357 ÷ 90,0845	356,72 ÷ 356,78	
8	26-03-83	2,229	2,329	I	2,379	2,263	2,191	89,9668 ÷ 90,0156	356,67 ÷ 356,72	

Таблица 4. Времена t₁ подсистемы «Ожерелье» Восточный (VOS)

No	Пата			780 + 1	tı (сек)				Az° _{min} ÷ Az° _{max} от эпицентра	
n≊ ⊓/⊓	дата дд-мм-гг	НУП4 t₁	НУП5 t₁	НУП6 t₁	НУП7 t₁	НУП8 t₁	НУП9 t₁	$\Delta^{\circ}_{\min} \div \Delta^{\circ}_{\max}$		
1	26-04-80	-	-	-	-	-	-			
2	25-07-80	-	2,545	2,545	-	-	2,457	90,1105 ÷ 90,1547	355,46 ÷ 355,51	
3	17-12-80	2,162	2,260	-	2,383	2,287	2,196	90,0519 ÷ 90,0961	355,56 ÷ 355,61	
4	12-02-82 (1)	2,534	-	2,678	2,801	2,662	2,558	90,1432 ÷ 90,1874	355,47 ÷ 355,52	
5	12-02-82 (2)	2,044	-	2,171	2,294	2,155	2,055	90,0290 ÷ 90,0731	355,56 ÷ 355,61	
6	25-04-82	2,455	2,571	2,598	2,698	2,603	-	90,1139 ÷ 90,1581	355,49 ÷ 355,54	
7	24-06-82	-	2,604	2,654	-	2,659	-	90,1371 ÷ 90,1813	355,52 ÷ 355,58	
8	26-03-83	2,316	2,413	-	-	2,444	2,348	90,0668 ÷ 90,1110	355,47 ÷ 355,52	

СИСТЕМЫ ГРУППИРОВАНИЯ «ОЖЕРЕЛЬЕ» ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОВОЕ»

No	Пото			780 + 1	t₁ (сек)				A_0 · A_0
n≌ ⊓/⊓	дата дд-мм-гг	НУП4 t₁	НУП5 t₁	НУП6 t₁	НУП7 t₁	НУП8 t₁	НУП9 t₁	$\Delta^{\circ}_{\min} \div \Delta^{\circ}_{\max}$	Аз [~] min ÷ Аз [~] max от эпицентра
1	26-04-80	7,869	7,993	8,115	8,117	8,018	7,926	89,2193 ÷ 89,2641	355,79 ÷ 355,84
2	25-07-80	7,902	7,997	8,143	-	8,005	7,952	89,2081 ÷ 89,2529	355,76 ÷ 355,81
3	17-12-80	7,592	7,706	7,813	7,837	7,718	7,645	89,1488 ÷ 89,1936	355,86 ÷ 355,91
4	12-02-82 (1)	8,034	8,134	8,274	8,277	8,139	8,068	89,2408 ÷ 89,2856	355,77 ÷ 355,82
5	12-02-82 (2)	7,498	7,597	7,740	7,742	7,603	7,553	89,1259 ÷ 89,1707	355,86 ÷ 355,91
6	25-04-82	7,927	8,046	8,190	8,172	8,049	7,959	89,2113 ÷ 89,2561	355,79 ÷ 355,84
7	24-06-82	7,959	8,103	8,203	8,204	8,110	8,016	89,2342 ÷ 89,2790	355,82 ÷ 355,88
8	26-03-83	7,738	7,844	8,008	-	-	7,848	89,1643 ÷ 89,2091	355,77 ÷ 355,82

Таблица 5. Времена t₁ подсистемы «Ожерелье» Чкалово (СНК)



Рисунок 2. Локальные годографы продольной волны трасс Pahute – Зеренда (pahzer) и Pahute – Восточный (pahvos)

Отметим, для каждого из периферийных пунктов разница азимутов от эпицентра отдельного взрыва на НУПы «Ожерелья» не превышает $\delta \alpha = 0,06^{\circ}$, а для всех испытаний, приведенных в таблице 2 – менее $\delta \alpha = 0,15^{\circ}$. Это даёт основание в данном случае для каждого «Ожерелья» рассматривать свой локальный годограф, в котором максимальные отклонения времён пробега от среднего значения не превышают 0,15 с:

$$\begin{split} & Pahute - Зеренда (PahZER) \\ t_p (c) &= 388,00787 + (4,3806 \pm 0,14227) \times \Delta^\circ; \\ & Pahute - Восточный (PahVOS) \\ t_p (c) &= 388,0653 + (4,37667 \pm 0,16254) \times \Delta^\circ; \\ & Pahute - Чкалово (PahCHK) \\ t_p (c) &= 378,67801 + (4,47524 \pm 0,1428) \times \Delta^\circ. \end{split}$$

По этим же взрывам был рассчитан локальный годограф для трассы Pahute – Боровое (PahBRVK, рисунок 4):

$$t_p = 380,1300 + (4,4672 \pm 0,9687) \times \Delta^\circ.$$



Рисунок 3. Локальный годограф продольной волны трассы Pahute – Чкалово (pahchk)



Рисунок 4. Локальный годограф продольной волны для трассы Pahute – Боровое по взрывам таблицы 2 (PahBRVK)

№ п/п	Трасса	Линейный тренд времени пробега продольной волны, с	Оценка тренда, мс/год
1	Pahute – Зеренда (Pah – ZER)	784,67063 + (0,00000003 ± 0,00205) × T	+ 0,00 ± 2,05
2	Pahute – Восточный (Pah – VOS)	773,59013 + (0,0015 ± 0,00207) × T	+ 1,50 ± 2,07
3	Pahute – Чкалово (Pah – CHK)	794,97753 + (0,00001 ± 0,0020) × T	+ 0,01 ± 2,0
4	Pahute – Боровое (Pah – BRVK)	780,924405 + (0,0209 ± 0,0043) × T	+ 20,9 ± 4,3

Таблица 6. Линейный тренд времени пробега продольной волны в интервале 26.04.1980 г. – 26.03.1983 г.

Примечание: Т – годы (две последние цифры календарного года, например, 80 – это 1980 год.

Локальный годограф для трассы площадка Pahute NTS – сейсмическая станция «Боровое» (BRVK) в интервале 23.05.1967 (Scotch) – 26.03.1992 (Junction) по 70-ти взрывам составляет [5]:

Pahute – Боровое (PahBRVK)

 $t_p(c) = 341,36813 + (4,89884 \pm 0,34095) \times \Delta^\circ.$

Уравнения линейного тренда времени пробега продольной волны в интервале 26.04.1980 – 26.03.1983 гг. на трассах от площадки Pahute NTS до подсистем «Ожерелье» периферийных пунктов Зеренда, Восточный, Чкалово приведены в таблице 6.

Линейный тренд времени пробега продольной волны на трассе Pahute – Боровое в интервале 23.05.1967 (Scotch) – 26.03.1992 (Junction) составил t_p (сек) = 780,94241 + (0,00671 ± 0,00132) × T (годы) [5].

Необходимо подчеркнуть, что при анализе линейного тренда времени пробега продольной волны в некоторые календарные отрезки времени можно встретиться как с положительными, так и с отрицательными значениями тренда. В [6] приведены результаты анализа временных последовательностей среднегодовых значений линейного тренда на трассе Невада – Боровое, из которых следует, что положительные и отрицательные значения тренда чередуются в календарном времени случайным образом. Полученные значения локальных годографов и линейных трендов подтверждают ранее полученные результаты по трассе площадка Pahute – Боровое и могут быть использованы при обработке сейсмологических данных.

Благодарности

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

ЛИТЕРАТУРА

- 1. 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.
- Ан, В.А. О нормалях магнитных цифровых записей архива геофизической обсерватории «Боровое» / В.А. Ан, И.П. Башилов, П.Б. Каазик, В.А. Коновалов // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып.3. – С. 62–69.
- 3. Эталонные сигналы частоты и времени // Бюллетень В-07-1986. М.: Изд-во стандартов, 1986. 26 с.
- 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.
- 5. Ан, В.А. Локальные годографы продольной волны на трассе Невадский полигон сейсмическая станция «Боровое», 1967 1992 гг. / В.А. Ан, П.Б. Каазик, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК, 2017. Вып. 2. С. 36–42.
- 6. Ан, В.А. Циклические изменения параметров сейсмической волны Р на трассе Невада Боровое / В.А. Ан, Е.И. Люкэ // Физика Земли, 1992. № 4. С. 20–31.

«БУРАБАЙ» ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ОБСЕРВАТОРИЯНЫҢ «ОЖЕРЕЛЬЕ» ТОПТАСТЫРУ ЖҮЙЕСІ

¹⁾ Ан В.А., ¹⁾ Каазик П.Б., ²⁾ Непеина К.С., ¹⁾ Челюбеева Т.В.

¹⁾ РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей ²⁾ РҒА Бишкек қаласындағы Ғылыми станциясы, Бішкек, Қырғызстан

«Бурабай» геофизикалық обсерваторияның үлкенбазалық сейсмикалық топтастыру жүйенің шалғайдағы Зеренді, Восточный, Чкалово пунктілердің «Ожерелье» кіші жүйелері қарастырылған. Невада сынау полигонында жүргізілген жерасты ядролық жарылыстарды тіркеу үлгісінде жергілікті годографтары мен Pahute полигонның о алаңы – шалғайдағы Зеренді, Восточный, Чкалово пунктілері трассаларында құма толқынның өту уақытының сызықтық трендтері зерттелген

SEISMIC ARRAYS "OZHERELYE" OF GEOPHYSICAL OBSERVATORY "BOROVOYE"

¹⁾ V.A. An, ¹⁾ P.B. Kaazik, ²⁾ K.S. Nepeina, ¹⁾ T.V. Chelyubeyeva

¹⁾ Institute of Geospheres Dynamics RAS, Moscow, Russia ²⁾ Research station RAS, Bishkek, Kyrgyzstan

Susbsystem "Ozherelye" of peripheral points Zerenda, Vostochniy, Chkalovo of the large-base seismic array of Geophysical Observatory "Borovoye" has been studied. At the example of recording of underground nuclear explosions carried out at Nevada Test Site, local travel time curves and linear trends of the P wave travel time at the traces: "Pahute test site – peripheral points Zerenda, Vostochniy, Chkalovo" have been investigated.

ОЦЕНКА ТРЕНДА ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ВОЛНЫ РКІКР_{DF} НА ТРАССЕ СЕМИПАЛАТИНСКИЙ ИСПЫТАТЕЛЬНЫЙ ПОЛИГОН – СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ «НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ» В АНТАРКТИДЕ

¹⁾ Ан В.А., ¹⁾ Каазик П.Б., ²⁾ Непеина К.С.

¹⁾ Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия ²⁾ Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан

Рассмотрен локальный годограф и линейный тренд времени пробега волны РКІКР_{DF} на сейсмической станции «Новолазаревская» в Антарктиде от подземных ядерных испытаний на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП) в Казахстане в период 1964–1989 гг.

Сейсмическая станция «Новолазаревская» в Антарктиде (NVL: $\varphi = 70^{\circ}$ 46' 00,0" S, $\lambda = 11^{\circ}$ 50' 00,0" E, H = 107 м) расположена на расстоянии 129,1428° – 129,6862° в азимутальном створе 202,97° – 203,38° от эпицентров взрывов на Семипалатинском полигоне. На большинстве сейсмограмм наиболее чётко выделяется вступление волны РКІКР_{DF}.

В период с 16.11.1964 г. по 29.03.1981 г. на станции NVL работали каналы на базе сейсмометров УСФ, а с 27.05.1981 г. по 19.10.1989 г. на базе сейсмометров СКМ-3м с различным увеличением в пределах 40000–80000. В обработку включено 117 семипалатинских испытаний: 72 – с $m_b = 5,2-6,2$ на площадке Балапан; 35 – с $m_b = 5,1-6,2$ на площадке Дегелен; 10 – с $m_b = 5,3-5,8$ на площадке Сары-Узень (см. таблицу). Не были включены в обработку 16 замеров, которые резко, на несколько секунд, выпали из локального годографа.

Таблица. Параметры волны PKIKP_{DF} на трассе Семипалатинский полигон – станция «Новолазаревская»

№№ п/п	Дата дд-мм- гг	Площадка СИП	Время в очаге (час:мин:сек)	Δ°	t (PKIKP _{DF}) сек	mb	№ испытания
1	16-11-64	Дегелен	06:00:00,18	129,2282	1148,688	5,6	3-5
2	08-10-65	Дегелен	06:00:00,4	129,2385	1148,863	5,4	3-1
3	21-11-65	Дегелен	04:58:00,0	129,2202	1149,335	5,6	Ж-2
4	13-02-66	Дегелен	04:58:00,07	129,2253	1149,228	6,2	E-1
5	20-03-66	Дегелен	05:50:00,331	129,1570	1148,723	6,0	11
6	29-06-66	Дегелен	06:58:00,52	129,2367	1148,612	5,6	3-6
7	21-07-66	Дегелен	03:57:59,97	129,1526	1148,966	5,3	24
8	05-08-66	Дегелен	03:57:59,63	129,1642	1148,498	5,4	17
9	19-10-66	Дегелен	03:57:59,925	129,1428	1148,814	5,6	13
10	18-12-66	Сары-Узень	04:58:00,023	129,2372	1149,005	5,8	101
11	26-02-67	Дегелен	03:57:59,852	129,1572	1149,074	6,0	21
12	04-08-67	Дегелен	06:58:00,13	129,1638	1148,867	5,3	18
13	16-09-67	Сары-Узень	04:04:00,345	129,2440	1148,874	5,3	102
14	19-06-68	Балапан	05:05:59,808	129,6032	1149,757	5,4	1053
15	29-09-68	Дегелен	03:43:00,000	129,2283	1148,749	5,8	E-2
16	07-03-69	Дегелен	08:26:59,815	129,2220	1148,894	5,6	Ж-2п
17	04-07-69	Дегелен	02:46:59,552	129,1649	1148,485	5,2	710
18	01-10-69	Дегелен	04:02:59,933	129,1952	1149,186	5,2	607
19	30-11-69	Балапан	03:32:59,732	129,5441	1149,705	6,0	1054
20	28-12-69	Сары-Узень	03:47:00,201	129,2406	1149,103	5,7	107
21	29-01-70	Дегелен	07:03:00,025	129,2133	1148,968	5,5	802
22	28-06-70	Дегелен	01:57:59,956	129,2148	1148,894	5,7	510
23	21-07-70	Сары-Узень	03:02:59,72	129,2441	1148,900	5,4	104
24	24-07-70	Дегелен	03:56:59,94	129,2279	1149,238	5,3	120
25	06-09-70	Дегелен	04:02:59,91	129,1507	1148,862	5,4	8
26	04-11-70	Сары-Узень	06:02:59,771	129,3006	1149,141	5,4	125
27	17-12-70	Дегелен	07:01:00,0	129,1614	1148,833	5,4	193
28	22-03-71	Дегелен	04:33:00,265	129,2126	1149,100	5,7	510п
29	25-04-71	Дегелен	03:32:59,905	129,1660	1148,810	5,9	706
30	06-06-71	Сары-Узень	04:02:59,664	129,2621	1149,022	5,5	110
31	19-06-71	Сары-Узень	04:04:00,140	129,2513	1148,926	5,4	129
32	30-06-71	Балапан	03:56:59,80	129,5704	1149,600	5,2	1056
33	21-10-71	Сары-Узень	06:02:59,73	129,2448	1148,970	5,5	127
34	30-12-71	Дегелен	06:21:00,182	129,1590	1148,856	5,8	609
35	10-02-72	Балапан	05:02:59,98	129,6162	1149,804	5,4	1007
36	28-03-72	Дегелен	04:2:00,056	129,1434	1148,803	5,1	191
37	07-06-72	Дегелен	01:27:59,98	129,1558	1148,808	5,4	110

ОЦЕНКА ТРЕНДА ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ВОЛНЫ РКІКР_{DF} НА ТРАССЕ СЕМИПАЛАТИНСКИЙ ИСПЫТАТЕЛЬНЫЙ ПОЛИГОН – СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ «НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ» В АНТАРКТИДЕ

NºNº	Дата	Площадка	Время в очаге	٨٥	t (PKIKPDF)	m	
п/п	дд-мм- гг	СИП	(час:мин:сек)	Δ	сек	IIIb	пе испытания
38	26-08-72	Сары-Узень	03:46:59,7	129,2824	1149,088	5,3	132
39	02-11-72	Балапан	01:27:00,2	129,5112	1149,682	6,1	1061
40	10-12-72	Дегелен	04:27:00,04	129,2190	1149,348	5,6	140
41	10-12-72	Балапан	04:27:10,0	129,6487	1150,114	6,0	1204
42	16-02-73	Дегелен	05:02:59,97	129,2177	1148,947	5,5	113
43	19-04-73	Сары-Узень	04:32:59,967	129,2464	1149,096	5,4	131
44	23-07-73	Балапан	01:23:00,285	129,5497	1150,001	6,1	1066
45	26-10-73	Дегелен	04:27:00	129,1697	1148,658	5,2	205
46	14-12-73	Балапан	07:46:59,8	129,6617	1150,067	5,8	1064
47	31-05-74	Балапан	03:26:59,993	129,5539	1149,739	5,9	1207
48	10-10-74	Балапан	06:33:00,06	129,5833	1149,540	5,5	1005
49	11-03-75	Дегелен	03:37:00.00	129,1029	1148,802	5,4	101
51	00-00-75	Болопон	03.27.00,00	129,1002	1140,020	5,5 5,9	100
52	29-10-75	Балалан	04.40.39,091	129,0010	1149,091	5,0	1200
53	09-06-76	Балалан	03.10.39,707	129,0234	1149 646	53	1007
54	04-07-76	Балапан	02:57:00.07	129,5109	1149,361	5.8	1062
55	23-07-76	Легелен	02:32:59 99	129,1550	1148 637	5 1	185
56	07-12-76	Балалан	04:57:00 019	129,5327	1149 158	5.9	1304
57	29-05-77	Балапан	02:57:00.2	129,5178	1149,397	5.8	1400
58	05-09-77	Балапан	03:03:00 095	129,6588	1150.067	5.8	1079
59	29-10-77	Дегелен	03:07:00.054	129,2311	1149.052	5.6	136
60	29-10-77	Балапан	03:07:05.084	129.6726	1149.812	5.6	1214
61	30-11-77	Балапан	04:06:59.962	129,5639	1149.511	6.0	Глубокая
62	11-06-78	Балапан	02:57:00.18	129,4950	1149,530	5.9	1010
63	29-08-78	Балапан (Д)	02:37:08.954	129.6252	1149,746	5.9	1228
64	15-09-78	Балапан	02:37:00,07	129,5249	1149,654	6,0	1211
65	31-10-78	Дегелен	04:17:00,20	129,1991	1148,751	5,2	194
66	04-11-78	Балапан	05:06:00,032	129,6544	1149,804	5,6	1302
67	29-11-78	Балапан (Д)	04:33:05,07	129,5305	1149,717	6,0	1222
68	01-02-79	Балапан	04:13:00,142	129,6660	1149,958	5,4	1006
69	23-06-79	Балапан	02:57:00,19	129,5079	1149,760	6,2	1223
70	07-07-79	Балапан	03:47:00,06	129,6587	1149,859	5,8	1225
71	04-08-79	Балапан	03:56:59,76	129,5082	1149,656	6,1	1085
72	18-08-79	Балапан	02:51:59,78	129,5568	1149,720	6,1	1226
73	28-10-79	Балапан	03:16:59,71	129,6211	1149,831	6,0	1224
74	02-12-79	Балапан	04:37:00,05	129,4871	1149,666	6,0	1309
75	23-12-79	Балапан	04:57:00,067	129,4995	1149,513	6,2	Глубокая-1
76	29-06-80	Балапан	02:33:00,24	129,5317	1149,466	5,7	1227
77	14-09-80	Балапан	02:42:41,8	129,5154	1149,626	6,2	1220
78	12-10-80	Балапан	03:34:16,8	129,6021	1149,534	5,9	1087
79	14-12-80	Балапан	03:47:09,065	129,5206	1149,557	5,9	1086
80	27-12-80	Балапан	04:09:10,8	129,6810	1149,842	5,9	1303
81	29-03-81	Балапан	04:03:52,705	129,6405	1150,152	5,6	1234
82	04-07-82	Балапан	01:17:16,74	129,5390	1150,081	6,1	1321
83	26-12-82	Балапан	03:35:16,81	129,6862	1149,706	5,7	1415
84	12-06-83	Балапан	02:36:46,21	129,5301	1149,632	6,1	1320
85	06-10-83	Балапан	01:47:09,17	129,4942	1149,468	6,0	1325
80 07	26-10-83	Балапан	01:55:07,44	129,5004	1149,660	6,1 5 5 5	1307
00 00	20-11-03	Балапан	03:27:07,04	129,0/03	1100,000	5,5	1235
00 80	13-02-04 07 02 01	Балолон	03.37.03,97	129,4077	1149,409	5,9 5.7	1300
09	20 02 04	Балалан	02.33.03,04	123,0033	1143,000	5,7	1325
90 01	23-03-04	Eananau	00.19.10,04	120,0200	1143,431	5,9	1216
00 91	23-04-04	Балалан	01.03.00,14	129,0291	1143,004	6.1	1/1/
92	20-03-04 1/1_07_9/	Балалан	03.13.13,12	129,0000	11/10 600	62	1414
93	27-10-84	Балапан	01.50.13.14	129,5105	1149,022	6.2	1323
95	02-12-84	Балалан	03.19.09.1	129 6356	1150.040	5.9	1411
96	16-12-84	Балапан	03:55:05 23	129,5266	1150 084	61	1313
97	28-12-84	Балапан	03:50:13 23	129 4384	1149 770	6.0	1353
98	15-06-85	Балапан	00:57:03 25	129,4995	1150 044	61	1341
99	30-06-85	Балапан	02:39:05 26	129.4151	1149,164	6.0	1354
100	20-07-85	Балапан	00:53:17.02	129.5226	1150.015	6.0	1322
101	17-04-87	Балапан (Д)	01:03:07.241	129,4342	1149.249	6.0	1384
102	06-05-87	Дегелен	04:02:08.43	129,1672	1148.684	5.6	164
103	20-06-87	Балапан	00:53:07,165	129,5021	1149,719	6,1	1326
104	17-07-87	Дегелен	01:17:09,184	129,1575	1148,836	5,8	168

ОЦЕНКА ТРЕНДА ВРЕМЕНИ ПРОБЕГА ВОЛНЫ РКІКР₀ НА ТРАССЕ СЕМИПАЛАТИНСКИЙ ИСПЫТАТЕЛЬНЫЙ ПОЛИГОН – СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ «НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ» В АНТАРКТИДЕ

№№ п/п	Дата дд-мм- гг	Площадка СИП	Время в очаге (час:мин:сек)	Δ°	t (PKIKP _{DF}) сек	m₅	№ испытания
105	15-11-87	Балапан	03:31:09,215	129,4698	1149,844	6,1	1332
106	13-12-87	Балапан	03:21:07,31	129,5368	1149,530	6,1	1355
107	27-12-87	Балапан	03:05:07,262	129,4436	1149,201	6,1	1388
108	13-02-88	Балапан	03:05:08,327	129,5290	1150,090	6,1	1361
109	03-04-88	Балапан	01:33:08,294	129,5160	1149,610	6,0	1336
110	04-05-88	Балапан	00:57:09,261	129,5168	1149,286	6,1	1359
111	14-09-88	Балапан	03:59:59,846	129,4680	1149,346	6,1	1350
112	12-11-88	Балапан	03:30:06,377	129,6598	1149,891	5,7	1412
113	17-12-88	Балапан	04:18:09,291	129,4957	1149,209	5,9	1346
114	22-01-89	Балапан	03:57:09,149	129,5235	1149,814	6,1	1328
115	08-07-89	Балапан	03:47:00,076	129,4473	1149,147	5,6	1352
116	02-09-89	Балапан	04:16:59,973	129,6324	1149,875	5,0	1410
117	19-10-89	Балапан	09:49:59,982	129,5298	1149,900	6,0	1365

Примечания:

(Д) – в этот день было ещё испытание на площадке Дегелен; ∆° – эпицентральное расстояние; t – время пробега волны PKIKP_{DF}, Площадка Балапан – чёрным цветом, площадка Дегелен – синим цветом, площадка Сары-Узень – коричневым цветом,

1 150,400



Рисунок 1. Локальный годограф волны РКІКР_{DF} для трассы Семипалатинский полигон – «Новолазаревская»

Принятая методика обработки несколько отличалась от ранее использованной [1]: взрывы на всех площадках Семипалатинского полигона анализировались совместно по площадкам Балапан, Дегелен и Сары-Узень. При этом времена в гипоцентрах не приводились к уровню моря.

Локальный годограф $t_p = F(\Delta^o)$ волны РКІКР_{DF} станции «Новолазаревская» по Семипалатинскому полигону представлен на рисунке 1, а линейный тренд $t_p = T$ (годы) на рисунке 2. Уравнение локального годографа на трассе СИП – NVL: $t_p = 856,63 + (2,2621 \pm 0,8102) \times \Delta^o$. Уравнение линейного тренда времени пробега продольной волны на трассе СИП – NVL: $t_p = 1081,747 + (0,0342 \pm 0,2853) \times T$ (годы).Из уравнения линейного тренда видно, что при тренде 34,2 мс/год среднеквадратическая ошибка со-

1 150.200 1 150.000 1 149.800 1 149.600 1 149,400 1 149,200 1 149.000 1 148.800 1 148.600 1 148.400 1960 1965 1970 1975 1980 1985 1990 1995 Годь

t_n = 1081.747 + (0.0342 ±0.2853)·T

Рисунок 2. Линейный тренд времени пробега РКІКР_{DF} для трассы Семипалатинский полигон – «Новолазаревская»

ставляет 285,3 мс/год, т. е. линейный тренд времени пробега продольной волны на трассе Семипалатинский полигон – станция «Новолазаревская» определяется недостаточно надёжно. Причины повышенной среднеквадратической ошибки линейного тренда пока неясны и требуют дополнительного изучения. Однако полученные уравнения локального годографа и линейного тренда времени пробега продольной волны на трассе СИП – Новолазаревская могут составить основу для дальнейших исследований.

Благодарность. Авторы выражают благодарность сотрудникам Геофизической службы РАН Е.Б. Тереховой и Л.С. Петуховой, оказавшим помощь в подборе сейсмограмм станции «Новолазаревская» в архиве ГС РАН.

Литература

1. 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.

АНТАРКТИДАДАҒЫ «НОВОЛАЗАРЕВСКАЯ» СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯСЫ ТРАССАСЫНДАҒЫ РКІКР_{дғ} ТОЛҚЫНЫНЫҢ ЖҮРІП ӨТУ ТРЕНДІНІҢ УАҚЫТЫН БАҒАЛАУ

¹⁾ Ан В.А., ¹⁾ Каазик П.Б., ²⁾ Непеина К.С., ¹⁾ Челюбеева Т.В.

¹⁾ РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей ²⁾ РҒА Бишкек қаласындағы Ғылыми станциясы, Бішкек, Қырғызстан

Қазақстанда 1964–1989 ж.ж. кезеңінде Семей сынау полигонындағы (ССП) жерасты ядролық жарылыстардан Антарктидадағы «Новолазаревская» станциясында тіркелген РКІКР_{DF} толқынның жергілікті годографы мен өту уақытының сызықтық тренді қарастырылған.

EVALUATION OF THE TREND OF THE PKIKP_{DF} WAVE PROBE TIME ON THE SEMIPALATINSK TEST SITE TRACE – SEISMIC STATION "NOVOLAZAREVSKAYA" IN ANTARCTICA

¹⁾ V.A. An, ¹⁾ P.B. Kaazik, ²⁾ K.S. Nepeina

¹⁾ Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia ²⁾ Research station RAS, Bishkek, Kyrgyzstan

A local travel time curve and a linear trend of the $PKIKP_{DF}$ wave travel time at the Novolazarevskaya seismic station in Antarctica from underground nuclear tests at the Semipalatinsk Test Site (STS) in Kazakhstan between 1964 and 1989 was considered.
УДК 550.3

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМУЩЕНИЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА ГЕОМАГНИТНЫМИ ИМПУЛЬСАМИ НА СРЕДНЕШИРОТНОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «МИХНЕВО»

Рябова С.А.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт динамики геосфер Российской академии наук, Москва, Россия

Исследуется отклик сейсмического фона на импульсные геомагнитные вариации для условий среднеширотной Геофизической обсерватории «Михнево» Института динамики геосфер Российской академии наук. При импульсных вариациях магнитного поля SSC- и SI-типов в большинстве случаев наблюдаются повышенные вариации сейсмического фона в частотном диапазоне 0,01–0,1 Гц (в отдельных случаях 0,001–0,1 Гц). Методами статобработки установлено, что именно возмущение геомагнитного поля вызывает (с некоторым запаздыванием) изменение микросейсмического фона. Выявлена значимая корреляция и получена количественная оценка зависимости между амплитудой геомагнитного импульса и амплитудой вызванных вариаций сейсмического фона. После геомагнитного импульса с небольшой задержкой по времени в поведении модуля магнитного типпера наблюдаются «скачкообразные» изменения величины наведенных электрических токов.

Введение

Цепочка Солнце – межпланетное пространство – магнитосфера – ионосфера – атмосфера – тектоносфера Земли представляет собой сложную открытую динамическую нелинейную систему, в которой все процессы взаимосвязаны. Можно ожидать существование связи между солнечной активностью, возмущениями магнитного поля Земли и тектоническими процессами Земли. Интерес к этой проблеме вызван тем, что подобные исследования позволят получить дополнительную информацию о периодах повышения сейсмической опасности, изучить триггерное воздействие на сейсмичность факторов разной физической природы и более полно понять закономерности солнечно-земных связей.

Многочисленные исследования продемонстрировали наличие связи между солнечной активностью и сейсмичностью Земли. В ряде работ на основе анализа эмпирических данных, в том числе и с привлечением статистических методов, найдено неслучайное соотношение между числом солнечных пятен и возникновением землетрясений. Так установлено, что в период 11-летнего цикла солнечной активности наиболее высокая сейсмическая активность Земли соответствует эпохам максимума и минимума этого цикла, когда уровень солнечной активности быстро и резко меняется [1-5]. Однако опубликованные результаты нередко носят противоречивый характер. В ряде публикаций показано, что в периоды повышения солнечной активности происходит уменьшение сейсмичности (числа землетрясений) Земли [6-13]. В других работах [14-16], напротив, обнаружено повышение сейсмичности при максимуме и фазе роста солнечной активности. Проведенный в [17] статистический анализ не смог ни подтвердить, ни опровергнуть гипотезу о связи глобального числа сильных землетрясений (М ≥ 7,5) и числа групп солнечных пятен.

Еще один вопрос, связанный с влиянием на сейсмичность Земли солнечно-земных процессов, а именно геоэффективных событий, сопровождающихся магнитными бурями с внезапным началом (SSC), неоднократно рассматривался в литературе [18–23]. В целом проблема представляется сложной, поскольку эффект по всей видимости носит мерцательный характер, как это отмечается в [21–22], а отдельные исследования [24–25] связь между магнитными бурями и сейсмичностью вообще не выявили. Высказывается мнение [26–29], что помимо сильных возмущений, в виде магнитных бурь, на развитие сейсмических событий может оказать влияние спокойная солнечно-суточная (*Sq*-) вариация магнитного поля Земли.

В меньшей степени уделяется внимание вопросу влияния магнитных бурь на микросейсмический фон. Выполненные исследования [30-32] продемонстрировали резкое возрастание амплитуды и среднеквадратичного отклонения микросейсмического фона после магнитной бури, причем эффект зависит от величины и скорости изменения магнитного поля. Результаты работы [33] не подтвердили возможное влияние слабых геомагнитных вариаций на фоновую сейсмичность. Следует отметить, что проведение экспериментов искусственного облучения локальных областей земной коры мощными электромагнитными импульсами показало заметную активизацию сейсмичности после облучения [34-36], причем эффект схож с изменением сейсмичности во время магнитных бурь [37-38]. Подтверждением результатов натурных экспериментов служат лабораторные эксперименты [39-41], в которых выявлено повышение уровня акустической эмиссии различных образцов горных пород под нагрузкой после их облучения электромагнитными импульсами.

На сегодняшний день дискуссионным остается вопрос о физическом механизме влияния солнечной и геомагнитной активности на вариации сейсмических колебаний. В качестве основных возможных механизмов предлагаются следующие: изменение величины и конфигурации теллурических токов [1, 42]; изменение формы и циркуляции атмосферы [43–45]; обратный пьезоэлектрический эффект [46– 47]; действие пондеромоторных сил [48]; термическое расширение при нагреве среды [38]; преобразование электромагнитной энергии в колебательную энергию электропроводящих флюидов в поровых каналах [31]. Теоретические и лабораторные исследования показали, что наличие флюидов играет важную роль в процессе преобразования электромагнитной энергии в упругую энергию [49].

Таким образом, в настоящее время, нет однозначного представления о связи солнечно-земных процессов и геодинамических процессов, и наименее проработанным является вопрос о влиянии сильных магнитных возмущений на параметры микросейсмического фона. В настоящей работе исследуется отклик микросейсмического фона на импульсные геомагнитные вариации для условий среднеширотной Геофизической обсерватории «Михнево» Института динамики геосфер Российской академии наук (ИДГ РАН).

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В работе использованы данные синхронных инструментальных наблюдений за сейсмическими колебаниями и вариациями геомагнитного поля на территории Геофизической обсерватории «Михнево». Обсерватория с географическими координатами 54,959° с. ш., 37,766° в. д. расположена вдали от крупных источников электромагнитных помех, в южной части Московской синеклизы в зоне сочленения трех мегаблоков Восточно-Европейской платформы — Сарматского, Фенноскандского и Волго-Уральского, в зоне динамического влияния глубинной водонасыщенной тектонической структуры. Эта структура, относящаяся к Приокскому участку Нелидово-Рязанской шовной зоны, распространяется в северо-восточном направлении и выходит в окрестности обсерватории [50].

Измерения геомагнитных вариаций выполнялись в специально оборудованном павильоне с использованием феррозондового магнитометра LEMI-018i, регистрация сейсмических колебаний проводилась сейсмоприемниками STS-2 и CM-3KB, сбор и накопление данных осуществлялись с помощью программируемых регистраторов RefTek.

С целью повышения достоверности результатов выполнялась проверка возможного непосредственного влияния геомагнитных вариаций на электродинамическую часть сейсмоприемников (рабочая катушка индуктивности сейсмоприемника может реагировать на магнитное поле, что, в свою очередь, может привести к искажению получаемой информации). Для того чтобы убедиться, что сейсмоприемник регистрирует сейсмические колебания, а не наводку за счет вариаций магнитного поля, был выполнен специальный эксперимент по ранее разработанной методике [51]. В качестве источников слабого магнитного поля (100-1000 нТл) использовались катушки с током: одна диаметром 8,1 см, высотой 16,5 см (число витков 192); другая диаметром 5,5 см, высотой 9,55 см (число витков 75). Для создания мощных магнитных полей (с напряженностью до 10 Э) была изготовлена кольцевая рамка диаметром 22,5 см с числом витков 500, сопротивлением 16,9 Ом и индуктивностью ~80 мГн. Регистрация слабого магнитного поля осуществлялась датчиком из аморфного ферромагнитного материала [52]; регистрация сильного магнитного поля – с использованием измерительной катушки – наружный диаметр 3,6 см, внутренний диаметр 2 см, высота 1,65 см, число витков 4500 (медный провод ПЭВ-2 диаметром 0,013 см), сопротивление 500 Ом, чувствительность 100 мкВ/нТл). Пример сборки мощного источника магнитного поля и проверяемых магнитометров приведен на рисунке 1. Катушки и кольцевая рамка по очереди подключались к импульсному источнику, подробно описанному в [51].





Рисунок 1. Общий вид лабораторного оборудования эксперимента по проверке воздействия магнитного поля на сейсмометры: (a) – CM-3KB; (b) – STS-2

В результате проведенных измерений установлено отсутствие наводки на сейсмоприемники при магнитных вариациях в широком диапазоне амплитуд (до 5 мкТл), включающем диапазон регистрируемых на обсерватории «Михнево» геомагнитных возмущений (амплитуда исследуемых геомагнитных вариаций не превышала 0,3 мкТл).

МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ И АНАЛИЗА ЦИФРОВЫХ Данных

Учитывая, что импульсные (с резким ростом амплитуды) вариации геомагнитного поля с большей вероятностью оказывают влияние на микросейсмические колебания, при настоящем исследовании выбирались участки записи магнитометра при повышенной магнитной активности (локальный индекс магнитной активности $K \ge 3$), содержащие такие события. Выделение наведенных вариаций микросейсмического фона осуществлялось на основе спектрально-временного анализа (СВАН), заключающегося в оценке текущего спектра части временного ряда, соответствующего скользящему временному окну [53]. Визуализация спектра мощности в виде СВАН диаграмм позволяет хорошо выделять повышенные амплитудные вариации микросейсмического фона, вызванные геомагнитными импульсами. При определении количественной зависимости по магнитным записям определялся максимум модуля вектора геомагнитных вариаций за вычетом тренда В, а по данным сейсмической регистрации – максимум сглаженных вариаций среднеквадратичной амплитуды скорости сейсмических колебаний.

Оценка тесноты связи между исследуемыми величинами проведена с использованием трех методик вычисления: коэффициента линейной корреляции Пирсона, коэффициентов ранговой корреляции Спирмена и Кендалла [54]. С целью подтверждения статистической значимости корреляционной зависимости применялся метод анализа с привлечением суррогатных рядов данных, для вычисления которых применялся алгоритм, описанный в [55]. Для полученных суррогатных рядов также вычислялись коэффициенты корреляции. Значительное расхождение между коэффициентами корреляции оригинальных и суррогатных рядов свидетельствует о значимой корреляции между исследуемыми величинами амплитуд геомагнитных импульсов и микросейсмического фона.

Временная задержка (лаг) между изменением геомагнитного поля и откликом микросейсмического фона оценивалась расчетом кросс-коррелограммы [56] для каждого рассматриваемого события (когда при геомагнитных импульсах регистрировались вызванные вариации микросейсмического фона). Для установления причинно-следственной связи между исследуемыми величинами применялся тест Грэнджера [57] для лага, определенного по кросскорреллограмме. Кривая зависимости между амплитудой геомагнитного импульса *B* и амплитудой вызванных вариаций сейсмического фона *v* строилась путем нелинейной аппроксимации методом наименьших квадратов [58]. Все вычисления, связанные с обработкой и анализом цифровых данных, выполнялись в системе MatLab.

Для условий обсерватории «Михнево» наиболее вероятным механизмом преобразования энергии между геомагнитными импульсами и сейсмическими фоновыми колебаниями являются наведенные электрические токи, которые концентрируются в обводненных, а, следовательно, хорошо проводящих зонах Нелидово-Рязанской структуры [59]. В связи с этим представляет интерес анализ динамики магнитного типпера, отражающего изменение электропроводности земной коры [60]. Расчет модуля магнитного типпера выполнялся по алгоритму, основанному на популярной робастной методике, разработанной Дж. Ларсеном [61-62]. По этому алгоритму для вычисления передаточных функций по электромагнитным полям было разработано специальное программное обеспечение.

РЕЗУЛЬТАТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ СИНХРОННЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ И ВАРИАЦИЙ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА

Как установлено в предыдущих исследованиях [63-64], на обсерватории «Михнево» наблюдаются импульсные геомагнитные вариации нескольких типов, которые могут считаться основными: SSC-тип, SI-тип, SMI-тип. Во время импульсных вариаций магнитного поля SSC- и SI-типов в большинстве случаев наблюдаются повышенные вариации сейсмического фона. Спектральный анализ показал, что вызванные вариации сейсмического фона, в основном, наблюдаются в частотном диапазоне 0,01-0,1 Гц (в отдельных случаях – 0,001–0,1 Гц). При этом указанные вариации имеют сложный характер и зависят от конкретного геомагнитного возмущения. На рисунке 2 приведены примеры СВАН диаграммы вариаций микросейсмического фона в период геомагнитных возмущений. Как следует из рисунка 2, наблюдаемые вызванные вариации сейсмического фона по времени могут быть как короткими (SI-импульсы), так и весьма продолжительными (SSC-импульсы, предваряющие сильную магнитную бурю). Их начало совпадает с началом геомагнитных вариаций, а максимум амплитуды, как правило, - с максимумом геомагнитного импульса. Однако в ряде случаев (длительные возмущения магнитного поля во время магнитных бурь) наблюдается запаздывание максимальной амплитуды отклика вариаций сейсмического фона на геомагнитные возмущения (рисунок 2-в).

При установлении зависимости между интенсивностью геомагнитных вариаций и откликом сейсмического фона рассматривались события, для которых амплитуды геомагнитных импульсов и вызванных вариаций микросейсмического фона определялись однозначно. Зависимость между амплитудами геомагнитного импульса B и вызванных вариаций среднеквадратической амплитуды скорости колебаний в микросейсмическом фоне v представлена на рисунке 3.



Рисунок 2. Примеры вариаций сейсмического фона (v) в период геомагнитных возмущений (начало обозначено вертикальными залитыми стрелками). Параметры геомагнитных возмущений: (a) – 30.04.2008 г. – K=4; B=37 нГл; (б) – 26.12.2015 г. – K=5; B=67 нГл; (в) – 29.09.2011 г. – K=6; B=120 нГл.

Из рисунка 3 видно, что более сильным геомагнитным вариациям соответствуют более интенсивные вариации скорости колебаний микросейсмического фона. При этом существенно, что в диапазоне от 15 до 100 нТл величина наведенных вариаций микросейсмического поля растет практически линейно с ростом B, а затем по мере увеличения амплитуды геомагнитных вариаций зависимость v(B) «выполаживается». Это является свидетельством ограниченных возможностей среды в формировании механического отклика на геомагнитные возмущения: наступает насыщение.



Рисунок 3. Зависимость между среднеквадратичной амплитудой вариаций микросейсмического фона v, наведенных в период геомагнитных возмущений, и амплитудой геомагнитного импульса В

Полученная зависимость v(B) с точностью, достаточной для практических оценок, аппроксимируется зависимостью (*B* выражено в нТл):

$$\nu = 0,35 \left\{ 1 - e^{-0.007B} \right\} \text{ мкм/c.}$$
(1)

О статистически значимой корреляции свидетельствуют высокие коэффициенты корреляции, вычисленные по разным методикам при статистической значимости ≤ 0,01: по Кендаллу – 0,76, по Пирсону – 0,89, по Спирмену – 0,91, а также то, что коэффициенты корреляции оригинальных рядов не попадают в интервал значений, соответствующих суррогатным данным. Результаты вычисления коэффициентов корреляции исходных и суррогатных рядов приведены на рисунке 4.

Рассмотрена оценка временной задержки между изменением геомагнитного поля и откликом микросейсмического фона и проведен анализ причинноследственной связи между ними на примере синхронных вариаций микросейсмического фона и геомагнитного поля для 26.12.2015 г. (рисунок 5). Вычисленная кросс-коррелограмма свидетельствует о 8-минутной задержке между изменением магнитного поля и вызванными вариациями микросейсмического фона. Тест Грэнджера для лага, равного 8 минутам, показал, что гипотеза о том, что изменения геомагнитного поля не являются причиной изменения величины сейсмических колебаний, опровергается (значение F статистики составляет 23,405, P значение $-1,7\cdot10^{-7}$), а принимается гипотеза о том, что изменение микросейсмического фона не влечет изменение вариаций магнитного поля Земли (значение F статистики составляет 0,222, P значение -0,802). Аналогичные результаты получены для других событий. Таким образом, применение методов статистической обработки данных позволило установить, что именно возмущение геомагнитного поля влечет изменение микросейсмического фона, причем с некоторым запаздыванием.



Рисунок 4. Гистограммы, демонстрирующие число реализаций суррогатных рядов данных с одинаковыми коэффициентами корреляции, вычисленными с использованием разных методик: (а) – Кендалла; (б) – Пирсона; (в) – Спирмена





Анализ показал, что после геомагнитного импульса в поведении модуля магнитного типпера отмечаются «скачкообразные» изменения (рисунок 5). Это свидетельствует о том, что при резком и значительном по амплитуде изменении магнитного поля с небольшой задержкой по времени происходит изменение величины наведенных электрических токов. С учетом полученных результатов и результатов работ [65, 66], можно утверждать, что наличие флюидов играет важную роль в процессе преобразования электромагнитной энергии в энергию механических колебаний. Отмеченное «выполаживание» зависимости (1) можно объяснить тем, что наведенные в среде электрические токи достигают максимума, который определяется количеством проводящего флюида и его конкретными электрохимическими свойствами.

Заключение

Полученные данные свидетельствуют о наличии зависимости между амплитудой вариаций геомагнитного поля и возможным откликом сейсмического фона, который наблюдается с небольшой задержкой по времени. Выполненные расчеты свидетельствуют о высокой значимости корреляции между указанными величинами, причем именно изменение геомагнитного поля влечет изменение микросейсмического фона. Установлена количественная зависимость между амплитудой геомагнитного импульса *B* и амплитудой вызванных вариаций сейсмического фона *v*.

Дальнейшая задача исследований будет связана с установлением возможных физических механизмов, обеспечивающих связь микроколебаний твердой среды с геомагнитными вариациями и проведением аналогичных исследований в других условиях, отличающихся, например, свойствами конкретных участков земной коры, наличием и особенностями распространения дизъюнктивов и наличием флюидов и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Simpson, I.F. Solar activity as a triggering mechanism for earthquakes / I.F. Simpson // Earth and Planetary Science Letters, 1968. – Vol. 3, No. 5. – P. 417–425.
- 2. Сытинский, А.Д. О зависимости глобальной и региональной сейсмичности Земли от фазы 11-летнего цикла солнечной активности / А.Д. Сытинский // Доклады АН СССР, 1982. Т. 265, № 6. С. 1350–1353.

- Сытинский, А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью / А.Д. Сытинский // Известия АН СССР. Физика Земли, 1989. – № 2. – С. 13–30.
- Сытинский, А.Д. Зависимость сейсмичности Земли от процессов на Солнце, в межпланетной среде и в атмосфере / А.Д. Сытинский // Атлас временных вариаций природных антропогенных и социальных процессов. Т. 2. М.: Научный Мир, 1998. – С. 70–72.
- 5. Одинцов, С.Д. Солнечная активность и глобальная сейсмичность Земли / С.Д. Одинцов, Г.С. Иванов-Холодный, К. Георгиева // Известия РАН. Серия физическая, 2007. Т. 71, № 4. С. 608–610.
- 6. Шестопалов, И.П. Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности / И.П. Шестопалов, Е.П. Харин // Геофизический журнал, 2006. Т. 28, № 4. С.59–70.
- 7. Белов, С.В. О взаимосвязях эндогенной активности Земли с солнечной и геомагнитной активностью / С.В. Белов, И.П. Шестопалов, Е.П. Харин // Доклады академии наук, 2009. Т. 428, № 1. С. 1–4.
- 8. Choi, D.R. Earthquakes and solar activity cycles / D.R. Choi, L. Maslov // NCGT Newsletter, 2010. No. 54. P. 36-44.
- 9. Huzaimy, J. M. Possible correlation between solar activity and global seismicity / J. M. Huzaimy, K. Yumoto // Proceedings 2011 IEEE International Conference on Space Science and Communication, Penang Malaysia, 2011. P. 138–141.
- Сергеева, Н.А. Исследование связи активности Солнца и сейсмической активности Земли с помощью вейвлетпреобразования / Н.А. Сергеева, И.П. Шестопалов, Л.П. Забаринская, М.В. Нисилевич, М.З. Згуровский, А.А. Болдак, К.В. Ефремов // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле, 2014. – № 1, вып. № 23. – С. 27–34.
- Жантаев, Ж.Ш. Вариации солнечной и глобальной сейсмической активности в 21-24 солнечных циклах / Ж.Ш. Жантаев, Б.Т. Жумабаев, Г.Я. Хачикян, Н. Тойшиев, Д. Кайраткызы // Известия НАН РК. Серия физическая, 2015. – Т. 4, № 4. – С. 63–70.
- Herdiwijaya, D. On the possible relations between solar activities and global seismicity in the solar cycle 20 to 23 / D. Herdiwijaya, J. Arif, M.Z. Nurzaman, I.K.D. Astuti // AIP Conference Proceedings 1677, 2015, https://doi.org/10.1063/1.4930664.
- 13. Тарасов, Н.Т. О влиянии солнечной активности на сейсмичность земли / Н.Т. Тарасов // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2017. С. 356–365.
- Mazzarella, A. Solar, geomagnetic and seismic activity / A. Mazzarella, A. Palumbo // Nuovo Cimento C, Serie 1, 1988. Vol. 11 C. – P. 353–364.
- 15. Лоцинская, Н.И. Связь глобальной энергии землетрясений с солнечной активностью / Н.И. Лоцинская // Вестник Киевского университета. Серия астрономия, 1999. Вып. 35. С. 45–50.
- Georgieva, K. On the relation between solar activity and seismicity on different time scales / K. Georgieva, B. Kirov, D. Atanasov // Journal of Atmospheric Electricity, 2002. – Vol. 22, No. 3. – P. 291–300.
- 17. Love, J.J. Insignificant solar-terrestrial triggering of earthquakes / J.J. Love, J.N. Thomas // Geophysical Research Letters, 2013. Vol. 40. P. 1165–1170.
- 18. Барсуков, О.М. Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения / О.М., Барсуков // Физика Земли, 1991. № 12. С. 93–97.
- 19. Соболев, Г.А. Геоэффективные солнечные вспышки и сейсмическая активность Земли / Г.А. Соболев, И.П. Шестопалов, Е.П. Харин // Физика Земли, 1998. № 7. С. 85–89.
- 20. Соболев, Г.А. О связи сейсмичности с магнитными бурями / Г.А. Соболев, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев // Физика Земли, 2001. № 11. С. 62–72.
- 21. Закржевская, Н.А. О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность / Н.А. Закржевская, Г.А. Соболев // Физика Земли, 2002. № 4. С. 3–15.
- 22. Закржевская, Н.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах / Н.А. Закржевская, Г.А. Соболев // Вулканология и сейсмология, 2004. – № 3. – С. 63–75.
- 23. Гульельми, А.В. Внезапные начала магнитных бурь и землетрясения / А.В. Гульельми, И.П. Лавров, А.Л. Собисевич // Солнечно-земная физика, 2015. Т. 1, № 1. С. 98–103.
- Дещеревский, А.В. Результаты взаимного корреляционного анализа сейсмичности Гармского полигона и геомагнитных и гелиогеофизических параметров / А.В. Дещеревский, А.Я. Сидорин, Е.П. Харин // Геофизические исследования, 2007. – Т. 7. – С. 14–28.
- 25. Yesugey, S.C. Comparative evaluation of the influencing effects of geomagnetic storms on earthquakes in the Anatolian Peninsula / S.C. Yesugey // Earth Sciences Research Journal, 2009. Vol. 13, No. 1. P. 82–89.
- 26. Duma, G. Diurnal changes of earthquake activity and geomagnetic Sq-variations / G. Duma, Y. Ruzhin // Natural Hazards and Earth System Sciences, 2003. Vol. 3. P. 171–177.
- 27. Liu, J. Seismo-geomagnetic anomalies and M ≥ 5.0 earthquakes observed in Taiwan during 1988–2001 / J. Liu, C. Chen, Y. Chen, H. Yen, K. Hattori, K.Yumoto // Physics and Chemistry of the Earth, 2006. Vol. 31. P. 215–222.
- 28. Han, P. Principal component analysis of geomagnetic diurnal variation associated with earthquakes: case study of the M6.1 Iwateken Nairiku Hokubu earthquake / P. Han, Q. Huang, J. Xiu // Chinese Journal of Geophysics, 2009. – Vol. 52. – P. 1556– 1563.
- 29. Rabeh, T. Strong earthquakes associated with high amplitude daily geomagnetic variations / T. Rabeh, M. Miranda, H. Milan // Natural Hazards, 2010. Vol. 53. P. 561–574.
- 30. Сычева, Н.А. Солнечные вспышки, вариации уровня сейсмического шума и сейсмический режим северного Тянь-Шаня / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев // Триггерные эффекты в геосистемах. М: ГЕОС, 2010. – С. 326–335.
- 31. Сычева, Н.А. О геоэффективных солнечных вспышках и вариациях уровня сейсмического шума / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев // Физика Земли, 2011. № 3. С.55–71.

- 32. Попова, О.Г. Связь изменения напряженного состояния земной коры с солнечными затмениями и магнитными бурями / О.Г. Попова, А.Д. Жигалин, Ю.Ф. Коновалов // Геоэкология, 2011. – № 3. – С.55–71.
- 33. Дещеревский, А.В. Сравнительный морфологический анализ суточных ритмов геомагнитной активности и сейсмичности / А.В. Дещеревский, А.Я. Сидорин // Геофизические процессы и биосфера. – 2016. – Т. 15. – № 2. – С. 55–68.
- 34. Тарасов, Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии / Н.Т. Тарасов // Доклады академии наук. 1997. Т. 353, № 2. С. 542 545.
- 35. Тарасов, Н.Т. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана / Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова, А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4 5. С. 152 160.
- 36. Тарасов, Н.Т. Изменение сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона при электромагнитном воздействии / Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова, А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 10. – С. 1641 -1649.
- 37. Соболев, Г.А., Физика землетрясений и предвестники / Г.А. Соболев, А.В. Пономарев / М.: Наука, 2003. 270 с.
- 38. Авагимов, А.А. О пространственно-временной структуре сейсмичности, вызванной электромагнитным воздействием / А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник, Э.Б. Файнберг // Физика Земли. 2005. № 6. С. 55–65.
- 39. Закупин, А.С. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения / А.С. Закупин, А.А. Авагимов, Л.М. Богомолов // Физика Земли. – 2006. – № 10. – С. 43–50.
- 40. Bogomolov, L.M. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic electric effect manifestation / L.M. Bogomolov, P.V. Il'ichev, V.A. Novikov, V.I. Okunev, V.N. Sychev, A.S. Zakupin // Annals of Geophysics, 2004. – V. 47, № 1. – P. 65–72.
- 41. Авагимов, А.А. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем энерговоздействии / А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник, В.Н. Ключкин // Физика Земли, 2006. – № 10. – С. 36–42.
- 42. Тренькин, А.А. Возможное влияние теллурических токов на сейсмичность земной коры в сейсмоактивных областях /А.А. Тренькин // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55, № 1. С. 139–144.
- Danjon A. La rotation de la Terre et le Soleil calme // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. 1962. Vol. 254. P. 3058–3061.
- 44. Сытинский, А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами // А.Д. Сытинский // Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 100 с.
- 45. Tavares, M. Influences of solar cycles on earthquakes / M. Tavares, A. Azevedo // Natural Science. 2011. No. 3. P. 436–443.
- 46. Соболев, Г.А. Механоэлектрические явления в Земле / Г.А. Соболев, В.М. Демин // М.: Наука, 1980. 215 с.
- 47. Ярославский, М.А. О возможности электросейсмического эффекта / М.А. Ярославский, Н.К. Капустян // Доклады АН СССР. 1990. Т. 315, №2. 352–354.
- 48. Горберх, М.Б. Пондеромоторное действие электромагнитного поля на среду / М.Б. Горберх, Н.И. Колосницын // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2010. – С. 192–201.
- Ruzhin, Yu. Interrelation of geomagnetic storms and earthquakes: Insight from lab experiments and field observations / Yu. Ruzhin, M. Kamogawa, V. Novikov // 40th COSPAR Scientific Assembly. Held 2 - 10 August 2014, in Moscow, Russia, Abstract id.# A3.1-68-14.
- 50. Адушкин, В.В. Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде / В.В. Адушкин, А.А. Спивак // Физика Земли, 2012. № 3. С. 3–21.
- 51. Горюнов, Б.Г. Реакция электродинамических сейсмоприемников на внешние магнитные поля / Б.Г. Горюнов, Н.В. Кабыченко, Д.В. Павлов, И.С. Свинцов // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. М.: ИДГ РАН, 2003. – С. 361–364.
- 52. Барышев, В.И. Измерение земного магнитного поля магнитометром из аморфного ферромагнитного материала / В.И. Барышев // Динамические процессы в геосферах. М.: ГЕОС, 2010. – С. 295–300.
- 53. Козлов, В.И. Физические основания прогноза катастрофических геофизических явлений / В.И. Козлов, П.Ф. Крымский // Якутск: Якут. науч. центр, 1993. – 163 с.
- 54. Кобзарь, А.И. Прикладная математическая статистика / А.И. Кобзарь // М.: Физматлит, 2006. 826 с.
- 55. Middleton, G.V. Data analysis in the Earth sciences using MatLab / G.V. Middleton // New Jersey: Prentice Hall Upper Saddle River, 2000. 246 p.
- Granger, C.W.J. Investigating causal relations by econometric models and cross-spectral methods / C.W.J. Granger // Econometrica, 1969. – Vol. 37. – P. 424–432.
- 57. Davis, J.C. Statistics and data analysis in geology / J.C. Davis // New York: John Wiley and Sons, Inc., 2002. 638 p.
- 58. Кремер, Н.Ш. Эконометрика / Н.Ш. Кремер, Б.А. Путко // М.: ЮНИТИ-ДАНА, 2002. 311 с.
- 59. Лосева, Т.В. Численно-феноменологическая модель взаимосвязи магнитного поля и микроколебания земной коры в зоне влияния крупной тектонической структуры / Т.В. Лосева, М.Ю. Кузьмичева, А.А. Спивак // Динамические процессы в геосферах. М.: ГЕОС, 2012. – Вып. 3. – С.84–91.
- 60. Бердический, М.Н. Магнитовариационное зондирование: Новые возможности / М.Н. Бердический, В.И. Дмитриев, Н.С. Голубцов, Н.А. Мерщикова, П.Ю. Пушкарев // Физика Земли, 2003. – №9. – С. 3–30.
- Larsen, J.C. Transfer functions: smooth robust estimates by least-squares and remote reference methods / J.C. Larsen // Geophysical Journal International, 1989. – Vol. 99. – P. 645–663.
- 62. Larsen, J.C. Robust smooth magnetotelluric transfer functions / J.C. Larsen, R. Mackie, A. Manzella, A. Fiordelisi, S. Rieven // Geophysical Journal International, 1996. – Vol. 124. – P. 801–819.

- 63. Адушкин, В.В. О возможном влиянии геомагнитных вариаций на сейсмический фон / В.В. Адушкин, С.А. Рябова, А.А. Спивак, В.А. Харламов // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2013. – С.208–219.
- 64. Рябова, С.А. Возмущение сейсмического фона геомагнитными импульсами / С.А. Рябова, А.А. Спивак // Геофизические исследования, 2017. Т. 8, № 2. С. 65–76.
- 65. Спивак, А.А. Геомагнитные вариации на земной поверхности и их связь с динамикой подземных вод / А.А. Спивак, С.А. Рябова, Э.М. Горбунова // Вестник НЯЦ, 2015. – Вып. 4. – С. 98–106.
- 66. Рябова, С.А. Магнитовариационные параметры в условиях среднеширотной Геофизической обсерватории «Михнево» / С.А. Рябова // Динамические процессы в геосферах. М.: ГЕОС, 2016. С. 121–129.

«МИХНЕВО» ОРТАЕНДІК ОБСЕРВАТОРИЯДА МИКРОСЕЙСМИКАЛЫҚ АЯНЫ ГЕОМАГНИТТІК ИПУЛЬСТАРМЕН АУЫТҚУЫН ЗЕРДЕЛЕУ

Рябова С.А.

Ресей ғылыми академиясының Геосфералар динамикасы институты федераль мемлекеттік бюджеттік ғылым мекемесі, Мәскеу қ., Ресей

Ресей ғылыми академиясы Геосфералар динамикасы институтының оратеңдік «Михнево» геофизикалық обсерваторияның жағдайлары үшін импульстік геомагниттік вариацияларына сейсмикалық аяның елесі зерттеледі. SSC- жәгне SI-типтеріндегі магниттік өрістің импульстік вариацияларында 0,01–0,1 Гц (бөлегінде 0,001–01 Гц) жиіліктік ауқымында сейсмикалық аяның көбінесе жоғары вариациялары байқалады. Статөңдеу әдісімен геомагниттік өріснің ауытқуы микросейсмикалық аяның өзгерілуін тудыратыны (бір аз кешігумен) анықталған. Мәнді корреляция айқындалған және геомагниттік импульстің амплитудасы мен сейсмикалық аяның өңдірілген вариацияларының амплитудасы арасында тәуелдіктің сандық бағасы алынған. Геомагниттік импульстан кейін, уақытында шамалы кідірісімен, магниттік типпердің модулі жүрісінде келтірілген электр токтар мәндерінің «секіріс тәріздес» өзгерістері байқалады.

INVESTIGATION OF THE RESPONSE OF THE MICROSEISMIC BACKGROUND TO GEOMAGNETIC IMPULSES AT THE MID-LATITUDE OBSERVATORY "MIKHNEVO"

S.A. Riabova

Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The response of the seismic background to pulsed geomagnetic variations is investigated for the conditions of the midlatitude Geophysical observatory "Mikhnevo" of the Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciences. During the impulse variations of the magnetic field of SSC- and SI-types, in most cases, increased variations of the seismic background are observed in the frequency range of 0.01–0.1 Hz (in some cases, 0.001–0.1 Hz). The application of methods of statistical data processing made it possible to establish that it is the perturbation of the geomagnetic field that entails a change in the microseismic background and with some delay. The significant correlation between the amplitude of the geomagnetic impulse and the amplitude of the induced variations of the seismic background was established and the quantitative relationship between them was obtained. The analysis showed that after the geomagnetic impulse with a short delay in the behavior of the magnetic tipper module, "jumplike" changes (i.e., a change in the magnitude of the induced electric currents) are observed.

УДК 534:621.382

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ СЕЙСМОВИБРАТОРОВ В СИСТЕМЕ ЛИТОСФЕРА–АТМОСФЕРА

^{1, 2)} Хайретдинов М.С., ¹⁾ Ковалевский В.В., ^{1, 2)} Воскобойникова Г.М., ¹⁾ Седухина Г.Ф., ^{1, 2)} Якименко А.А.

¹⁾ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия ²⁾ Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск, Россия

Изучение взаимодействия разных геофизических полей весьма актуально для предсказания геоэкологических рисков, обусловленных техногенными и природными взрывами. В этой связи рассматривается и исследуется предложенный авторами вибрационный метод изучения геофизических полей. Благодаря высоким метрологическим и экологическим характеристикам сейсмических вибраторов достигаются высокие точность и повторяемость результатов исследований в рассматриваемой области, а также экологичность их получения. Результаты исследований обоснованы теоретически и экспериментально.

Введение

Многие природные и техногенные процессы сейсмической природы сопровождаются образованием сопряженных процессов в атмосфере. В первую очередь, это касается образования акустических полей. В качестве примера на рисунке 1 процесс акустического возмущения атмосферы иллюстрируется по отношению к трем разным источникам – техногенному землетрясению (эпицентр – угольный разрез «Бачатский», дата 19.06.2013, магнитуда 5,3–5,6), сейсмовибратору ЦВ-40, полигонным взрывам малой мощности.

Приведенные записи отражают процесс образования акустических волн, сопровождающих процессы излучения и распространения сейсмических волн. При этом уровни акустических волн в отдельных случаях сопоставимы, а иногда выше уровней сейсмических волн. В первую очередь, это относится к поверхностным источникам сейсмических и акустических волн, что определяет целесообразность учета параметров акустических волн наряду с сейсмическими в задачах геофизического мониторинга окружающей среды, а также в решении некоторых прикладных задач сейсмики. Так, например, из рисунка 1-б следует, что акустические волны по отношению к сейсмическим от наземного вибрационного источника по критерию помехозащищенности выражены в равной мере. На основе данного типа источника, обладающего высокой экологичностью и метрологической точностью, возможно построение вибрационных технологий для решения задач активного геофизического мониторинга окружающей природной среды [1-4]. В связи с этим в статье рассмотрены физические факторы, определяющие количественные характеристики излучения и дальнего распространения акустических волн, генерируемых сейсмическими вибраторами.



Рисунок 1. Трехкомпонентные записи сейсмических и акустических волн на выходах сейсмоприемника SK1-P и пьезоприемника ПДС-7 (а, б) и записи сейсмических и акустических волн от сейсмодатчика CB-5 (в)

АКУСТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ВИБРАТОРА

Полная мощность инфразвукового излучения акустических колебаний вибратора в атмосферу W^a ориентировочно может быть оценена для случая, когда скорость акустической волны c_a равна скорости поперечной сейсмической волны v_s , т. е. $c_a = v_s$, а скорость продольной волны $v_p = \sqrt{3}v_s$. В этом случае акустическая мощность излучения в атмосферу составит [5]

$$W^a = \frac{3,16 \cdot \rho_a F^2 \omega^2}{\pi \rho^2 v_p^3}$$

Здесь ρ_a , ρ – плотность воздуха и грунта под источником; F, ω – возмущающая сила и частота колебаний, излучаемые источником; v_P – скорость продольных волн.

В тоже время сейсмическая мощность излучения составляет

$$W^p = 0,085 \cdot \frac{F^2 \omega^2}{\pi \rho v_p^3}$$

Из сравнения приведенных соотношений следует, что $W^a / W^p \sim 0.02$. Так например, если F = 100 т, f = 10 Гц, $\rho_a = 1$ кг/м³, $\rho = 2000$ кг/м³, $c_a = 340$ м/с, $v_p = \sqrt{3}c_a = 590$ м/с, тогда $W^p = 1500$ Вт, $W^a = 30$ Вт.

С учетом приведенного соотношения мощностей акустическая мощность излучения составит лишь 30 Вт. Несмотря на значительную разницу в соотношении излучаемых мощностей акустические колебания от вибратора при определенных метеоусловиях могут распространяться и регистрироваться на значительных удалениях от источника [6-8]. Это объясняется тем, что акустические волны в атмосфере затухают в меньшей степени в сравнении с сейсмическими волнами в земле, обладающей более выраженной неоднородностью геологического строения. С другой стороны, благодаря высоким метрологическим характеристикам излучения вибрационных колебаний открывается возможность их синхронного накопления на фоне шумов, в частности, методами взаимокорреляционной свертки [6].

С другой стороны, дальнему распространению акустических волн способствует ряд благоприятных физических факторов, включающих в себя:

1. Приземное распространение акустического волнового фронта благодаря [9]:

 явлению температурной инверсии, связанному с образованием низкотемпературного слоя воздуха у поверхности земли при переходе от холодной ночи к теплому дню;

 метеофакторной зависимости, обуславливающей возрастание скорости распространения акустической волны и акустического давления при совпадении направлений распространения акустического волнового фронта и ветра. Сюда же следует отнести менее выраженную метеозависимость от влажности. Для этих факторов с учетом [9] зависимость акустического давления p, которое несет в себе волновой фронт, может быть представлена в виде:

$$p = \frac{p}{\gamma} (331 + 0, 6 \cdot t + 0, 07 \cdot e + w_0 \cdot \cos \varphi)^2.$$
(1)

Здесь *t*, *e* – температура и влажность воздуха соответственно, w_0 – скорость ветра, φ – угол между направлением фронта распространения акустической волны и направлением ветра, ρ_a – плотность воздуха, $\gamma = c_p / c_v$ – коэффициент, характеризующий, отношение теплоемкостей среды при постоянном давлении (c_p) и при постоянном объеме (c_v).

2. Отражение акустических волн от верхних слоев атмосферы. На рисунке 2 приводятся теоретически рассчитанные траектории инфразвуковых волн, построенные с учетом эффектов отражения для условий атмосферы, близких по времени к экспериментально выполненным сеансам вибрационного зондирования на линейном профиле протяженностью 100 км [10]. На рисунке 2-а представлены высотные профили температуры T (°C), компоненты горизонтального ветра U_x (м/с) вдоль направления источник-приемник. Как следует из расчетов, уверенная регистрация отраженных акустических волн может происходить на дальностях ~50 и 100 км от источника. Это объясняет принципиальную возможность регистрации слабых акустических волн на больших дальностях.



 а) высотные (в км) профили температуры Т, компоненты горизонтального ветра U_x (м/с) по данным радиозонда (для 5ч 30 мин местного времени, летнее время), высоты отражения Z₀тр



б) траектории инфразвуковых волн

Рисунок 2. К результатам расчета траектории инфразвуковых волн с учетом эффектов отражения для условий атмосферы, близких по времени к экспериментам вибрационного зондирования

Экспериментальным подтверждением этого вывода являются результаты одновременного накопления сейсмических и акустических волн с помощью взаимокорреляционной свертки продолжительных во времени сейсмических и акустических колебаний (рисунок 3) от центробежного вибратора ЦВ-40 (рисунок 4) на линейном профиле протяженностью 100 км (рисунок 5).



Символы (слева от оси ординат): а – акустические волны на соответствующей дальности (0.2, 10, 90 км); х, у, z – компоненты сейсмического датчика на удалении 48 км. Время 8,27 с – вступление продольных сейсмических волн, время 146 с – приход акустических волн

Рисунок 3. Результаты экспериментов по выделению волн от сейсмического вибратора ЦВ-40 на удалениях 0,2, 10, 48, 90 км



Рисунок 4. Вибрационный источник ЦВ-40 с амплитудой возмущающей силы 40 mc и полосой рабочих частот 6,25–11,23 Гц

В свертке в качестве опорного используется сигнал, повторяющий по форме зондирующий сигнал вибратора в диапазоне частот 6,25–9,57 Гц. На рисунке 3 представлены результаты свертки для удалений 0,2, 10, 48, 90 км. Расстояния помечены слева от рисунка. На удалениях 0,2, 10, 90 км представлены результаты выделения акустических волн. На удалении 48 км каналы трехкомпонентного сейсмического датчика x, y, z на времени 8,27 с иллюстрируют вступления продольных сейсмических волн, а на времени 146 с – акустических волн.

По результатам экспериментов на рисунке 6 в логарифмическом масштабе приведены нормированные значения уровней акустических и сейсмических волн, а также шумов, полученные в отдельных точках регистрации.



Рисунок 6. Графики затухания акустических и сейсмических волн по дальности

Графики уровней волн нормированы по отношению к уровню вблизи вибратора на удалении 200 м. Как следует из экспериментальных данных, усредненное ослабление силы звука I в пределах 100 км составляет 4 порядка, что в децибелах составит: $D = 10 lg 10^4 = 40$ дБ. Соответственно, относительное затухание составит 0,4 дБ/км. Принимая во внимание, что вследствие геометрического расхождения сила звука убывает обратно-пропорционально квадрату расстояния от источника, в данном случае $\sim 100^2$ раз (40 дБ), приходим к выводу о том, что на инфранизких частотах ослабление звука с расстоянием практически полностью определяется указанным фактором. Это означает также, что фактором поглощения акустической энергии в атмосфере при этом практически можно пренебречь. Это определяет ценность применения инфранизких частот для решения ряда практических задач геофизического мониторинга, в частности, при изучении проблемы взаимодействия геофизических полей, рассматриваемой в данной работе.

Теоретический логарифмический коэффициент затухания оценивается в виде:

$$\alpha = (10 lg I_2 - 10 lg I_1) / (r_2 - r_1)$$



Рисунок 5. Линейный профиль регистрации сейсмических и акустических сигналов



Первые вступления волн соответствуют: на 4-6 с - сейсмическим волнам, на 58-59 с - акустическим волнам

Рисунок 7. Записи сейсмических и акустических волн в ночное и утреннее время, излучаемых вибратором ГРВ-50 в диапазоне частот 3–7 Гц на удалении 20 км от источника

где I_1 , I_2 – интенсивности звука на расстояниях r_1 , r_2 соответственно. В то же время коэффициент α имеет квадратичную зависимость от частоты, т. е. $\alpha \sim f^2$. Это означает, что при переходе с частоты зондирования атмосферы от 10 Гц до 100 Гц уровень ослабления акустической волны в одной и той же точке составит два порядка, т. е. в 100 раз. С учетом обоих рассмотренных факторов очевидно преимущество работы на инфранизких частотах для изучения взаимодействия геофизических полей на значительных (много больше длины волны) удалениях от источника.

С помощью сейсмических вибраторов – гидрорезонансного типа HRV-50 и центробежного типа CV-40 – выполнены эксперименты по регистрации феномена температурной инверсии в приземном низкотемпературном слое воздуха в утренние часы при переходе от ночи ко дню. Эксперименты выполнялись с применением излучений сейсмических и акустических колебаний в диапазоне частот 3–7 Гц и при расстоянии «источник-приемник» 20 км. Частный результат такого эксперимента представлен на рисунке 7, где приведены записи сейсмических волн (компоненты Z, X) на временах прихода волн 4–6 с и акустической волны со временем вступления ~60 с, полученные в ночные и утренние часы.

Как видно из записей, акустическая волна возникает при смене ночи и дня (в данном случае в 6 час 55 мин). Таким образом, хорошо прослеживается проявление температурной инверсии приземного слоя воздуха. Влияние влажности воздуха на уровни акустических колебаний оценивалось в серии экспериментов с вибратором ЦВ-40 на удалении 50 км. Диапазон частот зондирующих колебаний в этом

Литература

- 1. Адушкин, В.В. Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде / В.В. Адушкин, А.А. Спивак // Физика Земли, 2012. №3. С. 3–21.
- 2. Adushkin, V.V. Geoecological consequences of mass chemical explosions in quarries / V.V. Adushkin., A.A. Spivak,
- S.P. Solov'yov // Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya, 2000. No. 6. P. 554–563.
- Khairetdinov, M.S. Detection and recognition of explosion sources / M.S. Khairetdinov, S.A. Avrorov // Vestnik NYATS RK (NNC RK Bulletin), June 2012/ - Issue 2. – P. 17–24.
- $4. \ \ Modern \ and \ Holocene \ volcanism \ in \ Russia \ / \ Ed. \ by \ Laverov \ N.P. M: \ Nauka, \ 2005 \ / \ \ 604 \ p.$
- 5. Zaslavskii, Yu.M. Radiation of seismic waves by vibrational sources. Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod, 2007. 200 p.
- Alekseev, A.S. Active seismology with powerful vibrational sources / A.S.Alekseev [et al]; man. ed. G.M. Tsibulchik. Novosibirsk: ICM&MG SB RAS, "Geo" Br. of the SB RAS Publ. House, 2004. – 387 p.
- Алексеев, А.С. Эффект акустосейсмической индукции при вибросейсмическом зондировании / А.С.Алексеев [и др.] // Докл. РАН.1996.

случае составил 6,25–11,23 Гц. На рисунке 8 представлено множество измеренных значений акустического давления в зависимости от влажности. Кривая максимальных значений акустического давления характеризует 2-, 3-кратное его возрастание до 95 %, После этого происходит спад, который может быть объяснен нарастающей плотностью влажного воздуха, вызывающей возрастание рассеяния и поглощения акустической энергии.



Рисунок 8. Уровни акустических колебаний вибратора CB-40 в зависимости от влажности на удалении 50 км

Метеозависимые факторы распространения акустических волн обуславливают развитие явление пространственной фокусировки акустических колебаний в атмосфере [11–13]. Это приводит к многократно нарастающим метеозависимым геоэкологическим рискам от массовых техногенных взрывов, а также природных для окружающей среды при заданной мощности источников. Результаты таких исследований представлены в [13, 14].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 14-07-00518-а, 12-01-00773, 17-07-00872.

- Глинский, Б.М. Взаимосвязь волновых полей мощных вибраторов с атмосферными и гидродинамическими процессами / Б.М. Глинский, В.В. Ковалевский, М.С. Хайретдинов // Геология и геофизика, 1999,. т.40, №3,– С. 431–441.
- 9. Isakovich , M.A. General Acoustics. M.: Nauka, 1973. 496 p.
- Гуляев, В.Т. Генерация и распространение инфразвука в атмосфере при работе мощных сейсмовибраторов / В.Т. Гуляев, В.В. Кузнецов, В.В. Плоткин, С.Ю. Хомутов // Изв. АН СССР: Физика атмосферы и океана, 2001. – т.37, №3. – С. 303– 312.
- 11. Brekhovskikh, L.M., Waves in layered media. M,: Nauka, 1973. 343 p.
- 12. Razin, A.V. On Propagation of sound in an inhomogeneous moving atmosphere / A.V. Razin // zv. Akad. nauk SSSR. Physics of Atmosphere and Ocean, 1982. vol. 18, no. 6. P. 674 676.
- 13. Gubarev, V. V. Prediction of Environmental Risks from Explosions Based on a Set of Coupled Geophysical Fields / V.V. Gubarev [et al] // Optoelectronics, Instrumentation and Data Processing 2014. Vol. 50, No. 4. P. 3–13.
- Khairetdinov, M.S. Estimation of meteodependent geoecological risks from explosions by means of seismic vibrators / M.S. Khairetdinov, V.V. Kovalevsky, G.M. Voskoboynikova, G.F. Sedukhina // Seismic technologies. 2016. - no. 3. – P. 132–138.

АТМОСФЕРА ЖҮЙЕСІНДЕ СЕЙСМОВИБРАТОРЛАРДЫҢ СЕЙСМОАКУСТИКАЛЫҚ ТОЛҚЫНДАРЫ

^{1, 2)} Хайретдинов М.С, ¹⁾ Ковалевский В.В., ^{1, 2)} Воскобойникова Г.М., ¹⁾ Седухина Г.Ф, ^{1, 2)} Якименко А.А.

¹⁾ Ресей ғылыми академиясы Сібір бөлімшесінің Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей
²⁾ Новосибирск мемлекеттік техникалық университеті, Новосибирск, Ресей

Техногенді және табиғи жарылыстармен шартталған геоэкологиялық қауіп-қатерлерді алдын ала болжау үшін әр геофизикалық өрістердің өзара әрекеттестігін зерделеуі актуальды болып келеді. Осыған байланысты, геофизикалық өрістерді зерделеудің авторлар ұсынған вибрациялық әдісі қарастырылып, зерттеледі. Сейсмикалық вибраторлардың жоғары метрологиялық және экологиялық сипаттамалары арқасында қарастырылудағы облысында жоғары дәлдігі мен зерттеулердің қайталанущылығына, сондай-ақ оларды алу экологиялылығына қол жеткізіледі. Зерттеулердің нәтижелері теоретикалық және экспериментальды негізделген.

SEISMIC-ACOUSTIC WAVES OF SEISMIC VIBRATORS IN THE LITHOSPHERE-ATHMOSPHERE SYSTEM

^{1, 2)} M.S. Khairetdinov, ¹⁾ V.V. Kovalevskiy, ^{1, 2)} G.M. Voskoboynikova, ¹⁾ G.F. Sedukhina, ^{1, 2)} A.A. Yakimenko

¹⁾ Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia ²⁾Novosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russia

The problem of studying the interaction of various geophysical (seismic, acoustic, meteorological) fields is considered in the context of prediction of geo-ecological risks generated by technogenic and natural phenomena. In this connection the vibration method of studying the geophysical fields offered by the authors is considered and investigated. Thanks to high metrological and ecological characteristics of seismic vibrators high accuracy and repetition of the research results in the considered sphere are achieved as well as the ecological compatibility of their acquisition. The results of the research have been substantiated both theoretically and experimentally.

УДК 519.684:550.3

РЕАЛИЗАЦИЯ АЛГОРИТМОВ ПОТОЧНОЙ СВЕРТКИ С ПРИМЕНЕНИЕМ ТЕХНОЛОГИИ ПЛИС

^{1, 2)} Хайретдинов М.С., ¹⁾ Остапкевич М.Б., ²⁾ Минахудин Р.Ф.

¹⁾ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия ²⁾ Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск, Россия

В связи с внедрением сетевых технологий сбора данных в системах активного геофизического мониторинга среды актуальными являются методы и алгоритмы оперативного анализа данных по скорости их получения. В качестве примера рассматриваются алгоритмы последовательной кросс-корреляционной свертки данных в системах активного мониторинга окружающей среды с применением сейсмических и акустических колебаний, создаваемых сейсмическими вибраторами. Вибраторы находят все более широкое применение при глубоком сейсмическом зондировании Земли, акустическом мониторинге атмосферы и др.

Введение

Внедрение сетевых технологий сбора данных в системы активного геофизического мониторинга окружающей среды [1] открывает возможности оперативного анализа данных в темпе их поступления. Это обуславливает возможность поточной обработки данных в системах активного мониторинга, а также вибрационной сейсморазведки [2] с применением сейсмических [2] и акустических [3] колебаний сейсмических вибраторов. Как известно, одной из основных операций, используемых в этих случаях, является взаимокорреляционная свертка продолжительных по времени регистрируемых сигналов с опорными, в результате чего получается вибрационная сейсмограмма (коррелотрасса). Вычисление этой операции в реальном масштабе времени, т. е. в темпе поступления данных при априорно неизвестных временах прихода сейсмических и акустических колебаний от источника возможно путем применения высокопроизводительных спецвычислителей, а также метода секционирования длинных временных последовательностей. Применение оперативной обработки позволяет контролировать результаты работ непосредственно в пунктах регистрации и способствует получению более кондиционного полевого материала для последующей интерпретации.

Наиболее доступной технологией построения систем, удовлетворяющих указанным требованиям, являются программируемые логические интегральные схемы (ПЛИС), в первую очередь, их подкласс – перепрограммируемые вентильные матрицы (FPGA, Field Programmable Gate Array). Технология ПЛИС обеспечивает построение высокопроизводительных вычислительных алгоритмов за счет параллелизма в том объеме, в котором он присущ самой задаче, а не архитектуре системы, на которой эта задача реализуется. Для алгоритма поточной свертки характерен массовый параллелизм и высокая независимость частей задачи друг от друга.

Технология ПЛИС зародилась в 1970 г. с появлением микросхем с программируемой логической матрицей. Малое число логических элементов и отсутствие встроенной памяти позволяли использовать первые ПЛИС только для задач, связанных с управлением. По мере их эволюции усложнилась структура логической ячейки, она была дополнена встроенной памятью. Число ячеек увеличилось на порядки. Для типичных задач были добавлены укрупненные ячейки (макроячейки). К настоящему времени сформировалось три основных класса архитектур ПЛИС по уровню сложности логической ячейки: 1) «Море вентилей» (sea of gates), представляющий устройства с большим числом простейших вентильных ячеек; 2) CPLD (Complex Programmable Logic Device), характеризующийся малым числом сложных логических ячеек; 3) программируемая пользователем вентильная матрица (FPGA, Field Programmable Gate Array) - промежуточный вариант с ячейками средней сложности, получивший наибольшее распространение и подходящий для решаемой задачи.

В современной FPGA существуют следующие основные типы ячеек и макроячеек:

 логическая ячейка – реализует логическую функцию от нескольких входов (для большинства современных моделей типичное количество входов – 4–5) или формирует регистр памяти для хранения нескольких десятков битов информации;

 блоковая память – макроячейка быстрой статической оперативной памяти объемом в несколько килобайт. Размер и количество слов в каждой такой макроячейке может настраиваться под требования задачи;

3) макроячейка умножителя – позволяет производить быстрое умножение целых чисел;

4) макроячейка ввода/вывода – позволяет настроить контакт СБИС как цифровой вход или выход в том или ином стандарте (CMOS, TTL и т. д.). Могут присутствовать и контроллеры для реализации стандартных шин, интерфейсов подключения памяти и сетевых интерфейсов (I2C, USB, PCI-E, DDRAM, Ethernet). В некоторых моделях есть возможность ввода и оцифровки аналогового сигнала.

5) блок управления синхросигналом – позволяет получить синхросигнал нужной частоты, используя

входящий от кварца синхросигнал с фиксированной частотой, и усилить его для подачи на заданный набор других ячеек и макроячеек. В одной схеме могут использоваться несколько разных синхросигналов с разной частотой;

6) слайсы сигнальных процессоров, содержащие сумматоры, умножители, сдвиговые регистры, – обеспечивают возможность выполнения векторных операций.

Появились гибридные схемы, которые содержат как ячейки FPGA, так и ядра микропроцессоров с традиционной архитектурой. Начиная с конца 90-х гг. расширившиеся возможности FPGA позволили применять их не только для построения управляющих устройств, но и в качестве основы для построения высокопроизводительных специализированных вычислителей с параллельной архитектурой.

Современная высокопроизводительная FPGA (например, из семейства Xilinx Virtex) имеет в своем составе несколько миллионов логических ячеек, более 60 Мбит быстрой внутрикристальной статической оперативной памяти, тысячи слайсов для цифровой обработки сигналов и десятки внешних высокоскоростных интерфейсов для обмена данными и подключения внешней оперативной памяти.



Рисунок 1. Внешний вид платы разработчика Digilent Nexys4

Для построения работающего прототипа применяются так называемые макетные платы или платы разработчика. Эти платы позволяют обойтись без проектирования и построения специализированной платы с FPGA, сосредоточившись на программировании FPGA и на подключении требуемых датчиков, актуаторов, устройств ввода/вывода, памяти и пользовательского интерфейса. Плата Digilent Nexys4 (рисунок 1) – пример недорогой платы на ПЛИС Xilinx Artix 7 XC7A100T с внешней памятью 16 Мбайт, интерфейсами для устройств пользовательского интерфейса (монитор, клавиатура, мышь) и возможностью подключения разнообразных устройств ввода/вывода и датчиков.

СБИС Artix7 XC7A100T [4, 8] имеет в своем составе 101440 логических ячеек, 135 36К битных блока памяти, 240 слайсов сигнальных процессоров и 300 контактов для пользовательского ввода/вывода. Этих ресурсов достаточно для реализации прототипа специализированного вычислителя для задач цифровой обработки сигналов.

Лля реализации систем на базе FPGA построены интегрированные среды разработчика. Они позволяют создавать многомодульные проекты с использованием языков описания схем VHDL (Very high speed integrated circuits Hardware Description Language), Verilog (Verilog Hardware Description Language), описывать конфигурацию оборудования (подключение внешних устройств, используемые при этом типы интерфейсов, параметры синхросигнала), моделировать поведение разрабатываемой системы, синтезировать файл для конфигурации FPGA и прошивать его в микросхему FPGA. Некоторые среды (например, Xilinx Vivado) обеспечивают визуальный подход к проектированию. На верхнем уровне система описываться как набор связанных блоков, называемых IP. Эти IP блоки могут быть стандартными блоками среды разработки, могут быть разработаны сторонними разработчиками или написаны самими разработчиками проекта на языках VHDL или Verilog. Собрана общирная библиотека IP, включающая реализации процессоров, интерфейсов памяти, шинных интерфейсов, вычислительных устройств и т. д. Существенная доля разрабатываемых систем собирается из готовых IP. Это многократно снижает время и трудоемкость разработки и повышает ее качество. На рисунке 2 приведен фрагмент блочной структуры специализированного вычислителя в среде Xilinx Vivado.

Основное назначение разрабатываемой вычислительной системы – быстрая проверка качества проведенного геофизического эксперимента в полевых условиях. Это позволит быстро обнаружить ошибки в проведении эксперимента и оперативно запустить его повторно, с минимальными затратами. Проверка заключается в вычислении свертки исходного сигнала, подаваемого на сейсмические вибраторы и сигналов, полученных от датчиков. Требуется поддерживать подключение до 6 датчиков, и, соответственно, одновременное вычисление до 6 сверток. Максимальное количество отсчетов в секунду – 4000. Производительность устройства должно быть достаточной для обработки поступающих по всем каналам сигналов с максимальным количеством отсчетов в реальном времени, по мере поступления новых фрагментов сигналов, считанных с датчиков. Так как устройство предназначено для использования в полевых условиях, оно должно быть легким, компактным и экономичным в плане энергопотребления. По массе и размеру разрабатываемое устройство должно быть аналогично компактному переносному компьютеру типа нетбук. Для питания системы на один сеанс проведения эксперимента должно быть достаточно карманного аккумулятора с параметрами 5 В, 15000 мАч. Для получения сигналов с датчиков сейсмостанции вычислитель должен обеспечивать связь по протоколам прикладного уровня OSI/ISO SeedLink и FTP и работу с данными в форматах miniSeed и PC. Поддерживаемые интерфейсы физического уровня OSI/ISO – USB, BT, Ethernet 100BASE-T.

Основные режимы работы системы - это режим «на внешней связи», «Автономный», «On-Line». В режиме «на внешней связи» устройство соединено по каналу USB с компьютером оператора, все пользовательские функции доступны через клиентскую программную оболочку на ноутбуке (предоставляется версия этой оболочки – для GNU Linux). В «автономном» режиме оператор управляет устройством через локальную графическую консоль устройства. В режиме «On-Line» пользовательский интерфейс полностью отключен, порядок и время выполнения операций заданы в настройках (скриптовой программой пакетной обработки, в которой можно указывать порядок, время и условия выполнения любых пользовательских функций системы, за исключением функций отображения на графическую консоль устройства).

Основные функции устройства – это получение сигналов от сейсмостанции, вычисление поточной свертки, обмен данными с серверами и компьютерами операторов, реализация пользовательского интерфейса для визуализации исходных сигналов и посчитанных сверток и для управления устройством и настройка системы для автономной работы в режиме «On-Line».

Для задач обработки сигналов вообще, и для вычисления поточной свертки в частности, характерны большой объем вычислений и высокий уровень независимости частей задачи. Кроме этого, в решаемой задаче вычисления поточной свертки требуется обеспечить счет в реальном времени, непосредственно в момент поступления исходных сигналов. Для удовлетворения этим условиям, оставаясь в рамках традиционных архитектур, возникает необходимость в параллельной крупноблочной высокопроизводительной вычислительной системе, но такое решение не удовлетворяет другой части требований – использования в полевых условиях (компактность устройства и экономичность в энергопотреблении). Архитектура FPGA обеспечивает возможность одновременной работы большого числа функциональных устройств системы и их связь по отдельным высокоскоростным шинам. Эти свойства позволяют преодолеть фундаментальные ограничения производительности, которые присущи компьютерам с традиционной архитектурой фон Неймана или современных вычислительных систем с крупноблочным параллелизмом, которые эволюционировали из этой архитектуры. При этом, в отличие как от них, так и устройств на базе GPU, решения на базе FPGA отличаются высокой экономичностью энергопотребления.

Разработанная архитектура системы вычисления поточной сверки основывается на вычислительных структурах с мелкозернистым параллелизмом (матричный вычислитель, однородная структура). На ее основе построена реализация с использованием FPGA Artix7 [4] фирмы Xilinx. Она состоит (рисунок 3) из матричного высокопроизводительного вычислителя поточной сверки, программного микропроцессора MicroBlaze [5], подсистемы сетевого и коммуникационного интерфейса, подсистемы хранения данных и подсистемы пользовательского интерфейса.



Рисунок 2. Фрагмент блочной структуры специализированного вычислителя в среде Xilinx Vivado

РЕАЛИЗАЦИЯ АЛГОРИТМОВ ПОТОЧНОЙ СВЕРТКИ С ПРИМЕНЕНИЕМ ТЕХНОЛОГИИ ПЛИС



Рисунок 3. Общая структура специализированного вычислителя в среде Xilinx Vivado

Взаимодействие между подсистемами реализовано на основе использования шин AMBA/AXI и AMBA/AXI-Stream [6]. Матричный вычислитель обеспечивает параллельное вычисление нескольких фрагментов сверки с конвейерной обработкой каждого потока. Для связи с регистратором используется протокол SeedLink и форматы хранения данных Seed и PC. Для взаимодействия с клиентским компьютером пользователя используются интерфейсы UART через USB и Ethernet. Система может работать как с подключением к клиентскому компьютеру, так и в автономном режиме. Подсистема хранения обеспечивает долговременное хранение как считанных в процессе проведения эксперимента сигналов, так и результатов счета с использованием карты SD Flash объемом до 32 Гб. Так как в настоящей реализации используется плата Digilent Nexys4 [7] с небольшим объемом оперативной памяти (16 МБ), подсистема хранения интенсивно используется в процессе проведения вычислений для погрузки в оперативную память фрагментов исходных сигналов. Для управления системой в автономном режиме реализован пользовательский интерфейс (блок ввода и программно реализованная графическая карта на FPGA).

В отличие от предшествующей разработки [9], где использовался собственный управляющий процессор, в Seismoterre был выбран процессор Xilinx Microblaze, так как он обеспечивает эффективную и высокопроизводительную реализацию и поддерживает набор стандартных шин (AXI-4, AXI-Stream) для подключения разнообразных периферийных устройств, которые требуются в проекте.

Матричный высокопроизводительный вычислитель основывается на реализации из [7] и представляет собой набор однотипных процессорных элементов (ПЭ) вычисления свертки для целых чисел и чисел с плавающей запятой. ПЭ соединены между собой выделенными скоростными шинами AXI-Stream и подключены к управляющему процессору через несколько интерфейсов AXI-4 с ячейками памяти вычислителя, спроецированными на общее адресное пространство процессора. Каждый ПЭ имеет блоки памяти для организации буферов, для хранения входных данных, для обработки. Конвейерная организация ПЭ позволяет выдавать очередной результат на каждом такте после того, как конвейер прошел стадию разгона.

Графическая карта обеспечивает одновременное использование как текстового, так и графического режимов визуализации данных и режимов работы. Ее программная архитектура включает набор регистров для задания режимов ее работы, считывания ее состояния и нескольких областей памяти для хранения отображаемых текстовых данных и атрибутов их визуализации, графического изображения, очертаний символов в текстовом режиме и используемой цветовой палитры.

Литература

- Алексеев, А.С. Активная сейсмология с мощными вибрационными источниками / А.С. Алексеев [и др.]. Новосибирск: филиал «Гео» Изд. СО РАН. – 387 с.
- 2. Шнеерсон, М.Б. Вибрационная сейсморазведка / М.Б. Шнеерсон [и др/]. М. Недра, 1990. 240 с.
- 3. Хайретдинов, М.С. Алгоритмы поточной свертки в задачах активного вибросейсмоакустического мониторинга /
- М.С. Хайретдинов, Г.М. Воскобойникова, Г.С. Седухина // Геосибирь, 2017.
- 4. Artix-7 FPGAs Data Sheet. Xilinx. DS-181, 2018.
- 5. MicroBlaze Processor Reference Guide. Embedded Development Kit 11.4. Xilinx. UG081, 2009.
- 6. AMBA AXI and ACE Protocol Specification. ARM, 2011.
- 7. Digilent Nexys4 FPGA Board Reference Manual. Digilent., 2016.
- 8. Artix-7 FPGAs Data Sheet Overview. Xilinx. DS-180, 2018.
- Aillet, А. Реализация спецвычислителя для клеточно-автоматных моделей с использованием ПЛИС / А. Aillet, A. Gougeon, R. Lorenz, M. Ostapkevich //Актуальные проблемы вычислительной и прикладной математики. Труды Международной конференции, посвященной 90-летию со дня рождения академика Г. И. Марчука, 2015. – С. 900–905.

ТЕХНОЛГИЯНЫ (ПЛИС) ҚОЛДАНУМЕН АҒЫЛМАЛЫ ҮЙІРУ АЛГОРИТМДЕРІН ІСКЕ АСЫРУ

^{1, 2)} Хайретдинов М.С., ¹⁾ Остапкевич М.Б., ²⁾ Минахудин Р.Ф.

¹⁾ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей ²⁾ Новосибирск мемлекеттік техникалық университеті, Новосибирск, Ресей

Ортаның белсенді геофизикалық мониторингі жүйелерінде деректерді жинаудың желілік технологияларын іске енгізуіне байланысты деректерді алу жылдамдығы бойынша жедел талдаудың әдістері мен алгоритмдері актуальды болып табылады. Үлгі ретінде, сеймикалық вибраторлар өндіретін сейсмикалық және акустикалық тербелістерді қолданумен, қоршаған ортаның белсенді мониторингі жүйелерінде деректерді бірізді кросскорреляциялық үйіру алгоритмдері қарастырылады. Вибраторлар, Жерді тереңгі сейсмикалық зондтауда, атмосфераның акустикалық мониторингісінде және басқа міндеттерді шешуінде кең қолдана басталған.

THE IMPLEMENTATION OF ALGORITHMS OF FLOW CONVOLUTION ON THE BASIS OF PROGRAMMABLE LOGIC DEVICE (PLD)

^{1, 2)} M.S. Hairetdinov, ¹⁾ M.B. Ostapkevich, ²⁾ R.F. Minahudin

¹⁾ The Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, SB RAS, Russia ²⁾ Novosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russia

In connection with introduction of network technologies of data acquisition in systems of active geophysical monitoring of environment medium methods and algorithms of the operative analysis of data in rate of their receipt is actual. As an example algorithms serial cross-correlation convolution of data in systems of active monitoring of environment with application of the seismic and acoustic oscillations generated by seismic vibrators are considered. The vibrators find more and more wide application in deep seismic sounding of the Earth, acoustic monitoring of atmosphere, etc.

ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ПАРАМЕТРОВ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МАГНИТУДОЙ М=6,4, ПРОИЗОШЕДШЕГО 25 НОЯБРЯ 2016 ГОДА

Мукашева С.Н., Соколова О.И., Малимбаев А.М.

Институт ионосферы, Национальный центр космических исследований и технологий, Алматы, Казахстан

Приведены результаты детального анализа вариаций геомагнитных параметров накануне и в период сильного землетрясения 25 ноября 2016 г. (М=6,4), произошедшего в приграничном районе Таджикистана, Китая и Кыргызстана. Использованы данные геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» (международный код ААА; географические координаты [43,25°N; 76,95°E]; геомагнитные координаты [34,3°N, 152,7°E]). Установлено, что перед землетрясением в вариациях секундных значений Х-, Y-, Z-компонент геомагнитного поля появляются синусоидальные колебания с периодами порядка 52–55 мин.

Введение

В ряде работ [1-7] отмечается, что на стадии подготовки землетрясения происходят крупные реологические изменения в некотором объеме геологической среды, формируются аномальные объемные зоны, ответственные за генерацию геофизических полей разной природы, наблюдается раскрытие трещин в зонах повышенных значений сдвиговых и растягивающих напряжений, активизируется флюидная активность. Развитие процесса разрушения в зоне подготовки землетрясения может напрямую влиять на изменение регистрируемых геофизических аномалий и, в первую очередь, на аномальные вариации магнитного поля Земли в ультранизкочастотном диапазоне за несколько часов до сильного сейсмического события [6]. В [8] отмечается, что заслуживает внимания некоторый подъем активности геоэлектромагнитных волн Рс1 в диапазоне периодов 50 - 60 мин. Период 54 мин совпадает с фундаментальным периодом собственных сфероидальных колебаний Земли. Немало и тех, кто считает, что связывать геомагнитные пульсации с землетрясениями нет оснований [9].

В статье приведены результаты детального анализа вариаций геомагнитных параметров накануне и в период землетрясения 25 ноября 2016 г. (M=6,4). Согласно оперативным данным Центра данных РГП ИГИ [10] (http://www.kndc.kz) 25 ноября 2016 г. в 20 часов 19 минут по времени Астаны (14 часов 19 минут по Гринвичу) в приграничном районе Таджикистана, Китая и Кыргызстана [39,17°N; 74,04°E] произошло сильное землетрясение магнитудой mb=5.6 (mww=5,2 по данным NEIC, http://earthquake.usgs. gov/earthquakes/search), энергетический класс К=12,5. Через 5 минут в этом же районе произошло еще одно, более сильное землетрясение, с магнитудой mb=6,4 (mww=6,6 по данным NEIC), с координатами эпицентра [39,40°N; 74,05°E], глубиной h=10 км. Землетрясение ощущалось на территории Кыргызстана, Таджикистана, Узбекистана, Казахстана. Афтершоки этого сильного землетрясения ощущались до 13 декабря 2016 г., из них 34 афтершока имели магнитуду ≥ 4,0.

В таблице по данным Глобального сейсмологического каталога Национального центра информации о землетрясении (NEIC) Национальной службы США (http://earthquake.usgs.gov) [11] приведена информация о сейсмическом событии 25 ноября 2016 г. и его афтершоках.

Данные геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» в секундном режиме

Для оценки геомагнитной обстановки использовались данные обсерватории «Алма-Ата» (geomag. ionos.kz), входящей в INTERMAGNET, географические координаты [43,25°N; 76.92°E], геомагнитные координаты [34,3°N; 152,7°E].

В геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» ведутся постоянные измерения в секундном режиме вариаций трех компонент геомагнитного поля X, Y, Z (Xкомпонента – направлена на геомагнитный север, Үна восток, перпендикулярно оси Х, Z – вертикальная компонента). Регистрация в реальном времени секундных вариаций X-, Y-, Z-компонент геомагнитного поля проводиться с использованием феррозондовых магнитометров Lemi-008 и Lemi-018М. Наблюдения состояния геомагнитного поля ведутся регулярно с формированием базы геомагнитных параметров. Современная база данных геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» включает: среднечасовые значения H-, D-, Z- компонент (с 1963 по 2009 гг.); секундные файлы Х-, Ү-, Z- компонент геомагнитного поля и полного вектора F (с ноября 2003 г. по настоящее время); одноминутные данные X, Y, Z, F вариаций геомагнитного поля (с ноября 2003 г. по настоящее время); локальный k-индекс геомагнитной активности (с 1996 г.по настоящее время). В связи с землетрясением рассмотрено поведение 1-секундных X-, Y-, Zкомпонент геомагнитного поля, зарегистрированных за пять суток до, во время и пять суток после землетрясения 25 ноября 2016 г. с магнитудой M=6,4. Обработка секундных данных Х-, Ү-, Z-компонент геомагнитного поля проведена с использованием программы MatLab. Получены значения вариаций полного вектора геомагнитного поля F (X, Y, Z), вычисленного по вариациям Lemi-008 и принятым базисным значениям на данные сутки.

Время yyyy-mm-ddThh:mm:cc.ccc	Широта	Долгота	Глубина км	Магни- туда	Тип магнитуды	к	День
2016-11-25T14:18:59.750Z	39,1868	73,9162	10	5,2	mww	5	2
2016-11-25T14:24:30.710Z	39,2732	73,9776	17	6,4	mww	5	2
2016-11-25T14:40:03.540Z	39,3566	73,9707	10	5,1	mb	5	2
2016-11-25T14:47:12.170Z	39,0945	74,4195	10	4,5	mb	5	2
2016-11-25T15:16:25.700Z	39,193	74,0517	10	4,5	mb	5	2
2016-11-25T15:26:45.960Z	39,1904	73,9606	10	4,8	mb	5	2
2016-11-25T16:12:07.150Z	39,4121	74,2329	10	4,3	mb	5	2
2016-11-25T18:37:35.630Z	39,1788	73,8549	10	4,4	mb	5	2
2016-11-25T19:46:19.530Z	39,2383	74,3045	10	4,3	mwr	5	2
2016-11-25T20:37:30.990Z	39,2655	73,9901	10	4,2	mb	5	2
2016-11-25T20:58:21.300Z	39,1881	74,2447	10	4,9	mb	5	2
2016-11-25T23:12:44.520Z	39,2614	74,0438	10	4,4	mwr	5	2
2016-11-26T04:38:20.650Z	39,1579	74,3785	10	4,3	mb	3	3
2016-11-26T07:42:55.950Z	39,2688	73,826	10	4,2	mb	3	3
2016-11-26T08:46:15.730Z	39,292	73,9149	10	4,4	mb	3	3
2016-11-26T09:23:26.200Z	39,2848	74,2581	10	5,1	mb	3	3
2016-11-26T10:08:01.630Z	39,2451	74,2226	10	4,6	mb	3	3
2016-11-26T10:23:47.130Z	39,2872	74,3297	10	4,3	mb	3	3
2016-11-26T19:46:43.520Z	39,098	74,4524	10	4,4	mb	3	3
2016-11-27T00:29:31.150Z	39,2589	74,129	10	4,2	mb	3	4
2016-11-27T05:06:43.430Z	39,3889	74,0507	10	4,5	mb	3	4
2016-11-27T16:43:37.540Z	39,2353	74,5186	10	4,6	mb	3	4
2016-11-28T05:46:04.320Z	39,2964	74,1808	10	4,6	mb	4	4
2016-11-29T22:15:50.600Z	39,3115	74,064	10	4,4	mb	3	5
2016-12-03T07:42:44.960Z	39,3341	73,9946	54,93	4,4	mb	2	10
2016-12-04T03:27:26.530Z	39,2371	74,2008	59,28	4,1	mb	1	
2016-12-04T03:56:25.930Z	39,3235	74,2514	51,55	4,3	mb	1	
2016-12-05T01:15:14.930Z	39,2952	74,164	10	4,4	mb	2	
2016-12-05T07:02:26.470Z	39,1066	74,4577	58,42	4,4	mb	2	
2016-12-06T15:08:54.250Z	39,2112	74,2385	59,44	4,3	mb	2	
2016-12-11T03:36:26.560Z	39,2339	74,5611	10	4,6	mb	5	
2016-12-11T14:21:05.660Z	39,1491	74,708	10	4,6	mb	5	
2016-12-12T05:32:10.430Z	39,2679	74,3328	10	4,4	mb	2	
2016-12-12T14:24:05.010Z	39,4878	72,8915	52,51	4,4	mb	2	
2016-12-13T08:11:52.500Z	39,2603	74,0601	10	4,8	mb	2	
2016-12-13T22:46:37.720Z	39,374	72,7749	10	4,5	mb	2	

Таблица. Землетрясение 25 ноября 2016 г. (M=6,4), произошедшее в приграничном районе Таджикистана, Китая и Кыргызстана, и его афтершоки

Примечание: mb - магнитуда по продольным волнам; mwb - магнитуда по моменту тензора инверсии долгопериодных (~10÷100 сек) волн (P- и SH); mwc - момент, определяемый от центроида тензора момента инверсии средних и долгопериодных объемных и поверхностных волн; mwr - момент, определяемый от тензора момента инверсии полных волновых форм на региональных расстояниях (менее ~13 град.); mww - момент, определяемый от центроида тензора момента инверсии W-фазы; локальный К-индекс по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» (geomag.ionos.kz).

В последнем столбце таблицы указано, на какой день от большой или очень большой геомагнитной бури произошло землетрясение (1 – землетрясение произошло в 1-ый день; 2 – во 2-ой день и т. д.)

ГЕОМАГНИТНАЯ ОБСТАНОВКА В ПЕРИОД Землетрясения 24 ноября 2016 г.

Само землетрясение произошло на фоне большой магнитной бури продолжительностью 39 часов, которая имело место с 06 ч UT 24 ноября 2016 г. до 21 ч UT 25 ноября 2016 г.

АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ СЕКУНДНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

На рисунке приведены секундные вариации Х-, Y-, Z-компонент геомагнитного поля по данным геомагнитной обсерватории «Алма-Ата» за период 23–27.11.2016 г.





Детальный анализ секундных вариаций геомагнитного поля показал, что 23 ноября, 24 ноября и 25 ноября 2016 г. в вариациях Х-, Ү-, Z-компонент появляются синусоидальные колебания с периодами порядка 52– 55 мин:

за двое суток до землетрясения, 23.11.2016 г. с
 19 ч до 20 ч UT, произошло увеличение амплитуды
 X-компоненты с периодом порядка 52–55 мин и амплитудой порядка 20 нТл (рисунок 1-а);

 за сутки до землетрясения, 24.11.2016 г. с 13:30
 ч UT, произошла серия отклонений от суточного хода по X-, Y-, Z -компонентам с периодами порядка 30–55 мин и значениями амплитуды порядка 5–20 нТл (рисунок 1-б);

– за час до начала землетрясения, 25.11.2016 г. с 12 ч до 13 ч UT, по Х-компоненте произошло уменьшение на 20 нТл, по Ү-компоненте произошло увеличение на 20 нТл, период этих изменений порядка 52– 55 мин (рисунок 1-в и фрагмент записи – рисунок 1-г). Вариации X-, Y-, Z-компонент 26.11.2016 г. и 27.11.2016 г. явных отклонений от суточного хода не выявили (рисунок 1-д, фрагмент записи за четыре часа до землетрясения – рисунок 1-е).

Зарегистрированные пики в геомагнитных данных, соответствующие периоду 52–55 мин, близки периоду фундаментальной моды собственных сфероидальных колебаний Земли – порядка 53 мин. Это подтверждает гипотезу [8], что колебания Земли как целого приводят к модуляции активности землетрясений. Эффект модуляции проявляется, прежде всего, в тех местах, где напряженно-деформированное состояние земной коры близко к порогу, за которым происходит магистральный разрыв горных пород и возникает землетрясение. Появление афтершоков большой магнитуды говорит о том, что главный удар землетрясения 25.11.2016 г. не снял полностью накопленного напряжения горных пород. Работа выполнена при поддержке программно-целевого финансирования Аэрокосмическим комитетом Министерства оборонной и аэрокосмической промышленности Республики Казахстан, НТП О.0799, проект № 0118PK00799.

Литература

- Guglielmi, A. V. Ultra-low-frequency electromagnetic waves in the Earth's crust and magnetosphere / A. V. Guglielmi // Physics-Uspekhi: Advances in Physical Sciences. – 2007. – Vol. 177, No.12. – Р. 1257–1276. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: DOI: http://dx.doi.org/10.3367/UFNr.0177.200712a.1257
- Hattori, K. Investigation of ULF Seismo-Magnetic Phenomena in Kanto, Japan During 2000 2010: Case Studies and Statistical Studies / K. Hattori, P. Han, C. Yoshino, F. Febriani, H. Yamaguchi, C.H. Chen // Surv Geophys. – 2013. – Vol. 34. – P. 293– 316. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: DOI: 10.1007/s10712-012-9215-х.
- Hayakawa, M. Electromagnetic phenomena associated with earthquakes: Review / M. Hayakawa // Trans. Ins. Electr. Engrs. of Japan. – 2001. – Vol. 121A. – P. 893–898.
- Hayakawa, M. Monitoring of ULF (ultra-low-frequency) Geomagnetic Variations Associated with Earthquakes / M. Hayakawa, K. Hattori, K. Ohta // Sensors. – 2007. – № 7. – P. 1108–1122.
- 5. Hayakawa, M. On the fluctuation spectra of seismo-electromagnetic phenomena / M. Hayakawa // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. Vol. 301, N 11. P. 301–308. [Электронный ресурс]. Режим доступа: DOI: 10.5194/nhess-11-301-2011.
- Собисевич, Л. Е. Дилатансные структуры и электромагнитные возмущения УНЧ диапазона на этапах подготовки и развития крупного сейсмического события / Л. Е. Собисевич, А. Л. Собисевич // Вестник ОНЗ РАН. – 2010. – Т.2, NZ6027. – С. 202–213. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: DOI: 10.2205/2010NZ000045.
- Dovbnya, B.V. On the earthquake effects in the regime of Pc1 / B. V. Dovbnya // J. Atmosph. Terrestr. Physics. 2007. Vol. 69, Iss. 14. P. 1765–1769.
- 8. Guglielmi, A.V. Spectra of hidden periodicities of the geoelectromagnetic and seismic events / A.V. Guglielmi, O. D. Zotov // Solnechno-Zemnaya Fizika. 2012. Issue 20. Р. 72–75. [Электронный ресурс]. Режим доступа: DOI: 10.12737/5694.
- Masci, F. Comment on "Ultra low frequency (ULF) electromagnetic anomalies associated with large earthquakes in Java Island, Indonesia by using wavelet transform and detrended fluctuation analysis" by Febriani et al. (2014) / F. Masci, J. N. Thomas // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. – 2015. – Vol, ¬15. – P. 2697–2701. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: DOI:10.5194/nhess-15-2697-2015.
- 10. Казахстанский Национальный Центр данных [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.kndc.kz /index.php/ru/sejsmicheskie-byulleteni.
- 11. Global seismological catalogue by the National Earthquake Information Center [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://earthquake.usgs.gov.

2016 ЖЫЛҒЫ ҚАРАШАНЫҢ 25-інде БОЛҒАН МАГНИТУДАСЫ М=6,4 ЖЕРСІЛІНУІ КЕЗЕҢІНДЕГІ ГЕОМАГНИТТІК ПАРАМЕТРЛЕРДІҢ ВАРИАЦИЯЛАРЫ

Мукашева С.Н., Соколова О.И., Малимбаев А.М.

Ионосфера институты, Ұлттық ғарыштық зерттеулер мен технологиялар орталығы, Алматы, Қазақстан

Тәжікстан, Қытай және Қырғызстанның шекаралас аудандарында 2016 жылғы қарашаның 25-інде болған қатты жерсілкіну (М=6,4) кезеңіндегі және оның алдындағы геомагниттік параметрлер вариацияларының егжейтегжейлі талдауының нәтижелері көрсетілген. «Алма-ата» геомагниттік обсерваториясының деректері пайдаланылды (халықаралық коды AAA; географиялық координаттары [43,25°N; 76,95°E]; геомагниттік координаттары [34,3°N, 152,7°E]). Жерсілкінудің алдында геомагниттік өрістің компоненттің – Х-, Ү-, Z- секундттық мәндерінің вариацияларында шамамен 52–55 мин кезеңдік синусоидалық тербелістер пайда болатыны белгілі болды.

VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC PARAMETERS DURING EARTHQUAKE OF MAGNITUDE M=6.4, OCCURRED 25 NOVEMBER 2016

S.N. Mukasheva, O.I. Sokolova, A.M. Malimbayev

Institute of Ionosphere, National Center for Space Research and Technology, Almaty, Kazakhstan

This report presents the results of a detailed analysis of the variations in geomagnetic parameters on the eve and during the strong earthquake of November 25, 2016 (M=6.4) that occurred in the border area of Tajikistan, China and Kyrgyzstan. To assess the state of the geomagnetic field, the data of the geomagnetic observatory "Alma-Ata", the international code – AAA; geographical coordinates [43.25°N; 76.95°E]; geomagnetic coordinates [34.3°N, 152.7°E]. A detailed analysis of the variations of the seconds values of the X-, Y-, Z-components of the geomagnetic field showed that sinusoidal oscillations with periods of the order of 52–55 minutes appear before the earthquake in variations of the geomagnetic field.

УДК 621.039 +539.1

ИНТЕГРАЛЬНАЯ БАЗА ДАННЫХ О МИРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВАХ НА ТЕРРИТОРИИ БЫВШЕГО СССР

¹⁾ Васильев А.П., ²⁾ Горин Н.В., ³⁾ Дубасов Ю.В., ⁴⁾ Ильичев В.А., ⁴⁾ Касаткин В.В.

 ¹⁾ Международный центр по экологической безопасности, Общественный совет Госкорпорации «Росатом», Москва, Россия
 ²⁾ РФЯЦ-ВНИИТФ им. академ. Е.И. Забабахина, Снежинск Челябинской области, Россия
 ³⁾ Радиевый институт им. В.Г. Хлопина, Санкт Петербург, Россия
 ⁴⁾ ВНИПИпромтехнологии, Москва, Россия

Представлена справочно-информационная система по многолетним (1965...1988 гг.) мирным ядерным взрывам СССР: структура, возможности картографического отображения мест проведения взрывов, предоставление фотои видео-документов, технической документации, сведений об объектах с нарушениями штатных условий экспериментов. Отражена возможность оперативного получения справочной информации о взрывах (координатах, назначении, характеристиках, радиационной обстановке после взрыва, состоянии объекта на современном этапе и др.). Информация системы может быть полезна исследователям, а также специалистам и местным органам государственной власти, проводящим работу по экологической безопасности и разъяснительную работу с населением.

Введение

На территории России было проведено 80 мирных ядерных взрывов (МЯВ), из которых 60 с ядерными взрывными устройствами РФЯЦ-ВНИИТФ и 20 с устройствами РФЯЦ-ВНИИЭФ. Федеральные центры хранят документацию по проведенным взрывам, издано большое число книг по этой тематике [1–7], еще работают специалисты, принимавшие участие в их проведении. Объем информации по данной тематике чрезвычайно велик и назрела необходимость ее систематизации и создание системы поиска.

В выступлениях экологов и жителей городов близлежащих к местам проведения МЯВ, основное опасение вызывает утечка радиоактивных продуктов из скважин и загрязнение окружающей территории. Однако главная и долговременная потенциальная опасность таится и сохраняется в глубине. Взрывы проводились в основном на глубинах от 500 до 2800 м. Именно там, вблизи центра взрыва, образовались неконтролируемые глубинные захоронения делящихся и радиоактивных материалов, в том числе, жидких радиоактивных отходов, которые сохраняют потенциальную опасность в течение многих сотен лет. Остатки делящихся материалов ядерного заряда, долгоживущие осколки деления, активированные материалы конструкций изделия перемешаны с тысячами тонн расплавленного грунта (500-800 т расплава на 1 кт мощности взрыва), который является защитным барьером, предохраняющим окружающую среду от миграции радионуклидов из линзы расплава. Поскольку потенциальная опасность сохраняется в течение столетий, необходимо сохранять для потомков все основные параметры взрыва, характеристики пород вблизи зоны взрыва, данные о загрязнении территории и проводимых работах и исследованиях вблизи места проведения взрыва.

С этой целью в Международном центре по экологической безопасности Минатома России (МЦЭБ) совместно со специалистами ВНИПИпромтехнологии и с привлечением специалистов Радиевого института, РФЯЦ-ВНИИТФ и РФЯЦ-ВНИИЭФ в 2005–2006 гг. был создан первый вариант интегральной базы данных МЯВ (ИБД МЯВ). Работа над ее совершенствованием продолжалась в последующие годы при поддержке Минатома, а также специалистов Гидроспецгеологии и ИБРАЭ. Эту версию ИБД МЯВ в электронной форме МЦЭБ в 2014 г. передал Национальному оператору (НО РАО).

Структура интегральной базы данных

Иерархическая структура информации в базе данных, представленная на рисунке 1, состоит из нескольких блоков, охватывающих всю картину ядерного испытания:

- цель, место, время проведения и мощность;

– разработчик заряда (РФЯЦ-ВНИИТФ или РФЯЦ-ВНИИЭФ);

 геологические и технологические характеристики;

 конструкция технологической и наблюдательных скважин;

 графическое представление модели геологической среды вблизи зоны взрыва и горного отвода с характеристиками пород (если он имеется);

- сведения об эксплуатации объекта МЯВ;

- фотографии обстановки;
- радиационная обстановка после взрыва;
- современное состояние объекта;

 данные о нуклидном составе и активности содержимого полости взрыва.

Географическая информация представлена в базе в виде электронных векторных карт России и районов проведения взрывов.

Объект МЯВ

Радиационная обстановка после взрыва

- 1. Тип взрыва по радиационному действию
- 2. Радиационная обстановка при проведении взрыва
- 3. Наличие выпадений в ближней зоне
- 4. Наличие загрязненных территорий
- 5. Общая площадь загрязненных территорий
- 6. Причина загрязнения территории
- 7. Центральная зона и зона деформации
 - Наличие активности, ТБк
 - Количество активности, ссылка
 - Радионуклидный состав продуктов взрыва, ссылка
- 8. Максимальная мощность дозы на высоте 1м, мкГр/час
- 9. Выброс радиоактивных газов
 - Объемная активность по тритию, МБк/м³;
 - S-35 ГБк/куб.м; Кг-85, ГБк/м³
 - Суммарный выброс ТБк по тритию, S-35, Кг-85
 Ссылка
- 10. Активность в поверхностном слое почвы
 - Удельная активность, Бк/кг по Sr-90, Cs-137
 - Суммарная активность на площади 40000 м² вокруг скважины Бк по Sr-90, Cs-137
- Ссылка
- 11. Наличие загрязненного оборудования
 - Буровые трубы, длина, м
 - Кабель, загрязнение, част/ см² мин
 - Кабель, длина, м
 - Буровые трубы, загрязнение, част/см² мин
 - Грунт, объем, м³
 - Грунт, поверхностное загрязнение, част/см² мин
 - Спецодежда, загрязнение, част/см² мин
 - Оборудование
 - Состояние на период
 - Ссылка
 - Захоронение отходов
 - Захоронение отходов, ссылка
 - Примечание
- 12. Объемная активность загрязненной продукции
 - Объемная активность, Тритий, Бк/л
 - Объемная активность, Sr-90, Бк/л
 - Объемная активность, Cs-137, Бк/л

Конструкция скважины

- Устье-диаметр, мм, глубина, м
- Удлиненное устье диаметр, мм, глубина, м
- Кондуктор –диаметр, мм, глубина, м
- Обсадная колонна, диаметр, мм, глубина, м
- Спускная колонна ствол диаметр, мм, глубина, м
- Открытый ствол диаметр, мм, глубина, м
- Забивка материал, интервал, м
- Затрубье материал, интервал, м

Современное состояние объекта

- Состояние объекта на современном этапе
- Состояние объекта в настоящее время
- Организация, ведущая радиологический мониторинг
- Организация, осуществляющая радиационный мониторинг
- Паспорт объекта, ссылка
- Литература, ссылка

Основные характеристики

- Условное наименование объекта
- Шифр эксперимента
- Дата проведения взрыва
- Министерство-заказчик
- Организация, проводившая опытно-промышленные работы на объекте
- Район расположения объекта
- Место заложения ядерного заряда
- Цель проведения взрыва
- Назначение взрыва
- Ссылка на Паспорт объекта
 - Технологические характеристики
- Условное наименование объекта
- Шифр эксперимента
- Энерговыделение полное, кт ТЭ
- Количество ядерных устройств
- Расстояние между зарядными скважинами, м
- Глубина заложения ядерного устройства, м
- Приведенная глубина заложения,
- Наличие контрольных скважин
- Контрольные скважины, ссылка
- Характеристика зоны взрыва
- Месторасположение заряда в продуктивной толще
- Состав пород в месте заложения устройства
- Геологическая колонка скважин, ссылка
- Гидрогеология в районе взрыва, ссылка

Состояние объекта после взрыва

- 1. Состояние поверхности после взрыва
- 2. Перечень работ проводившихся на объекте после взрыва
- 3. Наличие поверхностного могильника
- 4. Наличие поверхностного могильника, ссылка
- 5. Наличие проекта на горный отвод
- 6. Размер откольной воронки
- 7. Размер зоны дробления
- 8. Размер зоны трещиноватости
- 9. Объекты полости
 - 1. По последним измерениям
 - 1. Время после взрыва
 - Объем, тыс.м³
 - 3. Размер полости, м
 - 2. На момент вскрытия
 - 1. Время после взрыва

3. Определенный методом закачки воздуха

11. Основные загрязняющие радионуклиды в добываемой

59

1. Время после взрыва

Объем, тыс.м³

Кровля, м

Дно, м

- 2. Кровля, м
- 3. Дно, м

10. Тип добываемой продукции

2.

3.

4

продукции

Рисунок 1. Информационные блоки интегральной базы данных

Карты МЯВ

Все карты состоят из нескольких слоев, отображающих различную информацию для каждого диапазона масштабов. При этом соблюдается общий принцип повышения информативности карты при увеличении масштаба ее отображения.

На карте независимо от масштаба точками отображаются места проведения взрывов. Название объекта приводится полностью или частично в зависимости от масштаба карты. В базовом масштабе 1:1 000 000 отображаются все объекты и их названия. Карта содержит ряд составных слоев, например, административное деление территории (рисунок 2), рельеф местности, что позволяет наглядно представить местность на карте. Этот слой, как и все остальные, при необходимости может быть отключен. Карта территории России с объектами МЯВ представляет собой атлас с базовым масштабом 1:200 000. Атлас состоит из набора фреймов, каждый из которых содержит карту местности района проведения взрыва (рисунок 3). Фреймы имеют названия, соответствующие названиям объектов МЯВ, отображенных на карте. Некоторые фреймы отображают несколько объектов, расположенных в одном районе. Карты во фреймах отображаются и становятся видимыми при масштабе меньше 1:499 999. В окне программы отображается та карта, фрейм которой активен в данный момент.

Получение информации о любом объекте, отображенном на карте, осуществляется при наведении курсора на объект и клике по нему – объект выделяется цветом и открывается таблица идентификации. При идентификации объектов МЯВ отображается краткий список значений основных параметров.



Рисунок 2. Общий вид карты МЯВ РФ с отображением административного деления



Рисунок 3. Общий вид карты МЯВ РФ с отображением объекта



Рисунок 4. Диалоговое окно «Объекты»



Рисунок 5. Диалоговое окно «Аварийные объекты»

Информация по объектам

В меню базы данных предусмотрен кнопочный механизм выбора диалогового окна «Объекты» (рисунок 4) с информацией о конкретном объекте. Могут быть запрошены «Основные характеристики», «Технологические характеристики», «Состояние объекта после взрыва» и др.

В частности, в результате нескольких кликов пользователь может получить, например, информацию по аварийным объектам (рисунок 5).

Построение ИБД

ИБД разработана на основе геоинформационной системы ArcGIS9 и СУБД Microsoft Access. ArcGIS использовалась для создания топографических карт, в Microsoft Access разрабатывались базы данных МЯВ. С использованием механизмов, реализованных в этих программных средствах, составные части ИБД были связаны между собой. Пользовательский пакет ИБД МЯВ состоит из топографической и информационной частей. Топографическая часть ИБД включает в себя карты России, Украины и Средней Азии с нанесенными на них объектами МЯВ. Информационная часть – базы данных МЯВ на территории РФ и бывшего СССР. Физически ИБД состоит из разделов (папок), содержащих исходные данные для карт и два основных блока пользовательских компонентов – топографические карты и базы данных.

Разработан оконный пользовательский интерфейс, состоящий из окон меню и форм вывода фактографической информации по объектам. Возможно одновременное отображение нескольких карт в независимых окнах программы ArcReader. Окно программы содержит несколько компонентов, отображение которых может меняться в зависимости от вида представляемой карты, а также быть изменено по желанию пользователя. Операционная система – Windows XP, оперативная память ~1 Гб, свободное место на жестком диске не менее 5 Гб.

Таким образом, в настоящее время информация о мирных ядерных взрывах на территории СССР систематизирована, оформлена в виде базы данных и передана в НО РАО.

Благодарности. Авторы благодарят всех участников разработки ИБД МЯВ, а также Агапова А.М., Ахунова В.Д., Большова Л.А., Глинского М.Л., Каменских И.М., Камнева Е.Н. за помощь в проведении этой работы. Особая благодарность сотрудникам МЦЭБ за доброжелательное отношение и помощь в организации работы всех участников. Авторы благодарят специалистов центрального аппарата ГК «Росатом» за поддержку создания базы и передачи ее Национальному оператору.

Литература

- 1. Ядерные испытания СССР. Семипалатинский полигон: Факты, свидетельства, воспоминания. Обеспечение общей и радиационной безопасности ядерных испытаний / Гл. редактор В.А.Логачев. М.: Изд-во ИГЕМ РАН, 1997. 344 с.
- Ядерные испытания СССР: Цели. Общие характеристики. Организация ядерных испытаний СССР. Первые ядерные испытания. Том 1 / под ред. В.Н.Михайлова. – Саров: РФЯЦ ВНИИЭФ, 1997. – 303 с.
- Адушкин, В.В. Ядерные испытания СССР. Технологии ядерных испытаний СССР. Воздействие на окружающую среду. Меры по обеспечению безопасности / В.В. Адушкин, И.А. Андрюшин, Н.П. Волошин, Ю.В. Дубасов, Р.И Илькаев, В.Н. Михайлов, А.А. Спивак, А.К. Чернышев // Ядерные полигоны и площадки. Том 2. – М.: Минатом РФ, 1998.
- 4. Мирные ядерные взрывы: обеспечение общей и радиационной безопасности при их проведении / отв. редактор В.А.Логачев М.: ИздАТ, 2001. 519 с.
- 5. Современная радиологическая обстановка в местах проведения мирных ядерных взрывов на территории Российской Федерации / отв. редактор В.А.Логачев. – М.: ИздАТ, 2005. – 256 с.
- Ядерные взрывы в СССР и их влияние на здоровье населения Российской Федерации / под редакцией В.А.Логачева. -М.: ИздАТ, 2008. – 470 с.
- Васильев, А.П. Ядерные взрывные технологии: эксперименты и промышленные применения / А.П. Васильев, Ю.В. Дубасов, В.А. Ильичев, В.В. Касаткин, К.В. Мясников, Н.К. Приходько, Л.Н. Солодилов, А.К. Чернышев. – Снежинск: РФЯЦ-ВНИИТФ, 2017. – 508 с.

БҰРЫНҒЫ КСРО АУМАҒЫНДАҒЫ БЕЙБІТШІЛІК ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР ТУРАЛЫ ИНТЕГРАЛДЫҚ ДЕРЕКТЕР БАЗАСЫ

¹⁾ Васильев А.П., ²⁾ Горин Н.В., ³⁾ Дубасов Ю.В., ⁴⁾ Ильичев В.А., ⁴⁾ Касаткин В.В.

 Экологиялық қауіпсіздік бойынша халықаралық орталық, «Росатом» Мемкорапорациясының қоғамдық кеңесі, Мәскеу, Ресей
 Ресейдің Федералдық ядролық орталығы – Акдемик Е.И. Забабахин атындағы Бүкілресейлік техникалық физика ғылыми-зерттеу институты, Снежинск, Ресей
 ³⁾ В.Г. Хлопин атындағы радий институты, Санкт-Петербург, Ресей
 ⁴⁾ Бүкілресейлік өндірістік технологиялар ғылыми-зерттеу және жобалау-іздестіру институты, Мәскеу, Ресей

КСРО-ның көп жылдық (1965...1988 жж.) бейбітшілік ядролық жарылстары бойынша анықтамалық-ақпараттық жүйе ұсынылған: құрылымы, жарылыстарды өткізу орындарының картографиялық бейнелеуі, фото- және бейне-құжаттар, техникалық құжаттама, эксперименттердің штаттық жағдайларының бұзушылықтары бар объектілер. Жарылыстар жөніндегі анықтамалық ақпаратты (координаттарын, мақсатын, сипаттамаларын, жарылыстан кейінгі радиациялық жағдайын, қазіргі заманғы объектінің күйін және т.б.) жедел алу мүмкіндігі көрсетілген. Жүйенің ақпараты зерттеушілерге, сондай-ақ экологиялық қауіпсіздік жұмыстарын және халыққа түсіндіру жұмыстарын жүргізетін жергілікті мемлекеттік үкімет органдарының мамандарына пайдалы болуы мүмкін.

INTEGRATED DATABASE ON PEACEFUL NUCLEAR EXPLOSIONS WITHIN THE FORMER USSR

¹⁾ A.P. Vasiliev, ²⁾ N.V. Gorin, ³⁾ Yu.V. Dubasov, ⁴⁾ V.A. Ilichev, ⁴⁾ V.V. Kasatkin

 ¹⁾ International Environmental Safety Center, ROSATOM Public Council, Moscow, Russia
 ²⁾ Russian Federal Nuclear Center– Zababakhin All-Russia Research Institute of Technical Physics (RFNC-VNIITF), Snezhinsk, Russia
 ³⁾ V.G. Khlopin Radium Institute, St. Petersburg, Russia
 ⁴⁾ All-Russian Research and Design Institute for Industrial Technology, Moscow, Russia

The reference-information system that includes all results of the years-long activities (1965...1988) on peaceful nuclear explosions (PNE) in the USSR is presented. A user of this reference-information system can obtain maps of PNE sites and regions, as well as photographic, video, technological documents and facilities with violations of experiment conditions. This information system can immediately provide reference data on explosions (coordinates and well geometry of an explosion, its nearby territory and purpose, its results and characteristics, radiation situation just after a particular explosion, facility's condition at the modern stage, etc.). This reference-information system can be of great help to researchers as well as local administration bodies involved in activities of ecological safety and population awareness-building.

АЛГОРИТМЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ 2D–3D СРЕД В ЗАДАЧАХ МОНИТОРИНГА ЗОН ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ

^{1, 2)} Хайретдинов М.С., ¹⁾ Караваев Д.А., ^{1, 2)} Якименко А.А.

¹⁾ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия ²⁾ Новосибирский государственный технический университет, Новосибирск, Россия

Рассмотрена задача восстановления скоростной модели упругой среды при мониторинге зон подземных ядерных взрывов. Подход основан на решении набора прямых задач геофизики. Приведено краткое описание метода численного моделирования полного волнового поля, представлены результаты численных экспериментов по моделированию среды с включением в виде полости, образующейся в результате проведения подземного ядерного взрыва. Разработанное программное обеспечение предусматривает создание 2D и 3D моделей неоднородных упругих сред. Представлены результаты вычислительных экспериментов.

Введение

Основные задачи моделирования предусматривают создание инструментальных программных средств мониторинга кавернозных и прилегающих к ним зон подземных ядерных взрывов для слежения за временной динамикой изучаемых областей. Экологический аспект решаемых задач связан с необходимостью контроля подземных путей возможного распространения радиоактивных продуктов, образующихся при подземных ядерных взрывах. Целью разрабатываемых вычислительных технологий является:

1. Разработка и адаптация алгоритмов численного моделирования распространения упругих волн в неоднородных 2D–3D средах.

2. Разработка структурной схемы и параллельной технологии численного моделирования на гибридных архитектурах.

3. Проведение расчетов средствами MPI+ ОрепMP и MPI+CUDA для 3D моделирования распространения упругих волн в неоднородных средах на тестовых моделях.

Рассмотрены динамические задачи теории упругости по численному моделированию распространения упругих волн в 2D и 3D неоднородных средах. Решение задачи теории упругости в терминах скоростей перемещений и напряжений численно реализуется с помощью разностного метода со схемой на смещенных сетках [1, 2]. Область моделирования представляет собой параллелепипед с прямолинейной геометрией свободной поверхности в трехмерной или параллелограмм в двухмерной прямоугольной системе координат. Модель упругой среды может иметь неоднородную структуру и сложные границы сред, располагаемые внутри расчетной области. Вся область моделирования собирается из набора геометрических фигур, которые имеют аналитическое описание. Основной интерес представляют модели с включениями в виде трехмерных или двухмерных полостей, геометрия которых похожа на эллипсоид либо сферу [3-5]. Таким образом, используя разработанные программы, обеспечивается возможность создавать сложные неоднородные модели с включениями и проводить численное моделирование сейсмического поля для изучения его структуры и отличительных особенностей.

ТРЕХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

В части разработки параллельных алгоритмов численного моделирования проведено усовершенствование численного алгоритма для расчета трехмерных неоднородных моделей с трехмерными полостями. Такие модификации связаны с реализаций дополнительных граничных условий, подобных граничным условиям на свободной поверхности, применительно к геометрии границы полого включения. Поскольку основным методом выбран сеточный метод, то граница включения представляется набором прямоугольных элементов сетки. Для каждой точки границы в зависимости от геометрии расположения ее сеточных элементов для каждой точки разностной схемы определятся набор граничных условий: σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , σ_{xy} , σ_{xz} , σ_{yz} . Т. е. таким способом для каждой точки в каждом из трехмерных сечений определяется набор граничных условий. Для этого программным способом реализован дополнительный алгоритм и способ, позволяющий определить принадлежность точки граничной области или внутренней области расчетов. В качестве примера тестовой трехмерной модели была построена однородная модель с трехмерным включением - полым шаром. Область моделирования имела размеры вдоль координатных осей Ох, Оу, Оz - 4,0 км, 1,0 км, 1,0 км, соответственно, и значения упругих характеристик: $V_P = 2,2$ км/с, $V_S = 1,1$ км/с, $\rho = 2,65$ км/с. Центр включения – шар радиусом 0,22 км, – располагался в точке с координатами 2,0 км, 0,5 км, 0,52 км (рисунок 1). Источник сейсмических волн – точечный, с несущей частотой 10 Гц, располагался вблизи свободной поверхности в точке с координатами по осям Ox, Oy - 0,3 км и 0,5 км, соответственно.



срез модели в плоскости Охz через точку расположения точечного источника сейсмических волн

Рисунок 1. Трехмерная геометрия неоднородной упругой среды с полым включением в виде шара

Для трехмерного моделирования распространения сейсмических волн разработана программная реализация для расчетов на кластерах с МРР (Massive Parallel Processing) и SMP (Symmetric Multiprocessing) архитектурами на основе параллельного алгоритма с учетом возможностей расчетов трехмерных моделей с полостями. Для реализации параллельных расчетов на многоядерных вычислительных системах используются возможности МРІ (Message Passing Interface) и OpenMP (Open Multi-Processing). MPI применяется для реализации расчетов на узлах кластера, обмена информацией между вычислительными соседними устройствами. OpenMP – для распараллеливания расчетов в рамках многоядерного вычислительного устройства. Использовалась параллельная схема на основе одномерной декомпозиции расчетной области на трехмерной подобласти вдоль координаты Оz. Для расчетов с использованием MPI и CUDA (Compute Unified Device Architecture) разработана программа для моделирование неоднородных упругих сред. В программе реализованы управление вычислительными устройствами и обмены данными для одномерного способа декомпозиции расчетной области с использованием MPI. Распараллеливание расчетной части реализовано при использовании CUDA. С такой программой можно проводить расчеты для упругих моделей сред, можно использовать и включения, которые представляют собой часть упругой среды, которые описываются аналитически и характеризуются упругими параметрами. Численное моделирование проводилось на многоядерной вычислительной системе НКС-30Т ССКЦ. Для проведения расчетов использовались СРИ узлов кластера и 16 МРІ потоков. По результатам трехмерного моделирования получены теоретические сейсмограммы и снимки волнового поля для различных компонент (Х, У, Z) продольных и поперечных упругих волн (рисунки 2-4).



слева – по продольным волнам; справа – по поперечным волнам

Рисунок 2. Снимки Ux компоненты трехмерного волнового поля для модели в плоскости Oxz через точку расположения точечного источника сейсмических волн



слева - по продольным волнам; справа - по поперечным волнам

Рисунок 3. Снимки Uy компоненты трехмерного волнового поля для модели в плоскости Oyz через точку расположения точечного источника сейсмических волн



слева - по продольным волнам; справа - по поперечным волнам

Рисунок 4. Снимки Uz компоненты трехмерного волнового поля для модели в плоскости Oxz через точку расположения точечного источника сейсмических волн

Двухмерное моделирование

Другая задача связана с численным моделированием двухмерного поля сейсмических волн при использовании распределения значений скоростей продольной и поперечной упругих волн, полученных экспериментально на различных профилях наблюдений. Для обработки представленных графических данных и возможности проведения расчетов сейсмических полей разработана программа, позволяющая проводить построение двухмерной геометрии модели упругой среды и получать распределение значений упругих параметров для выбранной пользователем расчетной сетки. Для задания кусочно-гладких границ в модели реализован алгоритм определения попадания точки в многоугольник. В связи с этим пользователю необходимо сформировать набор таких многоугольников путем задания набора точек, представляющих координаты в двумерной прямоугольной системе координат вершин многоугольника, а также набор значений упругих параметров для этих областей. Каждая из областей, каждый из многоугольников, представляют собой однородную упругую область, и значения упругих параметров одинаково для всех точек, принадлежащих выделенной подобласти. Общая модель представляется набором областей, представленных многоугольниками, со своими значениями параметров. Основными входными данными служат: размер сеточной модели, шаг сетки, набор координат точек и свойств для каждого многоугольника. Результатом работы программы является набор бинарных файлов с распределением значений упругих параметров на созданной расчетной сетке. Такие файлы можно открывать и просматривать на соответствие в среде Matlab. Разработана также программа для восстановления модели среды по набору данных вдоль вертикальных разрезов. В этом случае применяется алгоритм сплайн интерполяции.

Тестирование и отладка программы проведена на примере скоростного разреза по продольным волнам профиля 0 участка Балапан Семипалатинского испытательного полигона. Размеры расчетной сетки составили 6000×300 точек. Размер области моделирования – 6000×300 м. Результаты работы программы и данные представлены на рисунке 5. На рисунке 5-а приведены графические данные, по которым выбраны координаты вершин, представляющих подобласти и значения упругого параметра. В нижней части рисунка 5 представлен результат работы программы – распределение значений параметра на расчетной сетке.

По предоставленным скважинным данным с использованием разработанного программного обеспечения проведено восстановление двухмерных моделей упругих сред для различных профилей. Использовался источник с частотой 5 Гц. На рисунке 6 представлена двухмерная упрощенная восстановленная модель упругой среды на основе алгоритма сплайн интерполяции.

Для представленного профиля проведено численное моделирование поля сейсмических волн с использованием точечного источника с различной частотой сигнала. Координаты источника по оси Ох составляли 0,5 км. Результаты моделирования для источника с частотой 15 Гц представлены на рисунке 7 (по горизонтали – ось Ох, по вертикали – ось Oz).



б) по результатам численного моделирования

Рисунок 5. Построение геометрии модели и определение значений на модельной сетке на основе алгоритма задания кусочно-гладких областей



Рисунок 6. Построение геометрии модели и определение значений на модельной сетке на основе алгоритма интерполяции по вертикально распределенным данным



Рисунок 7. Снимки вертикальной компоненты сейсмического поля по профилю. Частота источника 15 Гц

Выводы

В статье представлены результаты разработки программного обеспечения для численного моделирования распространения сейсмических волн в 2D и 3D неоднородных упругих средах путем решения набора прямых задач геофизики. Программы позволяют проводить построение сеточных моделей, а именно, задаваясь геометрическим строением упругих сред, определять распределение значений упругих параметров. Показана практическая применимость программ для расчета различных моделей упругих сред. Представлены результаты численных экспериментов в виде снимков волнового поля.

Работа выполнена при поддержке гранта 1760/ГФ на 2015–2017 гг. Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Virieux, J. SH wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method / J. Virieux // Geophysics, 1984. 51. P. 889–901.
- 2. Levander, A. Fourth-order finite difference P-SV seismograms / A. Levander // Geophysics, 1988. 53. P. 1425-1436.
- Якименко, А.А. Моделирование сейсмических полей в задаче контроля и прогнозирования последствий подземных ядерных испытаний / А.А. Якименко, Д.А. Караваев, А.В. Беляшов // Интерэкспо Гео-Сибирь, 2015. – Т. 4. № 1. – С. 111–115.
- Хайретдинов, М.С. Численное моделирование волнового поля в зонах подземных ядерных взрывов / М.С. Хайретдинов, Д.А. Караваев, А.А. Якименко // Вестник НЯЦ РК, 2014. – вып. 2. – С. 76–80.
- Глинский, Б.М. Численное моделирование распространения упругих волн в кавернозных средах / Б.М. Глинский, Д.А. Караваев, В.Н. Мартынов, М.С. Хайретдинов // Вестник НЯЦ РК, 2010. – вып. 3. – С. 96–100.

ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР ЗОНАЛАРДЫҢ МОНИТОРИНГІ МІНДЕТТЕРІНДЕ 2D–3D ОРТАЛАРДЫҢ ЖЫЛДАМДЫҚ МОДЕЛЬДЕРІН ҚАЛПЫНА КЕЛТІРУ АЛГОРИТМДЕРІ МЕН НӘТИЖЕЛЕРІ

^{1, 2)} Хайретдинов М.С., ¹⁾ Караваев Д.А., ^{1, 2)} Якименко А.А.

¹⁾ РҒА СБ Есептеу математика және математикалық геофизика институты, Новосибирск, Ресей ²⁾ Новосибирск мемлекеттік техникалық университеті, Новосибирск, Ресей

Жерасты ядролық жарылыстар зоналардың мониторингі тақырыптамасында серпімді ортаның жылдамдық моделін қалпына келтіру мәселесі қарастырылған. Тәсілдемесі геофизиканың тікелей міндеттері жинағын шешуінде негізделген. Толық толқындық өрісін сандық модельдеу әдісі қысқаша сипатталған, қосумен орталарды модельдеу бойынша сандық эксперименттердің нәтижелері берілген. Қосуы, жерасты ядролық жарылыс нәтижесінде пайда болатын қуыстың аналогы болып келеді. Біртекті емес серпімді орталардың 2D–3D модельдерін жасау үшін әзірленген программалық жасауы сипатталады. Эксперименттердің теоретикалық нәтижелері көрсетілген.

ALGORITHMS AND RESULTS OF 2D-3D MEDIA VELOCITY MODEL RECONSTRUCTION IN TASKS OF UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSIONS MONITORING

^{1, 2)} M. S. Khairetdinov, ¹⁾ D. A. Karavaev, ^{1, 2)} A. A. Yakimenko

¹⁾ Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of Siberian Branch RAS, Novosibirsk, Russia ²⁾ Novosibirsk State Technical University, Novosibirsk, Russia

The paper considers the problem of velocity model reconstruction of an elastic medium in the problem of monitoring the zones of underground nuclear explosions. An approach based on solving a set of forward geophysical problems is considered. For the first method, a brief description of the method for numerical simulation of the full wave field is represented. Results of numerical experiments on modeling the medium with inclusion are also presented. Inclusion is an analogue of the cavern formed as a result of underground nuclear explosion. The software for creating 2D and 3D models of heterogeneous elastic media was developed. Theoretical results of experiments are presented.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЗМУЩЕНИЙ ОТ ЛИТОСФЕРЫ ДО ИОНОСФЕРЫ НА ПРИМЕРЕ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Салихов Н.М., Пак Г.Д.

Институт ионосферы Национального центра космических исследований и технологий, Алматы, Казахстан

Исследованы литосферно-атмосферно-ионосферные связи на примере распространения возмущений от литосферы до ионосферы при подземных ядерных взрывах на Семипалатинском испытательном полигоне и двух землетрясениях (Mb=3,5 и Mb=3,6) вблизи г. Алматы. Комплексом измерительного оборудования, установленного в горной местности, за семь дней до землетрясения зарегистрированы одновременно аномальные эффекты в вариациях интенсивности потока гамма-квантов, температуры, акустических импульсов и доплеровском сдвиге частоты (ДСЧ) ионосферного сигнала. Ретроспективный анализ записей вариаций ДСЧ ионосферного сигнала при подземных ядерных взрывах на Семипалатинском испытательном полигоне выявил на записях ДСЧ возмущения спустя 15–18 минут после взрыва и отклика ионосферы на акустическую волну. Аномальные эффекты, зарегистрированные в ионосфере при проникновении в приземную атмосферу радиоактивных продуктов от ПЯВ и при повышении потока гамма-квантов перед землетрясением, имеют, по-видимому, общий механизм передачи возмущений в ионосферу, а именно изменение ионизации пограничного слоя атмосферы, приводящее к изменению общего тока между ионосферой и Землей.

Введение

В последние десятилетия возрос интерес к исследованиям механизмов передачи возмущений от литосферы до высот ионосферы при активизации геофизических процессов естественного и искусственного происхождения. Наиболее мощным искусственным воздействием на геофизическую среду и биосферу обладают ядерные взрывы. При проведении подземных ядерных взрывов (ПЯВ) на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП) в восьмидесятых годах прошлого столетия активно изучался акустический механизм распространения инфразвуковых волн через атмосферу и их эффекты в ионосфере методом доплеровского сдвига частоты (ДСЧ). Исторически это было связано с необходимостью дистанционного обнаружения эффектов в ионосфере от промышленных и подземных ядерных взрывов [1]. При прохождении акустической волны от взрыва на записях ДСЧ четко выявлялись возмущения в ионосфере, и еще в то время нами было отмечено, что после отклика ионосферы на прохождение акустической волны на записях вариаций ДСЧ ионосферного сигнала возникали возмущения, механизм появления которых не обсуждался. В данной статье мы вернулись к рассмотрению этих, ранее не исследованных эффектов, на примере 18-ти подземных ядерных взрывов, произведенных на Семипалатинском испытательном полигоне.

ИОНОСФЕРНЫЕ АНОМАЛИИ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОДЗЕМНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ (АНАЛИЗ ИСТОРИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ ДОПЛЕРОВСКОГО СДВИГА ЧАСТОТЫ ИОНОСФЕРНОГО СИГНАЛА)

Для регистрации отклика ионосферы на подземные ядерные взрывы был использован аппаратнопрограммный комплекс (АПК) доплеровских измерений, в основу которого заложен принцип работы петли фазовой автоподстройки частоты (ФАПЧ) и реализована возможность измерения ДСЧ большего по амплитуде луча в условиях многолучевости [1, 2]. На рисунке 1 приведена оригинальная запись ДСЧ во время последнего подземного ядерного взрыва мощностью 75 кт, произведенного 19 октября 1989 г в 09 ч 50 мин 00с (GMT) на Семипалатинском испытательном полигоне в скважине № 1365 площадки Балапан.



по оси абсцисс – время в секундах от начала взрыва



Радиозондирование ионосферы проводилось на трассе Курчатов (N50,715 E78,621) - Саржал (N49,6 E78,683) с частотой радиозондирования f = 7,727 МГц. На рисунке 1 видно, что через 510 с (8,5 мин) после ПЯВ в записях доплеровского сдвига частоты ионосферного сигнала сначала появляется возмущение, вызванное проникновением акустических волн в ионосферу (рисунок 1-а), источником которого является движение земной поверхности в откольной зоне. Затем через 1005 с (16,75 мин) после взрыва наблюдается всплеск значительно меньшей амплитуды (рисунок 1-б), чем при акустическом воздействии. Сравнение экспериментальных записей доплеровского сдвига частоты на рисунках 1-а и 1-б показывает, что не только время появления, но также форма и величина вторичного эффекта отличаются от эффектов воздействия на ионосферу акустических волн от ПЯВ. В экспериментах регистрация ДСЧ после взрыва продолжалась, как правило, не более 30-40 мин, тем не менее, это позволило зарегистрировать появление вторичных возмущений в ионосфере после подземных ядерных взрывов. На записях ДСЧ возникновение вторичного эффекта в ионосфере регистрировалось в среднем через 15-18 мин после взрыва. Хотя мы не располагаем официальной информацией о радиационной обстановке во время проведения данного взрыва, по воспоминаниям сотрудников, обеспечивающих радиационный контроль и радиационную безопасность, при проведении эксперимента в скв. 1365 19 октября 1989 г. [3] наблюдался выход продуктов ядерного взрыва на дневную поверхность с повышением радиационного фона в районе эпицентра взрыва до 15-40 Р/час. Мы обратили внимание, что время появления ионосферной аномалии после взрыва соизмеримо со временем повышения радиоактивности атмосферы после подземных ядерных взрывов при прямых измерениях радиоактивного фона атмосферы с вертолетов и



Рисунок 2. Образование отрицательной аномалии в ионосфере спустя 1 ч после взрыва в Северной Корее 12 февраля 2013 г.[6]

самолетов [4, 5]. По статистике взрывы неполного камуфлета, сопровождающиеся незначительным истечением радиоактивных газов, составляли 45% от общего количества взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне [5], 67% от осуществленных подземных испытаний на Новоземельском полигоне [4]. Практика проведения подземных испытаний на Арктическом ядерном полигоне показала. что при всех камуфлетных ядерных взрывах, в результате фильтрации через зоны расплава, дробления, микро- и макротрещиноватости происходит выход на поверхность радиоактивных компонентов от ПЯВ. Если выход произошел менее чем через 1 мин, в атмосфере обнаруживаются изотопы стронция-89, -90, барий-140, цезий-137, свыше 1 мин, но не более 33 мин – изотопы стронций-89 и цезий-137, а от 33 до 40 мин – лишь цезий-137. В результате сейсмического воздействия энергии ядерного взрыва на горный массив в атмосферу выбрасываются большие массы естественных радона, тория и их дочерних продуктов распада [4]. Выход в атмосферу радионуклидов приводит к ионизации приземных слоев атмосферы, что является одним из звеньев передачи возмущения в системе литосфера-атмосфера-ионосфера.

В качестве примера, приводятся результаты современного исследования состояния ионосферы во время подземного ядерного взрыва на северокорейском ядерном полигоне 12 февраля 2013 г. После ПЯВ были зарегистрированы подземные толчки с магнитудой 4,9 и через 1 час после ядерного взрыва по спутниковым данным GPS выявлено образование отрицательной аномалии в ионосфере [6]. На рисунке 2 показано отрицательное отклонение полного электронного содержания вследствие смещения радиоактивного облака в сторону японского о-ва Хонсю под влиянием северо-западного ветра.



красной стрелкой отмечено возрастание ДСЧ ионосферного сигнала с выходом на максимум через 6 мин после взрыва

Рисунок 3. Результаты измерений амплитуды и доплеровской частоты при подземном ядерном взрыве 28 июля 1978 г. [8] По мнению авторов, локальные изменения электронной концентрации в ионосфере при подземном ядерном взрыве связаны с изменениями проводимости атмосферы вследствие ионизации пограничного слоя при выходе на поверхность радиоактивных компонентов от ПЯВ. Такая же последовательность передачи возмущений от литосферы до ионосферы может рассматриваться как возможный механизм появления вторичных эффектов в ионосфере, зарегистрированных нами во время ПЯВ на Семипалатинском испытательном полигоне. Отметим, что в эксперименте «Масса» (260 тонн ТНТ, 1981 г) [2, 7] во время проведения наземного фугасного взрыва в записях ДСЧ вторичный эффект в ионосфере не наблюдался.

Еще одним подтверждением передачи возмущения в ионосферу при проникновении радиоактивных веществ в приземную атмосферу являются результаты измерения ДСЧ во время ПЯВ 28 июля 1978 г. Подземный ядерный взрыв с неполным камуфлетом был произведен на Семипалатинском испытательном полигоне в пределах горного массива Дегелен 28 июля 1978 г в 2 ч 46 мин 57,8с UT. Координаты места взрыва: N49,755 E78,145. Это был первый взрыв, во время которого мы начали проводить измерения доплеровского сдвига частоты ионосферного сигнала. Взрыв был произведен в штольне, и групповой заряд состоял из пяти частей. Мощность одного из них была от 20 до 150 ктн, а каждого из остальных – между 1 и 20 ктн [8, 9]. Во время взрыва произошел незапланированный выход продуктов взрыва на поверхность. Через 7-9 с после взрыва зарегистрировано возмущение амплитуды радиосигнала (положительный выброс) и одновременно отрицательный выброс в доплеровской частоте (рисунок 3). Авторы [8] считают, что наблюдаемый интерференционный эффект вызван отражением радиоволны от ионизированного облака, возникшего при взрыве, в интервале высот 1,23-7,4 км и не может быть объяснен распространением акустической волны от взрыва до высот ионосферы. На рисунке 3 обращает на себя внимание присутствие еще одного всплеска ДСЧ ионосферного сигнала (отмечен красной стрелкой), происхождение которого в [8] не рассматривалось. Этот всплеск возник после взрыва одновременно с интерференционным эффектом, с выходом на максимум примерно через 6 мин, что не может быть объяснено распространением акустической волны, хотя бы до высот Е-области ионосферы (~100 км). Возрастание доплеровского слвига частоты началось практически одновременно с выбросом радиоактивных продуктов от ПЯВ.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛИТОСФЕРНО-АТМОСФЕРНО-ИОНОСФЕРНЫХ СВЯЗЕЙ ВО ВРЕМЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВБЛИЗИ Г. АЛМАТЫ

Эманация радиоактивных газов из горных пород (радона и его дочерних продуктов распада) рассматривается в ряде работ, например, в [10] как возможный индикатор процесса подготовки землетрясений в силу причинной зависимости от изменений напряженно-деформационного состояния горных пород в сейсмически активных регионах. Производимое радиоактивными веществами изменение уровня ионизации в приземной атмосфере влияет на проводимость пограничного слоя атмосферы до высот 1–2 км от поверхности земли и оказывает основное влияние на ток между ионосферой и Землей. Это, в свою очередь, способствует генерации электрических полей в ионосфере, приводя к образованию неоднородностей электронной концентрации. Механизмы литосферноатмосферно-ионосферной (ЛАИ) связи и появления возмущений в ионосфере в периоды подготовки землетрясений изложены в [6, 11–13]. Данная концепция была положена в основу планирования эксперимента данной работы.

Литосферно-атмосферно-ионосферные связи исследуем на примере двух слабых землетрясений – 30 декабря 2017 г. и 2 февраля 2018 г., произошедших в г. Алматы и его окрестностях. Согласно информации Центра данных РГП ИГИ (www.kndc.kz):

– 30 декабря 2017 г. в 15 ч 55 мин 45 с по Гринвичу в 19 км на юг от г. Алматы произошло землетрясение (координаты эпицентра: 43,05 град северной широты, 76,87 град восточной долготы) с магнитудой Mb=3,5. Энергетический класс К=7,4. Глубина очага землетрясения 3 км (землетрясение произошло вблизи очагов катастрофических Верненского землетрясения 1887г и Кеминского землетрясения 1911 г.);

- 2 февраля 2018 г. в 09 ч 20 мин 44,24 с по Гринвичу в г. Алматы произошло землетрясение (координаты эпицентра: 43,1486 град северной широты, 76,8786 град восточной долготы) с магнитудой Mb=3,6. Энергетический класс К=8. Глубина очага землетрясения 4 км (землетрясение ощущалось в г. Алматы с интенсивностью 3–4 балла).

На рисунке 4 приведена схема расположения эпицентра землетрясения 30 декабря 2017 г. относительно научных станций «Космостанция», Радиополигон «Орбита», измерительной скважины и очага катастрофического Верненского землетрясения 1887 г. M=7,3.



«Космостанция» - N43,04351 E76,94139; Радиополигон «Орбита» - N4,05818 E7,9727; Эпицентр Верненского землетрясения 1887 г. - N43,1 E76,8

Рисунок 4. Схема расположения эпицентра землетрясения 30.12.2017 г. относительно пунктов «Космостанция», Радиополигон «Орбита», измерительная скважина, эпицентр Верненского землетрясения 1887 г.
В исследовании использован комплекс измерительного оборудования, позволяющий проследить цепочку передачи возмущений в геофизических полях от литосферы до высот ионосферы. На территории научной станция «Космостанция», расположенной на высоте 3340 м над уровнем моря, находится не заполненная водой измерительная скважина, глубиной около 100 м. Скважина расположена в 13,3 км от очага Веренского землетрясения 1887 г. и в 16,3 км от очага Кеминского землетрясения 1911 г. В скважине установлено следующее измерительное оборудование:

– гамма-детектор с кристаллом натрий-йод NaI(TI), СДН.30, Ø40 мм, предназначенный для измерения вариаций интенсивности потока гаммаквантов на глубине 39 м;

 датчики температуры – 4 шт. на глубинах 1 м, 24 м и 39 м, а также на открытом воздухе рядом со скважиной;

– акустический микрофон (Физико-технический Институт МОН РК) чувствительностью 25 Па/мВ для регистрации сейсмоакустической эмиссии, установленный на глубине 52 м.

Вариации интенсивности потока гамма-квантов в приземной атмосфере регистрировали также вблизи скважины с помощью сцинтилляционного детектора БДЭГ2-39 (Россия) с кристаллом натрий-йод NaI(TI), Ø150мм. Калибровка наземного и скважинного гамма-детекторов проведена с помощью эталонных источников Am-241 (E_{γ} =60 кэВ) и Cs-137 (E_{γ} =660 кэВ).

Для регистрации отклика ионосферы на активизацию сейсмических процессов использован аппаратно-программный комплекс (АПК) доплеровских измерений, в основу которого заложен принцип работы петли фазовой автоподстройки частоты (ФАПЧ) и реализована возможность измерения ДСЧ большего по амплитуде луча в условиях многолучевости [14, 15]. Измерение ДСЧ в условиях многолучевости является важным преимуществом перед другими методами доплеровских измерений. Все это позволяет обеспечить круглосуточный режим измерений с высоким уровнем автоматизации. В АПК доплеровских измерений включен пакет программ, созданный специально для выявления откликов ионосферы на различные гелио-геофизические события.

На Радиополигоне «Орбита», расположенном на высоте 2750 м над ур. м. в 2,9 км от «Космостанции», находится аппаратно-программный комплекс регистрации акустических волн в приземной атмосфере в инфразвуковом диапазоне частот.

Эпицентр землетрясения 30.12.2017 г. находился всего в 5,3 км от скважины. Столь редкий случай близкого расположения эпицентра к измерительному оборудованию в скважине позволил зарегистрировать отклик в вариациях интенсивности потока гамма-квантов, акустических импульсов и температуры на слабое землетрясение. Анализ данных выполнен за период с 9 декабря 2017 г. по 8 января 2018 г. Фоновые значения интенсивности потока гамма-квантов с 9 до 23 декабря имели лишь небольшие вариации, 23 декабря – за семь дней до землетрясения, - измерительным комплексом, расположенным в скважине, зарегистрированы аномальный всплеск интенсивности потока гамма-квантов в диапазоне низких энергий 50-200 кэВ (рисунок 5-б) и небольшое повышение температуры (рисунок 5-а). Повышенный уровень гамма-излучения сохранялся на протяжении 3-х дней и в последующий период вплоть до землетрясения. В то же время микрофон зарегистрировал два геоакустических всплеска (рисунок 5-в) с максимумом 23 декабря и 30-31 декабря (в день землетрясения и после него).







вертикальная линия – время землетрясения 30.12.2017 г.

Рисунок 6. Динамический спектр мощности вариаций потока гамма-квантов в скважине до землетрясения (а) и в день землетрясения (б)

Следует отметить, что в работах, нацеленных на поиск краткосрочных предвестников землетрясений, зачастую не приводятся данные о возмущениях непосредственно в момент землетрясения. В данном эксперименте для обнаружения возможного косейсмического отклика на землетрясение были применены методы спектрального анализа – расчет динамического спектра мощности вариаций потока гаммаквантов в скважине (рисунок 6). В результате установлено очевидное увеличение динамического спектра мощности потока гамма-квантов на фоне суточных вариаций в день землетрясения (рисунок 6-б). А за семь дней до землетрясения всплеск динамического спектра мощности вариаций потока гаммаквантов в скважине более чем в 7000 раз превосходил мощность динамического спектра фоновых вариации потока гамма-квантов и достигал 777 имп² (рисунок 6-а).

Анализ вариаций потока гамма-квантов показал, что отклик на активизацию сейсмических процессов наблюдался как в скважине, так и в приземной атмосфере. Однако следует подчеркнуть, что выделение сейсмогенных возмущений в вариациях потока гамма-квантов в приземной атмосфере ограничено подверженностью влияниям факторов внешней среды, в частности, выпадению осадков в виде дождя, снега и града [16], изменениям влажности атмосферного воздуха, температуры. В скважине на глубине 39 м осадки не оказывают влияния на фоновые вариации потока гамма-квантов, а температура воздуха колеблется на уровне тысячных долей градуса. Поэтому в период наблюдений, начиная с 23 декабря, возмущения в вариациях потока гамма-квантов в скважине проявились более отчетливо, и хорошо зарегистрирован не только всплеск, но и тонкая структура отклика на процессы подготовки землетрясения (рисунок 7-а). Отклик в вариациях потока гамма-квантов в приземной атмосфере на процесс подготовки землетрясения также присутствует, но имеет более сглаженную форму (рисунок 7-б).

На графиках (рисунок 7) показано, что повышение интенсивности гамма-излучения в приземной атмосфере запаздывало относительно всплеска ионизации внутри скважины, что обусловлено, по-видимому, последовательностью перемещения радиоактивных элементов на поверхность земли с задержкой около 5 час.

Исследования последних десятилетий показали, что ионосфера весьма чувствительна к процессам, происходящим в литосфере в периоды подготовки и во время крупных землетрясений. Разрабатываются новые методы и комплексные подходы с использованием наземных и спутниковых средств наблюдения, чтобы повысить достоверность обнаружения сейсмогенных эффектов в ионосфере. В данной работе мы применили модифицированный метод доплеровских измерений ионосферного сигнала [14, 15], позволяющий проводить кратковременные и длительные наблюдения за динамикой вспышек ионизации и отслеживать возмущенность в ионосфере накануне и во время землетрясений. За семь дней до землетрясения (23 декабря 2017г) в вариациях ДСЧ ионосферного сигнала отмечен минимум (рисунок 5-д), который совпал с началом резкого повышения интенсивности потока гамма-квантов и максимумом акустических всплесков. В день землетрясения (30 декабря 2018г) небольшое повышение ДСЧ совпало со вторым максимумом акустических импульсов. Отметим, что геомагнитная обстановка в период с 18 по 31 декабря была спокойной, магнитные бури отсутствовали (tesis.lebedev.ru), что является важным условием достоверности выявления сейсмогенных откликов ионосферы.

Схожие, но менее выраженные эффекты в параметрах исследуемых геофизических полей при активизации сейсмических процессов, отмечены накануне и во время другого землетрясения 2 февраля 2018 г. с Mb=3,6, произошедшего на территории г. Алматы. Эпицентр этого землетрясения находился значительно дальше от измерительной скважины, чем эпицентр землетрясения 30 декабря 2017 г.



вертикальные линии – всплески гамма-квантов, зарегистрированные сначала в скважине, а затем в приземной атмосфере (примерно с 5-часовой задержкой)

Рисунок 7. Сравнение вариаций гамма-квантов в скважине на глубине 39 м (а) и в приземной атмосфере на поверхности земли (б) в период с 22 по 26 декабря 2017 г.

Координаты эпицентра землетрясения 30 декабря 2017 г. по данным сейсмологических служб

Особенностью полученных данных является то, что эпицентр землетрясения находился очень близко от скважины – на расстоянии около 5,3 км. Исходя из формулы Добровольского [17] деформационные процессы в литосфере при подготовке землетрясения наблюдаются в пределах расчетного радиуса от эпицентра:

$$R = 10^{0,43M}$$
, (1)

где R – радиус в км, М – магнитуда землетрясения. Согласно (1) для землетрясения магнитудой Mb=3,5 радиус, в пределах которого при подготовке землетрясения происходят деформационные процессы в литосфере, равен 31,99 км. Следовательно, исследовательская скважина должна вписаться в расчетный радиус и находиться в зоне наиболее активных процессов подготовки землетрясения, что позволит анализировать аномальные эффекты в геофизических полях в связи с процессами подготовки землетрясения. Однако возникла необходимость уточнения расположения эпицентра и гипоцентра землетрясения 30.12.2017 г, поскольку разные сейсмологические службы предоставили отличающиеся данные (таблица). Из таблицы видно, что географические координаты эпицентра землетрясения отличаются по широте более чем на 0,3 град. (>30 км), а глубина (гипоцентр) землетрясения определена как 2-10 км. Так же в таблице приводится разное время основного толчка и магнитуды землетрясения. Поэтому возникла потребность уточнить, вписывается ли расположение измерительной скважины в круг, определяемый расчетным радиусом R (1) и находится ли измерительная скважина в ближней зоне наиболее активных процессов подготовки землетрясения или на краю этого круга.

Для наглядности координаты землетрясения перенесены из таблицы на рисунок 8, где также указано расположение передающего (ТХ) и принимающего (RX) пунктов доплеровского ионозонда, линия радиотрассы и проекция на землю точки отражения радиоволны в ионосфере.



🛑 – эпицентры дальней зоны радиуса Добровольского,

– эпицентры ближней зоны,

- проекция на землю точки отражения радиоволны в ионосфере

Рисунок 8. Расположение эпицентра землетрясения 30.12.2017г по данным различных сейсмических служб (срочных донесений, интерактивных бюллетеней и оперативных каталогов) относительно измерительной скважины, передающего (TX) и принимающего (RX) пунктов доплеровского ионозонда

На рисунке 8 указаны шесть различных эпицентров одного землетрясения, из которых три находятся в ближней зоне радиуса Добровольского, остальные – в дальней зоне. Для уточнения местоположения эпицентра и гипоцентра землетрясения привлечены данные мониторинга АПК инфразвуковых измерений Института ионосферы, расположенного на Радиополигоне «Орбита». При прохождении сейсмической волны в результате вертикального смещения земной поверхности образуются обменные волны. Регистрация обменных волн с помощью инфразвуковых датчиков проводится с 60-х годов прошлого столетия [18-20]. Инфразвуковой комплекс зарегистрировал появление обменных волн «поверхность – атмосфера» через 2,1 с после землетрясения 30.12.2017 г. (рисунок 9).

Источник данных	Широта, СШ	Долгота, ВД	Время землетрясения	Глубина, км	Магнитуда	
					Mb	Мру
ИГИ -1, kndc.kz, служба срочных донесений	43,0515	76,8774	15:55:45,61	0	3,4	3,1
ИГИ -2, kndc.kz, интерактивный бюллетень	43,3584	76,8681	15:55:45,0	3	3,5	3,3
СОМЭ -1, some.kz, служба срочных донесений	43,0900	76,8800	15:55:45	10	-	4,2
СОМЭ -2, some.kz, оперативный каталог	43,1000	76,9000	15:55:45,8	10	-	4,2
Геофизическая служба РАН, ceme.gsras.ru, служба срочных донесений	43,23	76,85	15:55:45	10	4,1	_
Европейский средиземноморский сейсмологический Центр, emsc-csem.org	43,21	76,76	15:55:45,1	2	3,8	_

Таблица. Параметры землетрясения 30.12.2017 по разным источникам



Рисунок 9. Регистрация инфразвуковым датчиком обменных волн, образованных прохождением сейсмической волны

Сейсмическая волна от гипоцентра землетрясения дошла до Радиополигона «Орбита» через 2,1 с, от глубины 2–10 км, согласно таблице. Если принять значение скорости распространения продольной сейсмической Р-волны в интервале 4,5–6 км/с, то расчетное расстояние от гипоцентра до инфразвукового датчика будет находиться в интервале 9,45–12,6 км. С учетом этих данных инфразвуковых измерений можно заключить, что наилучшее совпадение соответствует точке с координатами, представленной СОМЭ-2, а также точкам, соответствующим решениям ИГИ-1 и СОМЭ-1 (рисунок 8). В таком случае можно считать, что скважина с измерительным оборудованием расположена в ближней зоне радиуса Добровольского на расстоянии ~ 5,3 км.

Таким образом, комплексом измерительного оборудования за семь дней до землетрясения (23 декабря 2017 г.) были зарегистрированы всплески интенсивности потока гамма-квантов в скважине на глубине 39 м и через 5 ч в вариациях потока гамма-квантов в приземной атмосфере. Наблюдения показали, что уровень фонового потока гамма-квантов в скважине мало меняется день ото дня и в отличие от потока гамма-квантов в приземной атмосфере не реагирует на выпадение осадков в виде дождя, града и снега. Это является важным условием для выявления даже небольших изменений радиоактивности внутри скважины при выходе из горных пород радона и его дочерних продуктов. Наблюдаемые максимумы интенсивности потока гамма-квантов, зарегистрированные в скважине 23 декабря, произошли одновременно с усилением геоакустической эмиссии и температуры внутри скважины. Всплески потока гамма-квантов в скважине, а затем и повышение в приземном слое атмосферы, с большой вероятностью связаны с эксхаляцией радона и его дочерних продуктов распада из горных пород при активизации сейсмических процессов. В [21] также отмечено повышение потока гаммаквантов вслед за значительным увеличением концентрации почвенного радона, зарегистрированных за несколько дней до землетрясений на востоке Тайваня. Одновременно с появлением аномальных эффектов в скважине и приземной атмосфере были зарегистрированы возмущения в ионосфере – понижение

ДСЧ ионосферного сигнала. Данный эффект, как отклик ионосферы сейсмогенного происхождения, может быть объяснен с позиций концепции литосферноатмосферно-ионосферных связей, предложенной [6, 11-13]. Согласно концепции ЛАИ выход радиоактивных газов из горных пород, который зарегистрирован как рост интенсивности потока гамма-квантов в скважине и приземной атмосфере, вызывает повышение ионизации приземной атмосферы, приводит к изменению проводимости пограничного слоя атмосферы, что оказывает влияние на ток межлу ионосферой и Землей. Далее, за счет перераспределения электрического потенциала между поверхностью Земли и ионосферой происходит сток электронов с уменьшением электронной концентрации в ионосфере, которые в проведенном эксперименте зарегистрирован как уменьшение доплеровского сдвига частоты ионосферного сигнала. Следует подчеркнуть, что одновременность появления аномальных эффектов, зарегистрированных в различных геофизических полях, повышает достоверность их связи с подготовкой землетрясения.

В данной работе концепция литосферно-атмосферно-ионосферных связей нашла подтверждение при проведении ретроспективного анализа записей ДСЧ ионосферного сигнала, полученных при проведении подземных ядерных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне. Установлено, что спустя 15–18 мин после взрыва и отклика ионосферы на акустическую волну в ионосфере появляются отчетливые возмущения в ДСЧ ионосферного сигнала. Время появления возмущений совпадало с данными дозиметрических служб о повышении радиоактивности приземной атмосферы над эпицентрами ПЯВ.

Аномальные эффекты, зарегистрированные в ионосфере при проникновении в приземную атмосферу радиоактивных продуктов от ПЯВ и при повышении интенсивности потока гамма-квантов перед землетрясением, имеют, по-видимому, общий механизм передачи возмущений в ионосферу, а именно изменение ионизации пограничного слоя атмосферы, приводящее к изменению общего тока между ионосферой и Землей.

Заключение

Исследованы литосферно-атмосферно-ионосферные связи на примере распространения возмущений от литосферы до ионосферы при подземных ядерных взрывах на Семипалатинском испытательном полигоне и двух землетрясений (Mb=3,5 и Mb=3,6), произошедших в г. Алматы и его окрестностях.

1. Для изучения процессов активизации сейсмических процессов вблизи очагов Кеминского и Верненского катастрофических землетрясений создан новый комплекс измерительного оборудования, расположенный в горах в окрестностях мегаполиса г. Алматы.

2. На «Космостанции» (h 3340 м) проводится непрерывный мониторинг интенсивности потока гамма-квантов и температуры на поверхности земли и в измерительной скважине на глубине 39 м; на Радиополигоне «Орбита» (h 2750 м) проводится непрерывный мониторинг вариаций доплеровского сдвига частоты ионосферного сигнала и акустических волн в инфразвуковом диапазоне.

3. Представился уникальный случай, когда землетрясение произошло в непосредственной близости к измерительной скважине, что дало возможность обнаружить выраженные аномальные эффекты в геофизических полях накануне слабого землетрясения 30.12.2017 г. 4. Близкое расположение эпицентра землетрясения к измерительной скважине, в ближней зоне радиуса Добровольского, подтверждено инфразвуковыми измерениями при регистрации обменных волн после основного толчка.

5. За семь дней до землетрясения выявлены аномальные эффекты в вариациях потока гамма-квантов, температуры, акустических импульсов и доплеровском сдвиге частоты ионосферного сигнала. Одновременность появления аномальных эффектов в различных геофизических полях повышает достоверность их связи с процессами подготовки землетрясения и позволяет рассматривать их как прекурсоры землетрясения.

6. Выполнен ретроспективный анализ записей вариаций доплеровского сдвига частоты ионосферного сигнала при проведении подземных ядерных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне. На записях ДСЧ отклика ионосферы на акустическую волну обнаружены отчетливые возмущения спустя 15–18 мин после взрыва.

7. Аномальные эффекты, зарегистрированные в ионосфере во время ПЯВ и землетрясений, имеют общий механизм передачи возмущений в ионосферу на стадии проникновения радиоактивных веществ в атмосферу, приводящих к изменению ионизации пограничного слоя атмосферы и далее к изменению общего тока между ионосферой и Землей.

Литература

- 1. Предварительный патент Республики Казахстан.. Способ дистанционного обнаружения подземного ядерного взрыва / В.Е. Зеленков, В.М. Краснов, Н.М. Салихов. № 1743, 1995.
- Салихов, Н.М. Отклик ионосферы на акустические источники естественного и искусственного происхождения: автореф. дисс. канд.физ.-мат.наук / Салихов Назыф Мунипович. – Томск, 1985. – 18 с.
- 3. Смагулов, С.Г. Знаки судьбы. Воспоминания испытателя ядерных зарядов / С.Г. Смагулов. Саров: РФЯЦ–ВНИИЭФ, 2012. 212 с.
- 4. Ядерные испытания в Арктике : Радиоэкологическая обстановка в районах проведения подземных ядерных испытаний.. / Гл. ред. В.Н. Михайлов. 2004. Т. 2. Гл. 2.5. http://atomas.ru/isp/artika/
- 5. Семипалатинский полигон: обеспечение общей и радиационной безопасности ядерных испытаний / Гл. редактор В.А. Логачев. М.: ИГЕМ РАН, 1997. 344 с.
- Пулинец, С.А. Физические основы генерации краткосрочных предвестников землетрясений. Комплексная модель геофизических процессов в систме литосфера-атмосфера-ионосфера, инициируемых ионизацией / С.А. Пулинец, Д.П. Узунов, А.В. Карелин, Д.В. Давиденко // Геомагнетизм и аэрономия. – 2015. – Т. 55, № 4. – С. 1–19.
- 7. Альпевович, Л.С. Акустическая волна взрыва / Л.С. Альпевович, Э.Л. Афраймович, В.О. Вугмейстер, И.Б. Гохберг [и др.] // Физика Земли. – 1985. – № 11. – С. 32–42.
- Краснов, В.М. Радиолокационный контроль подъема ионизированного облака, возникающего при выбросе продуктов взрыва в атмосферу / В.М. Краснов, Н.Ф. Николаевский, А.В Ситников, К.А. Ситников // Вестник НЯЦ РК. –2001. – Вып. 2. – С. 122–128.
- 9. Ядерные испытания СССР / под ред. В.Н. Михайлова. М.: ИздАТ. –1997. 304 с.
- 10. Уткин, В.И. Радон как индикатор геодинамических процессов / В.И. Уткин, А.К. Юрков // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 2. С. 277–286. http://www.izdatgeo.ru
- 11. Гохберг, М. Б. Литосферно-ионосферная связь и ее моделирование / М. Б. Гохберг, С.Л. Шалимов // Российский журнал наук о Земле. М.: Институт физики Земли РАН. 2000. Т. 2, № 2.
- Namgaladze, A.A. Manifestations of the earthquake preparations in the ionosphere total electron content variations / A.A. Namgaladze, O.V. Zolotov, M.I. Karpov, Y.V. Romanovskaya // Natural Science. – 2012. – V. 4, № 11. – P. 848–855.
- 13. Сорокин, В.М. Плазменные и электромагнитные эффекты в ионосфере, связанные с динамикой заряженных аэрозолей в нижней атмосфере / В.М. Сорокин // Хим.физика. 2007. Т. 26. № 4. С. 45–80.
- 14. Салихов, Н.М. Аппаратно- программный комплекс для регистрации доплеровского сдвига частоты ионосферных радиосигналов над очагами землетрясений / Н.М. Салихов, В.М. Сомсиков // Известия НАН РК, серия физикоматематическая. – 2014. – 4(296). – С. 115–121.

- Салихов, Н.М. Новый метод регистрации динамики вспышек ионизации в ионосфере аппаратно-программным комплексом доплеровских измерений на наклонной радиотрассе / Н.М. Салихов // Известия НАН РК, серия физикоматематическая. – 2016. – №4(308). – С. 27–33.
- 16. Salikhov, N.M. An increase of the soft gamma-radiation background by precipitations / N.M. Salikhov [et al] // Proceedings of the 32nd International Cosmic Ray Conference, China, Beijing, July. 2011. V. 1.– P. 369–372.
- 17. Dobrovolsky, I.P. Estimation of the size of earthquake preparation zones / I.P. Dobrovolsky, S.I. Zubkov, V.I. Myachkin // Pure Appl. Geophys. 1979. V. 117, № 5. P. 1025-1044.
- Donn, W.L. Ground-coupled air waves from the great Alaskan earthquake / W.L. Donn, E.S. Posmentier // J. Geoph. Res. 1964. – 9. – P. 5357–5361.
- 19. Cook, R.K. Infrasound radiated during the Montana earthquake of 1959 August 18 / R.K. Cook // Geophys. J. R., 1971. astr. Soc. 26. P.191–198.
- 20. Takanashi, Y. In situ measured infrasound at Sapporo associated with an earthquake occurring offshore in southwest Hokkaido on July 12, 1993 / Y. Takanashi, Y. Koyama, T. Isei //J. Acoust. Soc. Jpn. 1994. V. 15. P. 409–411.
- 21. Fu, C.C. Radon and gamma rays anomalies observed in northern Taiwan: a possible connection with the seismicity near the subduction zone / C.C. Fu // American Geophysical Union, Fall Meeting. 2015, abstract # NH21A-1813.

ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫЛЫСТАР МЕН ЖЕРСІЛКІНУЛЕР ҮЛГІСІНДЕ АУЫТҚУЛАР ЛИТОСФЕРАДАН ИОНОСФЕРАҒА ДЕЙІН ТАРАЛУЫН ЭКСПЕРИМЕНТАЛДЫ ЗЕРТТЕУ

Салихов Н.М., Пак Г.Д.

Ғарыштық зерттеулер мен технологиялары ұлттық орталғының Ионосфера институты, Алматы, Қазақстан

Семей сынау полигонындағы жерасты ядролық жарылыстар мен Алматы қ. жанындағы екі жерсілкінулер (Mb=3,5 және Mb=3,6) болуында ауытқулар литосферадан ионосфераға дейін таралу үлгісінде литосфералықатмосфералық-ионосфералық байланыстары зерттелген. Таулы жерде орнатылған зерттеу жабдықтар кешенімен жерсілкінуге дейін жеті күн бұрын бірмезгілде гамма-кванттар ағымы қарқындылығының, температураның, акустикалық импульстардың және ионосферлік сигналы жиіліктің допплерлік жылжудың (ЖДЖ) вариацияларында аномаль мәндері тіркелген. Семей сынау полигонындағы жерасты ядролық жарылыстар болуында ионосферлік сигналдың ЖДЖ вариациялары жазбаларының ретроспективалық талдауы ЖДЖ жазбаларында жарылыстан кейін 15–18 минуттан соң және акустикалық толқынға ионосфераның әсер етуінен кейін ауытқуларды анықтады. ЖЯЖ-дан радиоактивті өнімдері атмосфераға енуінде және жерсілкіну алдында гамма-кванттар ағымы артуында тіркелген аномаль мәндері, сірә, атмосфераға ауытқулар жіберілудің жалпы механизмдеріне жатады, атап айтқанда, ионосфера мен Жер арасында ортақ тогы өзгерілуіне келтірістін, атмосфераның шекаралық қабатының ионизациясы өзгерілу.

EXPERIMENTAL STUDY OF DISTRIBUTION OF PERTURBATIONS FROM THE LITHOSPHERE TO IONOSPHERE AT THE EXAMPLE OF UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSIONS AND EARTHQUAKES

N.M. Salikhov, G.D. Pak

Institute of Ionosphere of National Centre for Space Research and Technology, Almaty, Kazakhstan

Lithosphere-atmospheric-ionospheric relations have been investigated at the example of the perturbations propagation from the lithosphere to ionosphere during underground nuclear explosions at the Semipalatinsk test site and two earthquakes (Mb = 3.5 and Mb = 3.6) near Almaty. Simultaneously, seven days prior to the earthquake the abnormal effects in variations of intensity of a gamma-ray flux, temperatures, acoustic impulses and the Doppler frequency shift of ionospheric signal are registered by a complex of the measuring equipment installed in the mountain area. A retrospective analysis of the recordings of the Doppler frequency shift of ionospheric signal variations during the UNEs at the Semipalatinsk test site detected disturbances in the DFS records 15–18 minutes after the explosion and the response of ionosphere to the acoustic wave. The anomalous effects recorded in ionosphere when UNE radioactive products penetrated the atmosphere and when gamma-ray flux increased prior to earthquake, apparently have a common mechanism for disturbances perturbation to ionosphere, namely, the ionization change of the atmospheric boundary layer leading to the total current change between the ionosphere and the Earth.

УДК556.3:621.039.9

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕЖИМА ДЕФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ МОНИТОРИНГА УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ПОЛИГОНА

Горбунова Э.М.

Институт динамики геосфер Российской академии наук, Москва, Россия

Предложен научно-методический подход определения негативных последствий высокоинтенсивного воздействия на массив горных пород крупномасштабных взрывов на примере площадки «Заречье» Семипалатинского испытательного полигона. В качестве исходных данных использованы результаты наблюдений за режимом подземных вод в скважинах глубиной от 75 до 200 м в период с 1987 г. по 1990 г. Сравнительный анализ изменения уровня в створах опорных скважин направлен на выделение участков пространственно-временного перераспределения подземного потока. Изменение гидрогеодинамической обстановки рассматривается в качестве индикатора режима деформирования исследуемого массива при высокоинтенсивном воздействии.

Введение

По результатам комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных на разных участках Семипалатинского испытательного полигона, установлено формирование зон наведенной (техногенной) трещиноватости, обусловленных проведением подземных ядерных взрывов (ПЯВ). Зоны откольного разрушения приурочены к поверхности раздела сред с различной акустической жесткостью и выделены на эпицентральных расстояниях до 1–2 м/кг^{1/3} (в отдельных случаях до 10 м/кг^{1/3}) [1]. Наличие структурных неоднородностей (например, разрывных нарушений) предопределяет ассиметричность механического действия взрыва.

Остаточные нарушения массива горных пород прослежены в виде изменения значений скоростей продольных волн и глубины залегания преломляющей границы, трассирующей положение кровли относительно монолитных скальных грунтов (подошвы распространения подземных вод) [2]. Соответственно, вариации уровня водоносных горизонтов, получающих преимущественное развитие в зонах экзогенного выветривания и тектонической трещиноватости пород, могут рассматриваться в качестве дополнительных индикаторов изменения состояния флюидонасыщенных коллекторов.

Гидрогеологические эффекты, связанные с проведением ПЯВ, в ближней эпицентральной зоне детально исследованы и приведены в работах [3, 4]. Первые сведения о подъеме уровня на 17 м относительно статического (первоначального положения) были получены через 40 дней после взрыва Aardvark, Невада 12.05.1962 г. в наблюдательной скважине, пройденной на расстоянии 307 м от эпицентра [3]. Формирование локальной депрессионной воронки в эпицентральной зоне подземного взрыва, проведенного 14.10.1965 г. в скважине 1003, установлено на площадке Сары-Узень Семипалатинского испытательного полигона. В наблюдательных скважинах, расположенных на расстоянии от 200 до 700 м от эпицентра, зарегистрировано снижение уровня на 0,7 – 1,3 м [5].

Одно из первых обобщений реакции подземных вод при крупномасштабных подземных взрывах представлено в [4, 6] в виде схематизации перераспределения подземного потока, связанного с формированием зон наведенной трещиноватости в эпицентральной зоне. Реакция подземных вод на взрывное воздействие в дальней зоне менее изучена. Отмечен региональный тренд снижения уровенной поверхности [7] и неоднозначные вариации уклонов подземного потока [8].

В открытой печати представлен анализ последствий проведения подземных ядерных взрывов – Сапnikin и Mirlow на острове Амчитка, входящем в цепь Алеутских островов. Показаны результаты регистрации вариаций расходов в ручьях, расположенных на эпицентральных расстояниях от 1,5 до 11,2 км, уровня и давления в скважинах глубиной от 96,3 до 2134,2 м, удаленных от эпицентров ПЯВ на 1,2–22,7 км, в течении первых суток после ПЯВ. Данные по долговременным наблюдениям за режимом поверхностных водотоков, источников и подземным водам отсутствуют. Приведены лишь сведения по эпизодическим измерениям, выполненным через 2 месяца после ПЯВ Cannikin.

Иисследование гидрогеодинамической обстановки после проведения ПЯВ и ее сопоставление с естественными ненарушенными гидрогеологическими условиями могут быть использованы для определения граничных условий различных режимов деформирования флюидонасыщенного коллектора и являются предметом настоящей статьи.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Площадка «Заречье» расположена в центральной части Семипалатинского испытательного полигона. С севера площадка ограничена долиной реки Чаган, с юга – грядой мелкосопочника. В геологическом отношении массив горных пород характеризуется четкой тектонической двухярусностью. Нижний

структурный этаж представлен породами палеозоя, верхний – осадочными отложениями мезо-кайнозоя мощностью от первых метров до первых десятков метров, заполняющими неровности палеорельефа (рисунок 1). В пределах площадки выделен региональный Калба-Чингизский разлом северо-западного простирания. В северной и южной частях развиты верхнепалеозойские массивы гранитов, гранодиоритов, сопровождаемые серией малых интрузий гранодиоритов, порфиритов и габбро-диоритов, прироченных к разломам разного ранга. Разрывные нарушения и зоны интрузивных контактов формируют структурный план фундамента.

Породы фундамента в верхней части подвержены экзогенному выветриванию и отличаются высокой степенью трещиноватости (модуль трещиноватости до 10–25) и средней прочностью (значения временного сопротивления одноосному сжатию в водонасыщенном состоянии не превышают 50 МПа). Мощность зоны экзогенного выветривания изменяется от 10 до 40 м, а в интрузивных образованиях и в тектонически ослабленных зонах возрастает до 60 м и более.

Положение структурной границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными поро-

дам определено по результатам геофизического профилирования и подтверждено данными бурения скважин, геологической документацией керна, геофизическими и гидрогеологическими исследованиями в скважинах [9]. Поверхность кровли фундамента неровная с перепадами высот до 80 м. В субширотном направлении на абсолютных отметках ниже 300 м четко прослеживается переуглубленная древняя долина реки шириной от 1 до 3 км, которая контролирует пространственное распределение подземного потока и напоров (рисунок 1).

Основные водоносные горизонты приурочены к зонам экзогенного выветривания пород и тектонической трещиноватости. По состоянию на 28.07.1987 г. перед первым взрывом в скважине 1348 на площадке «Заречье» абсолютные отметки уровня подземных вод уменьшались в направлении на северо-восток от 365,8 м (по скв.24, пройденной в отрогах водораздельного хребта г. Кайтас) до 324,9 м (по скв.47, расположенной на равнине). Локальное снижение уровня на западе территории до абсолютных отметок 332,3–334,1 м связано с влиянием ПЯВ, проведенного 17.04.1987 г. в скважине 1384 на расстоянии 3 км от западной границы площадки.



1-8 на схеме (а): 1 – геологическая граница (пунктир – граница малых интрузий); 2 – разрывное нарушение (а – региональное, б – остальные); 3 – граница водоупора (бергштрихи направлены в сторону развития глин неогена); 4 – гидроизогипсы по состоянию: а – на 11.03.1987 г., 6 – на 06.1989 г., в – максимального снижения (на разрезе); 5 – основное направление движения подземных вод: а – до ПЯВ, 6 – после ПЯВ; 6 – скважина и ее номер: а – боевая, 6 – наблюдательная; 7 – линия разреза; 8-12 на разрезе (б): 8-9 – отложения: 8 – мезо-кайнозоя, 9 – палеозоя; 10 – интрузивные образования; 11 – подошва зоны экзогенного выветривания коренных пород; 12 – скважина

Рисунок 1. Площадка «Заречье». Схема палеорельефа и схематический разрез по линии I-I



Рисунок 2. Вариации уровня подземных вод на территории площадки «Заречье»

Подземные воды вскрыты на глубине от 2 до 80 м. Безнапорные воды залегают на глубине от 5–10 м до 25 м и преимущественно приурочены к склонам мелкосопочника, протягивающегося вдоль южной границы площадки «Заречье» (скв. 24, 38, 70, 71), в единичных случаях – распространены в пределах локальных выступов палеорельефа (скв.41). В зоне влияния регионального разлома и в пределах палеодолины напор подземных вод увеличивается до 60 м и более. Статический уровень устанавливается на глубине до 20 м.

Питание подземные воды получают вдоль северной и южной границы территории на участках локального и площадного выклинивания глин неогена, являющихся верхним водоупором, перекрывающим водоносный горизонт. В пределах юго-западного палеосклона основное направление движения подземных вод радиальное, от юго-восточного борта гранитного массива, – преимущественно в северо-восточном и северном направлениях. Уклон подземного потока вдоль склона палеодолины уменьшается в северо-восточном направлении от 0,03 до 0,003.

Режим подземных вод равнинный, естественные колебания уровня не превышают 3–5 см/сут. В скважинах, расположенных в центре площадки, отмечен плавный тренд снижения уровня на 1,8–3,3 м за период наблюдений 1987–1990 гг. (рисунок 2). Амплитуда сезонных вариаций уровня весной в паводковый период вблизи области питания подземных вод достигает 2,5–4 м (скв. 46) и зависит от количества атмосферных осадков и последствий техногенного воздействия на массив горных пород.

В геологическом разрезе выдерживается вертикальная зональность фильтрационных свойств. По результатам расходометрии скважин наиболее водоносна верхняя часть горизонта – зона экзогенного выветривания пород и отдельные интервалы, приуроченные к зонам тектонической трещиноватости пород. По сейсмогеологическим данным пористость водовмещающих пород закономерно снижается по глубине [10].

Методика исследований

С 1987 г. по 1990 г. на территории площадки «Заречье» Семипалатинского испытательного полигона выполнялся стационарный мониторинг режима подземных вод по существующей сети скважин глубиной от 75 до 200 м через каждые 10-12 дней. Для измерений использовались стандартные хлопушки и электроуровнемеры. До и после ПЯВ проводились ежесуточные наблюдения за вариациями уровня подземных вод. На основе полученных данных были построены временные графики изменений уровня, пересчитанные в абсолютные отметки. Определялись гипсометрические «разрывы» в створах скважины, как разница между абсолютными значениями уровня подземных вод, выбранных на одну и ту же дату измерения до проведения ПЯВ и после завершения всех испытаний на площадке. Уклоны подземного потока в техногенно нарушенных условиях рассчитывались, как отношение амплитуд «разрывов» к расстоянию между скважинами.

Для прослеживания динамики изменения гидрогеологической ситуации составлены схемы изменения уровня подземных вод, зарегистрированные в скважинах между последовательно проведенными экспериментами в боевых скважинах. Выполнен анализ ранее полученных результатов комплексных геолого-геофизических исследований, бурения дополнительных скважин в пределах площадки и их гидрогеологического опробования, направленных на изучение изменений физических, физико-механических и фильтрационных свойств и основных параметров – скорости и глубины залегания структурной границы раздела между выветрелыми водонасыщенными и относительно монолитными породами, принятой за относительную подошву водоносных горизонтов.

Для сопоставления однотипной реакции подземных вод на проведение различных ПЯВ рассчитаны приведенные расстояния ($\overline{R} = r/q^{1/3}$) с учетом мощности (q, кг), глубины (h, м) заряда [11] и эпицентрального расстояния до наблюдательных скважин. Полученные данные использованы при сравнении амплитуд и скорости максимального снижения уровня после ПЯВ и выделении зон с различными типами деформирования массива горных пород.

Результаты исследований

Режим подземных вод площадки «Заречье» был осложнен проведением 5 ПЯВ в скважинах 1348, 1388, 1350, 1346 и 1352 (рисунок 3). Наблюдения за реакцией водоносного горизонта при ПЯВ в скважине 1348 выполнялись на протяжении первых двух суток по 6 скважинам (скв. 35, 36, 46–48, 53), расположенным на расстоянии от 2,2 до 4,4 км. В ближней зоне в первые часы после взрыва снижение уровня составило 0,4–0,6 м на расстоянии 2,2–4 км. В дальней зоне на протяжении последующих 5 месяцев прослежено плавное синхронное снижение уровня по скважинам 33, 34, 36 и 48 по направлению к боевой скважине 1348. «Разрыв» в створе скважин 35–36 увеличился на 1,0 м (от 5,5 м до 6,5 м).

Дренирующее влияние сформированной при взрыве воронки депрессии протягивалось на расстояние свыше 4 км вдоль днища палеодолины (рисунок 4). В ближней зоне снижение уровня подземных вод превышало 10 м. Это подтверждено данными наблюдений за уровнем подземных вод, зарегистрированным на глубине 24,9 м в скважине 52, пробуренной на расстоянии 300 м от эпицентра через 3 месяца после ПЯВ в скважине 1348 (рисунок 2).



Рисунок 3. Вариации уровня подземных вод на территории площадки «Заречье»



5–7: 1 – геологическая граница интрузивных образований (пунктир – граница малых интрузий); 2 – разрывные нарушения разного ранга; 3 – граница отложений миоцена (бергштрихи направлены в сторону развития глин неогена); 4 – изолинии амплитуды максимального снижения уровня (голубой) и восстановления (зеленый); 5 – основное направление движении подземных вод; 6–7 – скважина и ее номер: 6 – наблюдательная, цифра внизу – амплитуда максимального снижения уровня, м; 7 – боевая

Рисунок 4. Схема изменения уровня подземных вод после ПЯВ в скважине 1348 (за период с 28.07.1987 г. по 09.12.1987 г.)



Условные обозначения на рисунке 4

Рисунок 5. Схема изменения уровня подземных вод после ПЯВ в скважине 1388 (за период с 25.12.1987 г. по 31.03.1988 г.)

Последующее проведение ПЯВ в скважине 1388 оказало дополнительное влияние на изменение состояния массива горных пород и гидрогеологической ситуации в пределах территории исследований. В течение первых четырех суток измерения уровня проводились в 12 скважинах на эпицентральном расстоянии от 0,5 до 4,4 км. Через 18 суток сеть наблюдательных скважин была увеличена вдвое. Полученные данные позволили отследить снижение уровня подземных вод более чем на 50 м в эпицентральной зоне (скв.42, 43) и до 1,4 м на периферии на расстоянии 7,2 км (скв.35) через три месяца после ПЯВ (рисунок 5). Исключение составила эпицентральная зона ранее проведенного зона ПЯВ в скважине 1348, в пределах которой в скважине 52 прослежено восстановление уровня на 0,5 м через 18 дней после ПЯВ в скважине 1388 со скоростью 2,8 см/сут.

В ближней зоне отмечено фонтанирование скважин на протяжении первых 5 ч после ПЯВ в скважине 1388 и последующее снижение уровня подземных вод со скоростью более 30 м в первые сутки, на 10-13 м – во вторые, до 4-6 м – в третьи. Подобная реакция подземных вод указывает на наличие гидравлической связи с зонами наведенной трещиноватости и изменение фильтрационных свойств флюидонасыщенного коллектора на эпицентральном расстоянии 0,5-0,6 км. Рисунок изолиний снижения уровня после ПЯВ в скважине 1388 подтверждает наличие депрессионной воронки в эпицентральной зоне в радиусе до 1,2 км (рисунок 5). В скважинах 43 и 44 на эпицентральном расстоянии 0,6-1,5 км через 3 месяца после ПЯВ отмечено осушение кровли коренных пород изза сработки гидростатического напора.

На эпицентральных расстояниях от 1,3 до 2,2 км амплитуда снижения уровня в первые сутки после ПЯВ изменялась от 8,8 до 0,4 м, через 3 месяца после ПЯВ – от 23 до 12 м (рисунок 5). Исключение составил участок расположения скважины 41, в пределах которого из-за выклинивания относительного водоупора – глин неогена, трещинно-пластовые воды вза-имосвязаны со спорадически распространенными в аллювиальных отложениях грунтовыми водами. Режим напорного горизонта сменяется на безнапорный. В безнапорном водоносном комплексе, вскрытом в скважине 41 на глубине 2,1 м, снижение уровня через 3 месяца после ПЯВ в скважине 1388 не превысило 0,3 м на эпицентральном расстоянии 1,8 км.

Выделенный участок расположения скважины 41 представляет собой гидрогеологический водораздел, севернее которого отмечено существование депрессионной воронки, обусловленной ранее проведенным ПЯВ 15.11.1987 г. в скважине 1332, расположенной на расстоянии 3 км. Это подтверждается изменением направления подземного потока. До проведения ПЯВ в скважинах 1332 и 1388 абсолютные отметки уровней уменьшались в восточном направлении в створе скважин 34 – 33–36, на протяжении последующих месяцев (до проведения ПЯВ в скважине 1350), напротив, в западном направлении в створе скважин 36 – 33–34 (рисунок 3).

Изолинии снижения уровня асимметричны и вытянуты в восточном направлении вдоль северной границы регионального Калба-Чингизского разлома. Фрагментарно скальные породы в осевой части разлома через 10 дней после ПЯВ были осушены. В скважине 44, расположенной на расстоянии 1,5 км юго-западнее эпицентра ПЯВ в скважине 1388, мощность сдренированных пород составила 3 м. Через 3 месяца после ПЯВ зарегистрировано последующее снижение уровня в скважине 44 на 5 м на протяжении 9 месяцев (со скоростью 1,8 см/сут). В зоне влияния регионального разлома в скважине 40 на эпицентральном расстоянии 2,2 км напор подземных вод уменьшился на 23 м через 3 месяца после ПЯВ в скважине 1388.

В остальных скважинах, расположенных на расстоянии от 3,2 до 7,5 км юго-восточнее и восточнее эпицентра ПЯВ в скважине 1388, отмечено плавное снижение уровня в течение 3 мес. на 1,4–2,2 м в центральной части южного борта палеодолины. Вблизи области питания в скважинах 24 и 37 снижение уровня не превысило 0,2–0,4 м. На эпицентральном расстоянии от 8,2 до 14,6 км уровень подземных вод в течение месяца практически не изменился (рисунок 5). Прослежен естественный подъем уровня на 4 м в марте 1988 г. в паводковый период в скважине 46 и техногенное восстановление уровенной поверхности в скважине 52 (рисунок 2).

Таким образом, на схеме изменения уровня подземных вод через 3 мес. после ПЯВ в скважине 1388 выделены 2 участка (рисунок 5). В пределах восточного участка установлено постепенное восстановление уровня после ПЯВ в скважине 1348. Западный участок характеризуется максимальным дренированием массива после ПЯВ в скважинах 1332 и 1388. Разрывное нарушение северо-западного простирания, расположенное в центре площадки «Заречье», к которому приурочена малая интрузия порфиритов верхнего палеозоя, выступает в качестве гидрогеологически активной границы, контролирующей режимы снижения и восстановления уровня подземных вод.

Через 8 мес. после ПЯВ в скважине 1388 в центральной части площадки «Заречье» прослежена относительная стабилизация гидрогеологической ситуации (рисунок 6). Максимальный подъем уровня на 20 м и более отмечен на западе в эпицентральной зоне ПЯВ в скважине 1388. В пределах южной зоны влияния регионального разлома сохраняется режим дренирования водоносного горизонта. Процесс восстановления техногенно нарушенного режима подземных вод после ПЯВ в скважинах 1348 и 1388 на площадке «Заречье» осложнен проведением последующей серии ПЯВ в скважинах 1350, 1346 и 1352 (рисунки 2, 3). Максимальные снижения уровня на 16–35 м зарегистрированы через 4–7 дней после высокоинтенсивного воздействии на массив на расстоянии от 0,5 до 0,9 км от эпицентров ПЯВ. Изменения гидрогеологической ситуации представлены на сводной схеме амплитуд максимального снижения уровня подземных вод за весь период наблюдений, совмещенной с данными максимальных изменений, зарегистрированными в ближней зоне через 4–7 дней после ПЯВ в скважинах 1350, 1346 и 1352 (рисунок 7).

При ПЯВ в скважине 1350 депрессионная воронка имеет асимметричную форму, соответствует границе интрузивного образования и протягивается вдоль палеодолины. Уклоны подземного потока по направлению к эпицентру ПЯВ увеличиваются от 0,008 в створе скважин 33–36 до 0,014 в створе скважин 35–36. Восточнее эпицентра ПЯВ на расстоянии 3,4 км в скважине 52 сохраняется техногенно нарушенный режим подземных вод.



Рисунок 7. Сводная схема амплитуд максимального снижения и восстановления уровня подземных вод в ближней зоне после ПЯВ на площадке «Заречье»



Рисунок 8. Зависимость от приведенного расстояния амплитуды и скорости максимального снижения уровня подземных вод после ПЯВ, проведенных в скважинах: 1348 (через 1 день), 1388 (через 45 дней), 1350 (через 28 дней), 1346 (через 2 дня), 1352 (через 3 дня)

Процесс восстановления уровня через 3 месяца после ПЯВ в скважине 1350 осложнен последующим проведением ПЯВ в скважине 1346. Максимальное снижение уровня прослежено через 5 суток западнее эпицентра ПЯВ выше по направлению подземного потока в скважине 57. Радиус депрессионной воронки достигал 2,2 км. В относительно ненарушенных условиях «разрыв» уровней в створе скважин 58–57 не превышал 4,3 м (рисунок 2), уклон подземного потока – 0,0013. После завершения испытаний «разрыв» уровней составил 5,2 м, уклон подземного потока на северо-востоке площадки «Заречье» увеличился до 0,0016.

Через 4 дня после ПЯВ в скважине 1352 максимальное снижение уровня на 35 м отмечено на расстоянии 0,5 км южнее эпицентра выше по направлению подземного потока в скважине 88, пройденной в осевой зоне регионального разлома на глубину 200 м, вскрывающей многослойную толщу гранодиоритов, туфолав и андезитов. В створе скважин 87–88 уклон подземного потока увеличился от 0,002 до 0,07. Радиус депрессионной воронки достигал 1,6 км. В центральной и восточной части площадки «Заречье» режим подземных вод относительно стабилен.

Сравнительный анализ техногенно нарушенного режима подземных вод после ПЯВ позволил выделить области максимального снижения уровня и определить размеры сформированных депрессионных воронок. Эпицентральное расстояние, в пределах которого снижение уровня превышает 10 м, варьирует от 1,2 км после ПЯВ в скважине 1352 (рисунок 7) до 2,3 км после ПЯВ в скважине 1388 (рисунок 6). Максимальные изменения уклонов подземного потока в северо-восточном направлении прослежены в западной и центральной части Калба-Чингизского разлома от 0,002–0,009 до 0,05–0,07 в створах скважин 55–44 и 87–88 соответственно. На северо-востоке площадки «Заречье» максимальные значения уклонов подземного потока за период наблюдений 1988–1990 гг. варьировали от 0,006 до 0,014 в створе скважин 72–57.

В пределах регионального Калба-Чингизского разлома прослежено повторное формирование зоны техногенно нарушенного режима подземных вод после проведения ПЯВ в скважине 1352. Подобный участок изменения гидрогеологической ситуации выделен западнее боевой скважины 1350 и севернее боевой скважины 1388. После ПЯВ в скважине 1350 отмечено последующее относительное восстановление движения подземных вод в северо-восточном направлении. Результаты исследований изменений гидрогеологической ситуации при ПЯВ могут быть привлечены для выделения границ между зонами, различающимися по типу деформирования коллектора.

ОБСУЖДЕНИЕ

Для совместного группирования полученных данных по 5 ПЯВ, проведенных в 1987–1989 гг., использован единый параметр – приведенное расстояние (\overline{R}). Регистрация вариаций уровня подземных вод осуществлялась в различное время после ПЯВ и с разной периодичностью по техническим причинам. Поэтому на рисунке 8-а представлены значения амплитуд максимального снижения уровня подземных вод, зарегистрированные в эпицентральной зоне через 1–3 и 28–45 дней после ПЯВ. Выбранный временной интервал формирования техногенно нарушенного режима в ближней зоне – депрессионной воронки определяет перераспределение гидростатических напоров и уклонов подземного потока в дальней зоне. Максимальные амплитуды снижения уровня подземных вод, прослеженные после ПЯВ в скважинах через разный промежуток времени от первых суток до 1,5 месяцев, характеризуются, в целом, степенной зависимостью от приведенного расстояния. Наибольший диапазон значений амплитуд – от 51 до 3 м на расстоянии от 1,5 до 14 м/кг^{1/3}, – отмечен через 45 и 28 дней после ПЯВ в скважинах 1388 и 1350. Для сопоставления зарегистрированных изменений гидрогеодинамической обстановки после каждого ПЯВ рассчитана средняя скорость максимального снижения уровня в наблюдательных скважинах (рисунок 8-б).

На приведенном расстоянии до 2,7 м/кг^{1/3} скорость максимального снижения уровня подземных вод варьирует от 0,9 до 8,2 м/сут. В интервале приведенных расстояний от 2,7 до 5,6 м/кг^{1/3} значения скорости максимального снижении уровня в среднем не превышают 0,3–0,5 м/сут, за исключением данных по двум скважинам. Повышенные значения скорости – 3,8 и 1,8 м/сут, прослежены вдоль осевой зоны регионального разлома в скважине 29, после ПЯВ в скважине 1352 и в скважине 67, расположенной ниже по направлению подземного потока от ПЯВ, проведенного в скважине 1346. На расстоянии более 5,6 м/кг^{1/3} значения скорости максимального снижении уровня не превышают 0,1–0,2 м/сут, на расстоянии более 11 м/кг^{1/3} – не изменяются.

Выделенные интервалы приведенных расстояний, полученные результатам обработки экспериментальных данных для каждого ПЯВ, обозначены стрелками на сводной схеме амплитуд максимального снижения и восстановления уровня подземных вод (рисунок 7) и могут быть соотнесены с границами зон деформирования массива горных пород. Полученные данные подтверждены результатами комплексных геолого-геофизических и гидрогеологических работ, выполненных после ПЯВ. На приведенных расстояниях до 2,7 м/кг^{1/3} от ПЯВ в скважинах 1348, 1388, 1350 и 1352 и частично в интервале приведенных расстояний от 2,7 до 5,6 м/кг^{1/3} отмечено снижение глубины залегания структурной границы на 5 и более м, приуроченной к кровле относительно монолитных пород [9]. В районе боевой скважине 1346 повторных профильных геофизических исследований после ПЯВ не проводилось. В скважинах, расположенных в пределах рассматриваемых интервалов приведенных расстояний, значения пластовых скоростей в зоне экзогенного выветривания. преимущественно уменьшились на 9-58 %, водопроводимость водовмещающих пород возросла в 1,1-2,0 раз. В единичных случаях (скв.42, 36) отмечено увеличение пластовой скорости на 35-42 %, водопроводимость пород уменьшилась в 0,1-0,5 раз. В скважинах, дополнительно пробуренных после проведения ПЯВ на приведенных расстояниях до 5,6 м/кг^{1/3}, прослежен подъем уровня подземных вод на 0,5-26,1 м в связи с постепенной стабилизацией гидрогеологической ситуации, причем амплитуда восстановления уровня увеличивалась по направлению к эпицентру ПЯВ.

Приведенное расстояние до 2,7 м/кг^{1/3} от ПЯВ может быть принято за внешнюю границу зоны необратимого деформирования массива горных пород, а приведенное расстояние до 5,6 м/кг $^{1/3}$ – за внешнюю границу зоны квазиобратимого (хрупко-пластического) деформирования. Изменения уровня подземных вод, отмеченные на приведенных расстояниях более 5,6 м/кг^{1/3}, соотнесены с динамическим деформированием водовмещающей толщи. На приведенных расстояниях свыше 5,6 м/кг^{1/3} сохраняется относительно ненарушенная высокоинтенсивным воздействием гидрогеологическая ситуация. Прослеженный региональный тренд снижения уровня подземных вод связан с постепенным перераспределением подземного потока, вызванного заполнением зон наведенной трещиноватости, сформированных при высокоинтенсивном воздействии в эпицентральной зоне, частично в зоне влияния регионального разлома и в пределах локальных участков дренирования кровли водовмещающих пород.

Заключение

Сравнительный анализ изменения гидрогеодинамической обстановки после проведения ПЯВ на площадке «Заречье» Семипалатинского испытательного полигона нацелен на выделение участков пространственно-временного перераспределения подземного потока, связанного с необратимым и неравномерным деформированием флюидонасыщенного коллектора. Совместное группирование результатов экспериментальных наблюдений за техногенно нарушенным режимом подземных вод, сформированным после проведения 5 ПЯВ, способствует выделению общих закономерностей, соответствующих разным режимам деформирования массива горных пород.

Интенсивность нарушения режима подземных вод зависит как от параметров ПЯВ, так и от геолого-структурных и гидрогеологических условий, наличия техногенно-ослабленных зон от проведения предыдущих взрывов. В целом, выдерживается степенная зависимость между амплитудой максимального снижения уровня подземных вод и приведенным расстоянием.

Локальная депрессия, осложняющая подземный поток, может сохраняться длительное время не только в эпицентральной зоне, сопряженной с зонами техногенной трещиноватости, на приведенных расстояниях до 2,7 м/кг^{1/3} (например, после ПЯВ в скважинах 1346, 1352), но и прослеживаться на участках постдинамического дренирования водовмещающих пород, в частности, в зоне влияние Калба-Чингизского разлома, на приведенных расстояниях до 5,6 м/кг^{1/3} (после ПЯВ в скважинах 1388, 1350). Изменение обводненности регионального разлома неравномерное: в восточной части – снижение уровня подземных вод не превышает 5 м, в западной части – кровля водоносного горизонта частично сдренирована.

Положение внешних границ необратимого и квазиобратимого (хрупко-пластического) деформирования рассматриваемого массива подтверждены результатами сейсмического профилирования, проведенного до и после ПЯВ. Интервалы снижения положения границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами сопряжены не только с эпицентральной областью, но и с зонами влияния разрывных нарушений, участками выклинивания относительно водоупора, в пределах локальных выступов палеофундамента, характеризующихся переходом напорного режима фильтрации подземных вод в безнапорный.

На эпицентральных расстояниях более 5,6 м/кг^{1/3} отмечены динамические вариации уровня, выражен-

ные преимущественно в плавном снижении уровня подземных вод за счет частичной сработки статических запасов водоносного горизонта, связанной с постепенным заполнением систем подновленной петрогенетической, тектонической и сформированной техногенной трещиноватости. Предложенный метод выделения и анализа участков пространственно-временного перераспределения подземного потока в дальнейшем может быть использован при оценке последствий высокоинтенсивного воздействия, вызванного прохождением сейсмических волн от землетрясений.

Работа выполнена по теме Гос. задания № АААА - А17 - 117112350020-9 (Постановка задачи и актуализация архивных данных), при финансовой поддержке РФФИ проект № 17-05-01271 (Анализ режима деформирования массива).

Литература

- 1. Адушкин, В.В. Подземные взрывы / В.В. Адушкин, А.А.. Спивак. М.: Наука, 2007. 579 с.
- Беляшова, Н.Н. Изучение влияния ядерных взрывов на окружающие горные породы и морфологию поверхности с целью разработки инспекции на местах / Н.Н. Беляшова, Л.А. Русинова, А.В. Беляшов, А.А. Смирнов // Вестник НЯЦ РК. – 2000. – Вып. 2. – С. 105–110.
- Knox, G.B. Analysis of a ground-water anomaly created by an underground nuclear explosion / G.B Knox, D.E. Rawson, J.A. Kover // J.Geophys. Res. – 1965. – V. 70, № 4. – P. 823–835.
- Адушкин, В.В. Основные закономерности движения подземных вод при крупномасштабных подземных взрывах / В.В. Адушкин, А.А. Спивак, Э.М. Горбунова, П.Б. Каазик, И.Н. Недбаев // Известия РАН. Физика Земли. – 1992.- № 3. – С. 80–93.
- 5. Израэль, Ю.А. Радиоактивное загрязнение природных сред при подземных ядерных взрывах и методы его прогнозирования / Ю.А. Израэль [и др.] / Л: Гидромет. 1970. 67 с.
- Адушкин, В.В. Гидрогеологические эффекты при крупномасштабных подземных взрывах / В.В. Адушкин, А.А. Спивак, Э.М. Горбунова, П.Б. Каазик, И.Н. Недбаев. – М:. ИФЗ АН СССР. – 1990. – 40 с.
- Hassan, A. Modeling groundwater flow and transport of radionuclides at Amchitka Island's Underground Nuclear Tests: Mirlow, Long Shot, and Cannikin. Nevada Operations Office / A. Hassan, K. Pohlmann, J. Chapman // U.S. Department of Energy. – Las Vegas. Nevada. – 2002. – 338 p.
- Горбунова, Э.М. Ретроспективный анализ режима подземных вод при проведении крупномасштабных экспериментов / Э.М. Горбунова, И.С. Свинцов // Вестник НЯЦ РК. – 2012. – Вып. 1. – С. 88–96.
- Горбунова, Э.М. Особенности деформирования массива горных пород при воздействии взрывом (на примере участка «Заречье» Семипалатинского испытательного полигона) / Э.М. Горбунова // Геофизика и проблемы нераспространения. Вестник НЯЦ РК. – 2003. – Вып. 2. – С. 113–122.
- 10. Горбунова, Э.М. Изменение гидрогеологических параметров в техногенно-нарушенных условиях // Э.М. Горбунова, А.И. Иванов // Вестник НЯЦ РК. 2008. Вып. 2 (33). С. 27–32.
- 11. Ан, В.А. Линейный тренд пробега продольной сейсмической волны / В.А. Ан., Л.Д. Годунова, П.Б. Каазик // Вестник НЯЦ РК. 2014. Вып. 2. С. 81–94.

СЕМЕЙ ПОЛИГОНЫ АУМАҒЫНДАҒЫ ЖЕРАСТЫ СУДЫҢ ДЕҢГЕЙІНІҢ МОНИТОРИНГІ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША ТАУЖЫНЫСТАР МАССИВІ ДЕФОРМАЦИЯЛАНУ РЕЖИМІН АНЫҚТАУ

Горбунова Э.М.

Ресей ғылыми академиясының Геосфералар динамикасы институты федераль мемлекеттік бюджеттік ғылым мекемесі, Мәскеу, Ресей

Семей сынау полигонындағы «Заречье» алаңы үлгісінде ірімасштабты жарылыстардың таужыныстар массивіне жоғары қарқынды әсерінің теріс салдарларын анықтаудың ғылыми-әдістемелік тәсілі ұсынылған. Бастапқы деректері ретінде жерасты сулардың режимін тереңдігі 75–200 м. ұңғымаларда 1987–1990 ж.ж. кезеңіндегі бақылаулардың нәтижелері қолданылған. Тірек ұңғымалардың тұстамасында деңгейі өзгерілуін салыстырма талдауы, жерасты ағымы кеңістік-уақыттық қайта таралу учаскелерін бөлуге бағытталған. Гидродинамикалық жағдайың өзгерілуі зерттелудегі массиві жоғары қарқынды әсерінде деформациялану режимінің индикаторы ретінде есептеледі.

STUDY OF THE DEFORMATION MODE OF THE ROCK MASS BASED ON THE DATA OF UNDERGROUND WATER MONITORING AT THE SEMIPALATINSK TEST SITE

E.M. Gorbunova

Federal State Budgetary Institution of Science Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The paper proposes a scientific-methodological approach to determine the negative consequences of high-intensity impacts of large-scale explosions on the rock mass at the example of "Zarechye" site of the Semipalatinsk test site. The results of observations for the period of 1987–1990 over the underground water level in wells with depths from 75 to 200 m were used as the raw data. A comparative analysis of level alterations along a profile of reference wells is aimed to identify the areas of time-spatial redistribution of the underground flow. The change of hydrogeological condition is considered as an indicator of the changing deformation regime of the rock mass subjected to a high-intensity impact.

УДК 550.34: 504.5.06

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ РАЙОНОВ РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТОВ АТОМНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ – ОСНОВА СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ИХ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ

^{1, 2)} Надёжка Л.И., ¹⁾ Колесников И.М., ^{1, 2)} Семёнов А.Е.

 Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук, Воронеж, Россия
²⁾ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

На примере районов размещения Курской и Нововоронежской АЭС показана эффективность сейсмологического мониторинга Воронежской сетью станций (VMGSR), регистрирующей сейсмические события, начиная со 2-го энергетического класса. Результаты сейсмологического мониторинга позволяют оптимально и достоверно оценить сейсмические и сейсмотектонические условия и их стабильность в районах размещения атомных станций.

Многие атомные станции проектировались и строились более 50 лет назад без учета фактических сейсмических и сейсмотектонических условий района их размещения. Основанием для оценки сейсмических условий служила карта общего сейсмического районирования территории СССР выпуска 1978 г. (СР-78), которая создана в то время, когда было широко распространено мнение об асейсмичности и стабильности платформенных территорий. Выполненная в ряде случаев специальная оценка сейсмичности по косвенным данным, как правило, являлась приближенной и иногда варьировала в широких пределах. Так, оценка сейсмичности площадки Нововоронежской АЭС по данным разных организаций изменяется от 4,0 баллов до 7,0 баллов.

В последние годы представление о сейсмичности платформенных территорий существенно изменилось. Получены фактические инструментальные данные о сейсмических событиях, происходящих на территории платформы, которые существенно меняют отношение к оценке сейсмических и сейсмотектонических условий размещения атомных станций. Повышение достоверности оценки сейсмических и сейсмотектонических условий районов размещения атомных станций в настоящее время особенно актуально потому, что продлеваются сроки функционирования блоков ряда атомных станций на значительный временной промежуток (до 50 лет), строятся новые блоки.

Сейсмологические инструментальные исследования на территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) начаты с организации сейсмической станции «Воронеж» в декабре 1996 г. [1]. В настоящее время в регионе функционируют 15 сейсмических станций, пять из которых составляют региональную сеть и входят в федеральную сеть сейсмических наблюдений, остальные образует две локальные сети, осуществляющие контроль сейсмических условий районов размещения Курской и Нововоронежской АЭС – VMGSR (рисунок 1).

Сейсмические станции региональной и локальных сетей оснащены, в основном, регистраторами UGRA, сейсмоприемниками СМ-3КВ и СМ-3ОС [2, 3] и установлены на глубине 1,5-2 м в подвалах, вынесенных за пределы жилых построек. В каждом из подвалов оборудование размещено на обустроенных постаментах. Для всех сейсмических станций выполнен детальный анализ геологических и геофизических условий района их размещения, изучены детально помехи, влияющие на характер сейсмического шума. Так, например, установлено, что наиболее значительные помехи, осложняющие регистрацию полезных сигналов, создают транспортные средства и, в частности, движущиеся железнодорожные составы. На рисунке 2 приведен пример записи помех от движения железнодорожных составов, показывающий, что скорость смещения частиц грунта и длительность помехи в волновом поле определяется количеством вагонов в составе, их загрузкой и скоростью движения.

Ежегодно сетью станций регистрируется в среднем около 2000 телесейсмических землетрясения с магнитудой 4,0 и более (рисунок 2). Как видно из этого рисунка, записи регистрируемых телесейсмических землетрясений позволяют выделить все типы волн.

Продолжительность повышенного уровня шума, затрудняющего регистрацию местных сейсмических событий, составляет от 4 до 22 мин, при времени прохождения состава мимо наблюдателя (от первого до последнего вагона 50–80 с). Сейсмическая станция регистрирует помехи от груженого товарного состава на расстоянии до 10 км. Скорость колебаний частиц грунта при транспортных помехах может достигать 70 мкм/с при естественном фоне (МСШ) 0,02–0,03 мкм/с. Спектральные амплитуды колебаний, вызванных движением поездов, в диапазоне частот от 1,0 до 2,0 Гц, имеют превышение над спокойным фоном на 1–2 порядка

Для выполнения сейсмологического мониторинга площадки и района размещения АЭС были организованы двухуровневые локальные сети, состоящие каждая из 9 сейсмических станций, часть которых входит в федеральную сеть.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ РАЙОНОВ РАЗМЕЩЕНИЯ ОБЪЕКТОВ АТОМНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ – ОСНОВА СЕЙСМИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ИХ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ



 тектонические нарушения различного ранга; 2 –сейсмические станции Воронежской сети и региональные станции, данные которых используются для локации очагов сейсмических событий

Рисунок 1. Тектоническая схема кристаллического фундамента ВКМ и расположение сейсмических станций сети мониторинга (СМ ВКМ)

Первый уровень сети составляют 4 станции, которые располагаются на расстоянии 4–9 км от площадки, и одна станция – на площадке. Такая конфигурация позволяет регистрировать сейсмические события, начиная с магнитуды 0,5. Второй уровень локального мониторинга обеспечивают также 4 станции на расстоянии 40–60 км от площадки. В целом, созданная конфигурация сети позволяет регистрировать сейсмические события в ближней зоне с магнитуды 0,5 и выше, а в дальней зоне ($R \ge 40$ км), начиная с магнитуды 1,0.

Рисунок 2. Фрагмент 3-х компонентной записи волнового поля помех на сейсмической станции «Дивногорье» от движения железнодорожных составов

Конфигурация локальных сетей, сейсмический шум в районе размещения сейсмических станций позволяют регистрировать сейсмические события, начиная со 2 и ниже энергетического класса на расстоянии до 10 км. На рисунке 3 приведены результаты анализа экспериментальных данных за период 2000–2017 гг.

Ежегодно локальными сетями станций регистрируется в среднем около 2000 телесейсмических землетрясения с магнитудой 4,0 и более (рисунок 4). Как видно из этого рисунка, записи регистрируемых телесейсмических землетрясений позволяют выделить все типы волн.

Рисунок 3. Экспериментальная зависимость энергетического класса от расстояния по данным сейсмической сети VMGSR

Ежегодно регистрируется также несколько местных землетрясений, эпицентры которых, в основном, приурочены к зонам динамического воздействия тектонических нарушений, и к сейсмически активным зонам, в частности, к Лискинской сейсмически активной зоне. Часть эпицентров землетрясений приурочена к базит-ультрабазитовым интрузиям. Анализ пространственного положения эпицентров местных землетрясений показал, что их распределение хорошо увязывается со структурными и вещественными неоднородностями не только кристаллической коры, но и верхов мантии. Временное распределение выделившийся сейсмической энергии показывает квазипериодический характер современной сейсмической активности (рисунок 5).

Рисунок 5. Распределение количества землетрясений и энергии по годам для ВКМ и ближайшей территории

Из рисунка 5 видно, что наблюдается активизация сейсмического процесса в 2015–2016 гг.

Наблюдательными станциями ежегодно регистрируется более 300 событий, вызванных деятельностью 22 промышленных карьеров на территории ВКМ. Следует отметить, что в регионе функционируют крупнейшие в центральной России карьеры по лобыче железной руды. В некоторых из них в процессе короткозамедленного взрыва подрывается 2000 т ВВ. При этом возникает сейсмическое событие 10 энергетического класса. В целом, ежегодно, при проведении промышленных взрывов выделяется сейсмической энергии в несколько раз больше чем при местных землетрясениях. Отмечено, что в ряде случаев влияние промышленных взрывов на геологическую среду площадки АЭС значительно. В этой связи, при проведении сейсмического мониторинга выполняется анализ как тектонической, так и техногенной сейсмичности.

Проводимый сейсмический мониторинг позволяет получать новые данные о фактических сейсмических условиях региона, которые имеют важное прикладное значение при оценке безопасного функционирования экологически ответственных объектов. Опыт проведения сейсмологического мониторинга района размещения Курской и Нововоронежской атомных станций показал, что его результаты могут служить надёжной основой для фактической оценки сейсмических и сейсмотектонических условий. Оптимальная сеть сейсмических станций позволяет регистрировать землетрясения с магнитудой M≥0,5. Всего за 20 лет наблюдений зарегистрировано более 500 землетрясений, 96 из которых имеют магнитуду M>2,0. Кроме того, в промышленно развитом регионе увеличивается техногенная нагрузка, количество и мощность промышленных взрывов создает дополнительные риски для безопасной эксплуатации объектов атомной энергетики. Ежегодно в районах размещения Курской и Нововоронежской атомных станций регистрируются промышленные взрывы, о которых известно, что они могут быть причиной наведённой сейсмичности.

В целом, сейсмологический мониторинг районов размещения Курской и Нововоронежской атомных станций позволили объективно на текущий момент времени оценить сейсмические и сейсмотектонические условия и стабильность площадок и районов размещения атомных станций.

Литература

- Маловичко, А.А. 20 лет сейсмологическим наблюдениям на территории Воронежского кристаллического массива / Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов / А.А. Маловичко, О.Е. Старовойт, Н.М. Чернышов, Л.И. Надежка // Материалы XX Всероссийской конференции с международным участием. – Воронеж: из-во «Научная книга», 2016. – С.13–17.
- Надежка, Л.И. Основные характеристики сейсмологических исследований на территории Воронежского кристаллического массива / Л.И. Надежка, А.Е. Семенов, И.Н. Сафронич, С.П. Пивоваров, А.М. Семенов, М.А. Ефременко // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы девятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2014. – С. 244–247.

- Надежка, Л.И. Некоторые результаты сейсмических наблюдений на территории Воронежского кристаллического массива за 2013–2015 гг. / Л.И. Надежка [и др.] // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы одиннадцатой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2016. – С. 224–227.
- Дубянский, А.И. О некоторых особенностях энергетических характеристик сейсмических событийна территории Воронежского кристаллического массива /А.И. Дубянский, С.П. Пивоваров, М.А. Ефременко // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы двенадцатой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2017. – С. 151–154.

АТОМ ЭНЕРГЕТИКАСЫ ОБЪЕКТІЛЕРІН ОРНАЛАСТЫРУ АУДАНДАРДЫҢ СЕЙСМОЛОГИЯЛЫҚ МОНИТОРИНГІ – ОЛАРДЫҢ ІС-ҚИМЫЛЫНДА СЕЙСМИКАЛЫҚ ҚАУІПСІЗДІГІНІҢ НЕГІЗІ

^{1, 2)} Надёжка Л.И., ¹⁾ Колесников И.М., ^{1, 2)} Семёнов А.Е.

¹⁾ «Ресей ғылым академиясының Бірыңғай геофизикалық қызметі» федераль зерттеу орталығы, Воронеж, Ресей ²⁾ Воронеж мемлекеттік университеті, Воронеж, Ресей

Курск және Нововоронеж АЭС орналастыру аудандарының үлгісінде, 2-інші энергетикалық классынан бастап сейсмикалық оқиғаларды тіркейтін Воронеж сейсмикалық станциялар желісімен (VMGSR) сейсмикалық мониторингтің тиімділігі көрсетілген. Сейсмологиялық мониторингтің нәтижелері атом станцияларын орналастыру аудандарында сейсмикалық және сейсмотектоникалық жағдайларын және олардың тұрақтылығын оңтайлы және анық бағалауына мүмкіндік береді.

SEISMOLOGICAL MONITORING OF NUCLEAR ENERGY FACILITIES LOCATIONS – THE BASIS OF THEIR OPERATION SEISMIC SAFETY

^{1, 2)} L. I. Nadezhka, ¹⁾ I. M. Kolesnikov, ^{1, 2)} A. E.Semenov

¹⁾ Federal research centre "Unified geophysical service of the Russian Academy of Sciences", Voronezh, Russia ²⁾ Voronezh state University, Voronezh, Russia

Efficiency of seismological monitoring by the Voronezh stations network (VMGSR) that records seismic events starting from the 2nd energy class has been demonstrated at the example of Kursk and Novovoronezh NPP location regions. The results of seismological monitoring allow to optimally and scientifically estimate seismic and seismic-tectonic conditions and their stability in nuclear station locations regions.

УДК 504.5.06:621.039.566

ИЗУЧЕНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ ДЛЯ МОНИТОРИНГА БЕЗОПАСНОСТИ ОБЪЕКТОВ АТОМНОЙ ОТРАСЛИ

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

Институт геофизических исследований Министерства энергетики Республики Казахстан, Курчатов, Казахстан

Представлены результаты выявления и отслеживания структурно-вещественных изменений в грунтах мест расположения некоторых объектов атомной отрасли Казахстана по геофизическим и атмогеохимическим данным. Показана пространственно-временная связь изменений электрического сопротивления, естественного сейсмического шума, газопроницаемости пород песчано-глинистого разреза с деформационными процессами. Приведены результаты опробования перспективных геофизических технологий и наблюдательных сетей мониторинга на тест-объектах.

Необходимость постановки таких работ определилась тем, что по большинству казахстанских объектов с потенциально высоким уровнем возможного ущерба отсутствуют систематизированные сведения о региональной и локальной геолого-геофизической и сейсмической ситуации. По этой причине существенно затрудняется мониторинг процессов и явлений природных и техногенных, контроля за медленно меняющимися геологическими, инженерно-геологическими и сейсмическими процессами, предписанный Техническим регламентом «Ядерная и радиационная безопасность» (статья 170). Как свидетельствует практика [1-5], с этой целью, в дополнение к сейсмическому, геодезическому и гидрогеологическому мониторингу объектов атомной отрасли, целесообразно применение технологий, основанных на изучении закономерностей изменения геоэлектрических, сейсмоэмиссионных, атмогеохимических и магнитных параметров под воздействием природных и техногенных геодинамических, деформационных процессов и изменяющейся во времени обводнённости разрезов. Показано, что, несмотря на существование большого числа нормативных документов [6-9] и определённого опыта, для выявления и изучения указанных процессов требуются технологии, адаптированные к конкретным физико-геологическим условиям. Результаты разработки таких технологий и адаптации их к некоторым объектам атомной отрасли Казахстана рассматриваются в настоящей статье. Для их получения проведены лабораторные измерения на моделях с целью уточнения взаимосвязи вариаций электрического сопротивления с изменением напряженно-деформированного состояния песчано-глинистых грунтов; режимные наблюдения на геофизическом полигоне «Каскелен»; полевые эксперименты на тест-объектах.

1 ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВ-ЛЕНИЯ С ИЗМЕНЕНИЕМ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИ-РОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ПО ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ НА МОДЕЛЯХ

Модельные эксперименты состояли в измерении кажущегося электрического сопротивления и вызванной поляризации при последовательном добавлении нагрузки на испытываемый грунт, величиной 38, 27 и 17 кг (в сумме 82 кг). Измерения проводились и при последовательном снятии нагрузки и в обратном порядке. При площади сечения модели грунта 16 см² нагрузка 82 кг составляла порядка 0,51 МПа, что соответствует литостатическому давлению на глубине около 30 м.

Результаты проведённых экспериментов (рисунок 1) свидетельствуют об однозначной зависимости электрических характеристик геологической среды от её напряженно-деформированного состояния.

Показано, что при аппаратурно достижимой в настоящее время погрешности измерений электрического сопротивления ±0.1 % и поляризуемости ±0,02° вполне реальна возможность регистрации изменения литостатического давления в первом случае на 2–3 %, во втором – на 4–5 %. Такая точность измерений, согласно [10], позволит уверенно регистрировать изменения напряженно-деформированного состояния грунтов (порядка 10 кПа), возникающие при воздействии лунно-солнечных приливов.

2 РЕЗУЛЬТАТЫ РЕЖИМНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И АТМОГЕОХИМИЧЕСКИХ СЪЁМОК НА ГЕОФИЗИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ «КАСКЕЛЕН»

Проведены режимные съёмки с целью выяснения принципиальной возможности использования геофизических и атмогеохимических параметров для выявления и мониторинга проявлений геодинамики и деформаций на примере разрезов, сложенных песчаноглинистыми отложениями полигона «Каскелен». Выполнен парный мониторинг: электрометрический и сейсмический, а также электрометрический и атмогеохимический.

] 3 _____6 4 1 – графики ρ_κ (а) и поляризуемости φ_{в⊓} (б); 2 – интервалы времени (а) и сжимающая нагрузка (б) в кг; 3, 4 – прямая (а) и обратная (б) ветви компрессионных кривых ρ_κ(3) и φ_{в⊓} (4)

Рисунок 1. Динамика электрических свойств песчано-глинистого грунта в зависимости от его напряжённодеформированного состояния

2.1 Геофизический полигон «Каскелен»

a 73-0

Геофизический полигон (рисунок 2) организован в западной части промышленной площадки ГО «Каскелен» (вблизи Алматы), имеет размер ~130×150 м. Особенностью полигона является его расположение в зоне влияния разлома субмеридионального простирания (по руслу реки Каскелен) на расстоянии не более 300–500 м.

1 – территория ГО «Каскелен»; 2 – сейсмостанция; 3 – фрагменты электроразведочного профиля (а) и элемента приёмной линии (б) дипольной установки электрического зондирования; 4 – точка вертикального электрического зондирования; 5 – профили и пикеты атмогеохимической съёмки СО₂; 6 – пункты мониторинга метана; 7 – положение скважины

Рисунок 2. Полигон «Каскелен». Экспериментальная сеть мониторинга

На полигоне оборудована первая очередь измерительной системы, которая включает (рисунок 2): 1) сейсмическую станцию St1 (акселерометр CMG-5TC, трёхкомпонентный сейсмометр СМG-40, регистраторы PMD-6102m), обеспечивающую регистрацию вертикальных и горизонтальных колебаний почвы в режиме реального времени; 2) стационарную электроразведочную установку дипольного электрического зондирования (ДЭЗ), состоящую из генератора (ГЭР-65W-500V) и 8-канального измерителя (ВПФ-8к, РГП ИГИ, 2015), обеспечивающих зондирование геологического разреза в интервале глубин 10-45 м; 3) два ортогональных атмогеохимических профиля с оборудованными точками наблюдений (пластиковые трубки, погружённые на глубину 0,7 м с шагом 5 м и детализацией по ПР2 до 2,5 м в зоне аномально повышенных содержаний CO₂) для мониторинга содержания в почвенном воздухе углекислого газа и метана; 4) три точки ВЭЗ расположенные: ВЭЗ1 – в средней части установки ДЭЗ, ВЭЗ2 – вблизи скважины 1, ВЭЗЗ – в районе аномалии с повышенными содержаниями СО₂, выявленной в начале 2016 г. (ПР2 ПК27.5) для мониторинга геоэлектрических свойств разреза,

2.2 Изучение динамики электрического сопротивления и естественного сейсмического шума

На рисунке 3 представлен пример результатов трёхсуточных совместных наблюдений естественного сейсмического поля на дневной поверхности и электрического сопротивления на глубине 25 м. Для обеспечения возможности сопоставления данных по сейсмическому шуму и электрическому сопротивлению в едином частотном диапазоне, запись сейсмического шума (рисунок 3-6), отфильтрована в полосе пропускания 0.01–0.07 Гц (колебания с периодами от 2–3 до 15–20 мин).

б) сейсмический шум на дневной поверхности

 наблюдённые значения ρ_κ (а) и их аппроксимация полиномом 6 степени (б); 2 – волновая форма (а) и код регистрируемой компоненты (б);
–аномальное изменение ρ_κ и амплитуды сейсмического шума

Рисунок 3. Результаты совместного мониторинга электрического сопротивления и сейсмического шума на полигоне Каскелен

Зарегистрировано устойчивое понижение электрического сопротивления пород разреза на глубине 25 м (с 8 до 16 час. 30 мин. 01.06.2017 г.), которому соответствует повышение уровня сейсмического шума, относительная амплитуда которого в нормальном поле составляла $\pm 0,4$, а в аномальном периоде увеличивалась до $\pm 1,3-1,6$. По электрическому сопротивлению в этом интервале времени зарегистрированы знакопеременные вариации с периодами от 20–30 мин до 1–1,5 часа. Интенсивность вариаций резко уменьшается до и после активизации сейсмического шума. Периодичность вариаций сейсмического шума в аномальной зоне изменяется от 6–10 до 30–40 мин.

Выявленная взаимозависимость электрического сопротивления и сейсмического шума, а также их повторяемость, проинтерпретированы как обусловленные единой природой, наиболее вероятно, связанной с деформационными процессами в песчаноглинистых грунтах на глубине.

2.3 Изучение вариаций электрического сопротивления на глубине и содержания метана в почвенном воздухе

На рисунке 4 приведен пример мониторинга кажущегося электрического сопротивления ρ_{κ} и концентрации метана, выполненного одновременно с единой дискретностью измерений (1 минута), для уточнения природы вариаций содержания метана в почвенном воздухе и генетической связи их с глубинными деформационными процессами.

б) содержание метана в почвенном воздухе

Δρ₄ среднее=0,0004 Ом⋅м, стандартное отклонение σ=±0,05 Ом⋅м; СН₄ среднее=1,0 ppm, стандартное отклонение σ=±0,7 ppm

1 – электрическое сопротивление ρ_«: а – измеренное, б – трендовое (аппроксимированное полиномом 6 степени); 2 – приращение электрического сопротивления Δρ_« во времени (а), содержание метана в почвенном воздухе (б) и интервал значений этих параметров, не превышающих стандартное отклонение от среднего (±σ), принятый за фон (в); 3 – интервал приращения электрического сопротивления и содержания метана в почвенном воздухе, соответствующий ±2σ (с вероятностью аномалии не менее 0,95); 4 – осевая зона в параметрах приращения ρ и содержания метана, предположительно проинтерпретированных как проявление микрогеодинамики: а – уверенно выделенных (по превышению одного из параметров уровня 2σ и сходству форм положительных аномалий), б –только по сходству форм положительных аномалий на уровне 2σ>A>1σ

Рисунок 4. Результаты совместного мониторинга электрического сопротивления и содержания метана в почвенном воздухе Результаты проведённого мониторинга показали, что наиболее контрастные аномалии обоих параметров приурочены к одним и тем же интервалам времени, т. е. они могут иметь эндогенное происхождение. С учетом [11, 12], наблюдённые аномальные эффекты, проинтерпретированы как вызванные слабо проявленными деформациями в песчано-глинистых грунтах на глубине.

В целом по проведённым лабораторным и полевым исследованиям на полигоне «Каскелен» сделаны следующие выводы:

1) принципиально возможно использовать аномальные изменения геоэлектрических характеристик песчано-глинистых разрезов в качестве диагностических признаков проявлений микрогеодинамики и деформационных процессов.

2) имеется пространственно-временная связь изменений газопроницаемости, электрического сопротивления пород песчано-глинистого разреза и аномальных проявлений в естественном сейсмическом шуме с деформационными глубинными процессами.

3 Полевое изучение тест-объектов комплексом геофизических и атмогеохимических методов с применением локальных сетей

3.1 Тест-объект «Скважина 104»

Эксперимент проведен на приустьевой площадке скважины 104 Семипалатинского испытательного полигона, в которой был произведен подземный ядерный взрыв (ПЯВ). Цель эксперимента – оценка возможностей выявления геодинамически активных зон в параметрах электрического сопротивления (ρ_{κ}), магнитной индукции (В) и спектральных характеристик естественного сейсмического шума. Схема наблюдений представлена на рисунке 5.

1 – эпицентр ПЯВ в скважине 104 (а) и контур наземной воронки (б); 2 – профиль ДЭЗ; 3 – расположение сейсмоприёмников сети МОВЗ (а) и пункты регистрации естественных сейсмических шумов (б); 4 – пункты наблюдения вариаций магнитного поля

Рисунок 5. Тест-объект «Скважина 104». Схема наблюдения вариаций геофизических полей Наиболее тесная временная связь аномальных изменений в наблюдённых полях установлена между приращениями модуля магнитной индукции (dT) и сейсмическим шумом (рисунок 6-а, 6-в). Все интервалы времени с повышенными значениями dT вполне удовлетворительно увязываются с разрастаниями амплитуд сейсмического шума на частоте 40 Гц.

Максимальные изменения электрического сопротивления (рисунок 6-б) приурочены также к интервалу времени (с 04.10 06:49 по 06.10 06:49), где имело место аномальное возрастание уровня сейсмического шума, но с запаздыванием примерно на 12 ч. Возможно, это связано с инерционностью реакции электрического сопротивления при деформационных процессах в толще, сложенной плотными глинами. Весь остальной интервал времени представлен околосуточными вариациями электрического сопротивления.

 приращение модуля магнитной индукции (dT=T_{M2}-T_M) (a), линии средних (б) и уровней удвоенного стандартного отклонения от среднего (б, в) значений этого параметра; 2 – кажущееся электрическое сопротивление на глубине 15 м и область аномальных значений этого параметра;
осреднённая амплитуда частоты 40 Гц (a) и области аномально повышенных (более 20) значений этого параметра (б)

Рисунок 6. Тест-объект «Скважина 104». Оценка аномальных изменений в вариациях приращения модуля магнитной индукции, электрического сопротивлени и спектральных характеристик сейсмического шума вблизи эпицентра ПЯВ

Временная связь аномальных эффектов в наблюдённых параметрах позволяет предположить единую природу, обусловленную изменением напряженнодеформированного состояния геодинамически активной техногенной зоны трещиноватости в области, прилегающей к гипоцентру ПЯВ, вследствие продолжающихся в настоящее время деструктивных процессов под воздействием внешних факторов – микроземлетрясений, промышленных взрывов и пр. Подтверждением глубинного происхождения наблюдённых аномальных эффектов можно считать результаты расчёта объёмной модели источника аномально повышенного уровня сейсмического шума (рисунок 7), который, как показано на рисунке 7-б пространственно тяготеет к очаговой зоне ПЯВ.

1 – пункт регистрации естественного сейсмического поля (а) и эпицентра ПЯВ (б); 2 – рассчитанное положение областей: а – аномально повышенной, б – повышенной, в – фоновой сейсмоакустической эмиссии, г – гипоцентр ПЯВ

Рисунок 7. Тест-объект «Скважина 104. Объёмная модель источника аномально повышенного уровня сейсмического шума

3.2 Площадка, прилегающая к реактору ВВР-К ИЯФ

На этой площадке (рисунок 8) по двум ортогональным профилям дважды выполнены наблюдения электрического сопротивления, вызванной поляризации и газопроницаемости по CO₂ (в сентябре-октябре 2016 г. и в начале июня 2017 г.).

контур площадки реактора; 2 – здание реактора;
профили электроразведочной и атмогеохимической съёмок

Рисунок 8. Площадка реактора ВВР-К ИЯФ. Система полевых электроразведочных съёмок в 2016-2017 гг.

На рисунке 9 приведены результаты изучения изменчивости грунтовых условий площадки реактора во времени в геоэлектрических параметрах (электрическое сопротивление, поляризуемость) и газопроницаемости по профилю 1 (рисунок 8). По геофизическим данным изучаемый разрез характеризуется блоковым строением. Фланговые части геологического разреза сложены преимущественно высокоомными песчано-гравийно-галечными грунтами в условиях естественной влажности, центральная часть – суглинистыми породами.

По измерениям 2017 г., как показано на рисунках 9-в и 9-г, наибольшие изменения (по сравнению с 2016 г.) в параметрах электрического сопротивления и поляризуемости отмечены в центральной части (ПК120-190). Электропроводящая зона с сопротивлением р_к менее 10 Ом·м имеет чёткую линейную форму и падение в северном направлении. Зона с максимальной поляризуемостью также является линейной структурой. По атмогеохимической съёмке зафиксированы значительно большие значения содержания СО2 в почвенном воздухе, что вписывается в сезонную закономерность усиления газовыделения летом и снижения в осенне-весенний период. Ранее установленные локальные газопроницаемые зоны на флангах профиля (ПКО-50 и 210-250) подтвердились и в 2017 г.

изолинии кажущегося электрического сопротивления ρ_k: пониженные (а) и повышенные (б) значения, г – границы между блоками;
электропроводящие зоны;
изолинии поляризуемости φ_{BΠ}: а – фоновые;
аномально повышенные значения φ_{BΠ} (более стандартного отклонения от среднего);
зоны повышенной поляризации;
содержание CO₂ в почвенном воздухе: а – 2016 г., б – 2017 г.;
изолинии параметра относительной поляризуемости η_k;
к;
<li

Рисунок 9. Площадка реактора ВВР-К ИЯФ, профиль 1. Результаты мониторинга в 2016 и 2017 гг.

Особенностью съёмки 2017 г. является небольшое (относительно фона) повышение газопроницаемости в интервале ПК145–155, в той части профиля, где отмечены максимальные изменения геоэлектрических характеристик разреза, сложенного суглинистыми образованиями. Более контрастно (после исключения влияния электрического сопротивления на эффекты вызванной поляризации) проявлена динамика обводнённости суглинистой части разреза в параметре относительной поляризуемости [13] (рисунки 9-е, 9-ж).

а) относительная поляризуемость суглинков (1) и песков (2) согласно [14]

б) модуль деформации глинистых и пылеватых грунтов согласно [14]

Рисунок 10. Зависимость относительной поляризуемости и модуля деформации от относительной влажности грунтов

Литература

- Бугаев, Е.Г. Перспективы использования геофизических полей при выборе площадки и обосновании стабильности геодинамических и сейсмических условий при эксплуатации АС / Е.Г. Бугаев Е.Г., А.А. Спивак, С.П. Соловьев: [Электронный ресурс] – Режим доступа свободный. http://www.secnrs.ru/publications/nrszine/4-70-2013/bss2.pdf.
- Сараев, А.К. Опыт изучения приливных вариаций кажущегося сопротивления в аудиочастотном диапазоне / А.К. Сараев [и др.] // Вопросы геофизики. – СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2006. – Вып. 39. – 148 с.
- Максимочкин, В. О связи вариаций геомагнитного поля с сейсмическими событиями / В. Максимочкин, Т. Версан // Физические проблемы экологии. — М.: Физический факультет МГУ, 2011. - Т. 17 – С. 498–507.
- Белослюдцев, О.М. Геомагнитные аномалии накануне землетрясений в Северном Тянь-Шане. / О.М. Белослюдцев, Н.Б. Узбеков, С.Б. Жарасова, Е.М. Мусаев, С.Ж. Узбекова, Б.К. Райимбеков: [Электронный ресурс] – Режим доступа свободный. http://vestnik.kazntu.kz/files/newspapers/69/2147/2147.pdf.
- Селюков, Е.И. Структурно-геодинамическое картирование в комплексе инженерно-геологических изысканий. / Е.И. Селюков, Л.Т. Стигнеева // Промышленное и гражданское строительство. – М.: Геофизический центр Российской АН. Лаборатория динамики, 2013. – № 1.
- Учет внешних воздействий природного и техногенного происхождения на объекты использования атомной энергии. НП-064-05: Федеральные нормы и правила в области использования атомной энергии. – 2006.
- Мониторинг инженерно-геологических условий размещения объектов ядерного топливного цикла (РБ 036-06). -Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору. – 2007.
- 8. Закон РК о промышленной безопасности на опасных производственных объектах, от 3 апреля 2002 г. № 314 Ведомости Парламента Республики Казахстан, 2002 г., № 7–8.

Значения относительной поляризуемости (рисунок 10-а) возрастают пропорционально повышению влажности и, исходя из величины перепада значений относительной поляризуемости, максимальная влажность суглинистой части разреза увеличилась почти в 1,5 раза. Зависимость, приведённая на рисунке 10-б, позволяет сделать вывод о том, что при установленном повышении влажности суглинистых грунтов следует ожидать в них и снижение модуля деформации, а, следовательно, и нагрузочной способности.

Выводы

1. По результатам физического моделирования и комплексных мониторинговых съёмок на геофизическом полигоне «Каскелен» показана возможность использования комплекса методов и состава геофизических и атмогеохимических показателей для выявления и мониторинга глубинных деформационных процессов (проявлений микрогеодинамики). Физической основой для решения этой задачи является проявленность и пространственно-временная связь глубинных деформационных процессов с аномальными эффектами в естественном сейсмическом поле, геоэлектрических параметрах и газопроницаемости песчано-глинистого разреза.

2. На тест-объектах подтверждена эффективность применённых технологий и наблюдательных сетей мониторинга деформационных процессов в песчано-глинистой толще. Полученные сведения могут быть использованы для разработки сетей геолого-геофизического мониторинга безопасности объектов. Выполненные исследования позволяют приступить к определению критериев для прогнозирования возникновения неустойчивого состояния площадок под воздействием природно-техногенных факторов, а также непосредственно к изучению техногенных изменений на конкретных площадках объектов атомной отрасли.

- 9. Ядерная и радиационная безопасность : Технический регламент // нформационная система «Параграф».
- Ребецкий, Ю.Л. Величина и особенности распределения в коре планетарных напряжений, вызванных центробежными силами вращающейся Земли. М.: ИФЗ: [Электронный ресурс] – Режим доступа свободный. http://www.ifz.ru/fileadmin/ user_upload/subdivisions/506/OMTS/2016/19.01/Rotation3.pdf.
- 11. Спивак, А.А. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и
- геодинамических характеристик среды / А.А. Спивак, С.Б. Кишкина // Физика Земли. 2004. № 7. С. 35–49. 12. Шулейкин, В.Н. Геофизические поисковые критерии картирования зон локализованной разгрузки метана в земной коре:
- [Электронный ресурс] Режим доступа свободный. http://oilgasjournal.ru/vol_10/shuleikin.html. 13. 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.
- Рекомендации по методике прогноза изменения строительных свойств структурно-неустойчивых грунтов при подтоплении /ПНИИИС. – М.: Стройиздат, 1984. – 156 с.

АТОМ САЛАСЫ ОБЪЕКТІЛЕРІНІҢ ҚАУІПСІЗДІГІНЕ МОНИТОРИНГІ ҮШІН ГЕОЛОГИЯЛЫҚ ОРТАЛАР ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ПАРАМЕТРЛЕРІНДЕ ТЕХНОГЕНДІ ӨЗГЕРІЛУЛЕРІН ЗЕРДЕЛЕУ

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

Казақстан Республикасы Энергетика министрлігінің Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Қазақстанның атом саласының кейбір объектілері орналасу жерлердің грунттарында құрылымды-заттық өзгерістерін геофизикалық және атмогеохимиялық деректері бойынша айқындау мен қадағалау нәтижелері келтірілген. Құм-сазды қимасы таужыныстардың электрлік кедергісі, табиғи сейсмикалық шуы, газөтімділігі деформациялық процестеріне байланысты өзгерілулердің кеңістік-уақыттық байланысы көрсетілген. Тестобъектілерінде мониторингтің перспективті геофизикалық технологиялары мен бақылау желілерін сынамалау нәтижелері келтірілген.

STUDY OF TECHNOGENIC CHANGES OF GEOLOGICAL MEDIA IN GEOPHYSICAL PARAMETERS FOR THE MONITORING OF NUCLEAR ENERGY FACILITIES' SAFETY

V.N. Shaytorov, M.V. Efremov, V.A. Marinenko, A.K. Zholdybayev, N.N. Kusherbayeva, M.V. Shulga, M.A. Utegenova, G.N. Aldabergenova

Institute of Geophysical Research of the Ministry of Energy of the Republic of Kazakhstan, Kurchatov, Kazakhstan

The paper presents the results of detection and tracing of structural and material changes in the soil of some nuclear energy facilities placements of Kazakhstan based on geophysical and athmogeochemical data. Spatial and temporal connection of changes of electrical resistivity, natural seismic noise, gas permeability of the sand-clay section rocks, connected with deformation processes has been demonstrated. The results of the testing of potential geophysical technologies and observational networks of monitoring at the test facilities are presented.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ДЖУНГАРИИ

¹⁾ Абдрахматов К.Е., ²⁾ Мукамбаев А., ³⁾ С. Grützner, ⁴⁾ G. Campbell, ⁵⁾ R.T. Walker, ⁵⁾ D. Mackenzie, ⁶⁾ J. Jackson, ⁷⁾ Аширов Б.М., ⁷⁾ Айтмырзаев Ж.С., ⁷⁾ Джанабилова С.О., ⁷⁾ Елдеева М.С.

¹⁾ Институт сейсмологии НАН, Бишкек, Кыргызстан ²⁾ Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан ³⁾ Friedrich Schiller University Jena, Institute of Geological Sciences, Jena, Germany ⁴⁾ ARUP, London, UK ⁵⁾ Department of Earth Sciences, University of Oxford, UK ⁶⁾ COMET, Bullard Labs, Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Cambridge, UK ⁷⁾ TOO «Институт сейсмологии», Алматы, Казахстан

В статье показано, что в пределах восточной части Северного Тянь-Шаня и Джунгарии активные разломы, с крыльями, смещенными в позднем плейстоцене – голоцене, имеют простирание, отличное от направления новейших структур, в основном субширотных. Эти разломы представляют собой правосдвиговые дизънктивы северо-западного простирания. Именно они ответственны за современную сейсмическую обстановку на исследованной территории.

Как известно, простирание основных новейших структур Северного Тянь-Шаня и Джунгарии отвечает субмеридиональному сжатию, направленному с юга на север, в соответствии с давлением Индийской плиты. Новейшие разломы, которые на Тянь-Шане в большинстве случаев представлены взбросами, надвигами и сдвигами, также являются следствием этого давления. Их положение на границе хребтов и впадин совпадает с простиранием основных структур. Однако исследования, проведенные в последние годы, показали, что активные разломы, т. е. разломы, крылья которых смещались в позднем плейстоцене – голоцене, в пределах восточной части Северного Тянь-Шаня имеют простирание, отличное от направления новейших структур. Эти разломы представляют собой правосдвиговые дизъюнктивы северо-западного простирания. Именно они ответственны за современную сейсмическую обстановку на Северном Тянь-Шане и Джунгарии (рисунок 1).

стрелка – скорость GPS с 95% -ным доверительным эллипсом по [1]; механизмы очагов землетрясений по [2]; белая точка – землетрясение с mb>4,5 за 1960–2008 гг. по [3] и каталогам ISC за 2009–2018 гг. [4]; черная линия – активный разлом, закартированный по космоснимкам и полевым данным; красная линия – разлом, обсуждаемый в статье: Al – Алтынэмельский, Ch – Чилико-Кеминский, Dz – Западно-Джунгарский, Ка – Калинино, Кс – разрыв вблизи Капчагайского водохранилища, Ко – Конуроленский, Sh – Шонжы; синяя линия – разлом, обсуждавшийся в предыдущих исследованиях: Ар – Алматинский [5], Se – Алматинский [6], To – Торайгырский [7], Us – Усекский [8]; зеленая линия – поверхностный разрыв Чиликского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1889 г. [9]; коричневая линия – поверхностный разрыв Кеминского землетрясения 1911 г. [10]

Рисунок 1. Сейсмотектонические особенности Восточного Тянь-Шаня и Джунгарии

красная линия – профиль SRTM1; треугольник – уступ в осадочном заполнении впадины; синяя линия – разлом, показанный на рисунке 5-6; прямоугольник – участок, представленный крупным планом на рисунках 2-в, г

Рисунок 2. Активная деформация разломами северо-западного простирания с правосторонней компонентой на участке Калинино: а – поверхностное проявление активного разлома по данным HMA (Heterogeneous Missions Accessibility) и SRTM1; б – спутниковое изображение той же области (родники маркируют основания уступов благодаря изменению растительности); в – космоснимок смещенных палеозойских горных хребтов вблизи Калинино (разломы, нарушающие коренные породы, смещают также и четвертичные аллювиальные конусы и дренажную систему); г – правосторонние сдвиги, нарушающие палеозойское скальное основание и отмечающие границу между палеозойскими породами и четвертичными отложениями (б, в, г – изображения GoogleEarthDigitalGlobe/CNES (Centre National D'études Spatiales))

Ниже рассмотрены несколько примеров таких разломов.

1. Многочисленные разломы северо-западного простирания с правосдвиговой компонентой обнаружены авторами в районе с. Калинино (рисунки 1, 2). Здесь закартированы многочисленные разломы СЗ-ЮВ простирания, длиной 5-20 км (рисунок 2-а). Разломы субпараллельны, расстоянием между ними 3-15 км. В районе с. Калинино (рисунок 2-а, б) разломы правосторонне смещают выходы коренных пород [11] (рисунок 2-в, г), но возраст этих смещений неизвестен. Там, где эти разломы продолжаются в аллювиальных конусах, наблюдается взбросовая компонента смещений. Другие разломы вертикально смещают аллювиальные и речные поверхности. Они хорошо видны на DEM (Digital elevation model) и на полевых фотографиях. Вблизи Калинино задокументирован разлом, протяженностью более 5 км и 12метровый уступ, смещающий лессовый покров террас (рисунок 4-д). Топографический профиль по данным SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) показывает, что вертикальное смещение не связано с локальной (антропогенной) модификацией, а представляет собой систематическое смещение поверхности впадины.

2. Еще один разлом северо-западного простирания с вертикальным смещением и, вероятно, также правосторонним смещением, был закартирован юговосточнее Капчагайского водохранилища (Кс на рисунке 1). Разлом имеет простирание СЗ-ЮВ и прослеживается около 40 км согласно DEM (рисунок 3а) и в оптических спутниковых снимках (рисунок 3б). В данном случае на карте склона, полученной спутником исследования Земли ALOS/Jaxa (Advanced Land Observation Satellite/ Japan Aerospace Exploration Agency) 30-миллиметрого разрешения (рисунок 3-в) видно, что поверхностное проявление активного разрыва намного четче, чем по набору данных SRTM1, несмотря на более высокий уровень шума. Дно впадины смещено по вертикали на 20 м в центральной части разлома и имеет широкую зону деформации, которая может быть вызвана современными изменениями (рисунок 3- г). Наблюдается относительно резкое смещение, когда уступ виден в оптических изображениях. Участок с резким смещением осмотрен в поле и выявлен небольшой уступ разлома высотой ~0,5 м. Уступ смещает молодой аллювиальный и эоловый материал. Это смещение должно быть молодым и интерпретируется как поверхностное выражение одного большого землетрясения, которое, скорее всего, имело место в голоцене (рисунок 3-д). Интригует то, что наблюдаемое смещение одного события составляет всего 0,5 м, в то время как по данным дистанционного зондирования могут быть идентифицированы гораздо большие смещения. Этот опыт подчеркивает важность сочетания различных подходов при выявлении отображении активных изменений.

3. В южной части Илийского бассейна, разломы северо-западного простирания наблюдаются у окраины с. Чунджа (рисунок 4-а). Общая длина разломов составляет ~40 км. На северо-западе самый протяженный из них ограничивает скальное основание от осадочных пород впадины. Наблюдаются также разломы, которые смещают палеозойские породы на несколько сотен метров, но они были исключены из полевого картографирования, так как оказалось невозможным сузить возраст их последней активности. Данные по высоте согласно SRTM1 вдоль профиля вблизи города Чунджа выявили два основных разлома со смещением на несколько десятков метров (рисунок 4-б). Наиболее заметный северо-западный уступ встречен к западу от Шонжы (Sh на рисунках 1 и 4-в). Измеренное вертикальное смещение с помощью DGPS (Differential Global Positioning System) составило более 15 м, что было подтверждено съемками дронов и SRTM1 (рисунок 4-г).

условные обозначения - на рисунке 2

Рисунок 3. Активная деформация вблизи северо-западных разломов во внутренней части бассейна участка Капчагай: а – слабый, северо-западный линеамент, прослеживаемый только по SRTM1 и данным о теневом рельефе (для лучшей видимости рельеф преувеличен по сравнению с другими фигурами); б – изображение спутника той же области, что и на рисунке 3-а (заметно изменение растительности вдоль разлома в бассейне изображения GoogleEarth DigitalGlobe / CNES. в – снимок ALOS/Jaxa холмистой области (несмотря на более высокий уровень шума по сравнению с SRTM1 линеамент отчетливо различим); г – высотный профиль по ALOS/Jaxa по линии, обозначенной на рисунке 3-а (вертикальное смещение согласно DEM – до 12 м); д – полевая фотография уклона (вертикальное смещение ~ 0,5 м; вид на ЮЗ, место, обозначенное на рисунке 3-в (43,673321° N 78,611516° E)

красные линии на рисунке 4-а, в – профиль, показанный на рис. 4-б, г; треугольник – уступ

Рисунок 4. Активный разлом северо-западного простирания во внутренней части Илийской впадины на участке Шонжи:

а – проявление на поверхности активного разлома вблизи города Шонжы (по данным НМА и SRTM1); б – профиль SRTM1 (согласно DEM – до ~30 м кумулятивного вертикального смещения по двум основным уступам, вероятно, поздне-четвертичного времени); в – съемка уступа в районе с. Шонжы с дрона DEM; г – профиль уступа вблизи с. Шонжы по результатам обработки съемки дрона по методу SfM (Structure from Motion) показывает ~20 м вертикального смещения; д – панорама уступа, в его самом высоком месте (~20 м вертикального смещения) – взгляд на ЮЗ, такой же, как с дрона DEM на рисунке 4-в; е – вид на запад вдоль уступа с палеозойскими горными хребтами на заднем плане (на левом крае уступ с~20 м)

Мощный лессовый покров к юго-западу от уступа, вероятно, имеет голоценовый возраст (рисунок 4-д). Уступ можно проследить на несколько километров (рисунок 4-е). В большинстве мест вдоль уступа обнаружено лессовое покрытие по обе стороны от него. Горизонтальную составляющую движения по разломам определить не удалось, но вертикальное движение проявляется в дренажной схеме, поскольку потоки часто отклоняются или заканчиваются около разлома Шонжы.

Таким образом, во внутренней части Илийской впадины встречены разломы северо-западного простирания, длиной 5–40 км, которые смещают позднечетвертичные и даже голоценовые отложения, и контролируют особенности дренажной сети.

Полученные авторами данные приводят к нескольким основным выводам, главный из которых заключается в том, что, активная деформация в Северном Тянь-Шане не ограничивается субширотными разломами, перпендикулярными направлению укорочения. Значительную роль играют активизированные разломы северо-западного простирания, принимающие на себя значительную часть сокращения земной коры. При этом сокращение земной коры в Илийской впадине в значительной степени происходит за счет активизации разрывов, находящихся именно в пределах впадины, а не за счет разломов, ограничивающих впадину с юга. При этом в пределах впадины имеются также молодые складчатые структуры [11].

Указанные особенности имеют самое непосредственное влияние на особенности современной сейсмичности. Например, доказано [12, 13], что в пределах Лепсинского разлома, расположенного в Джунгарии (рисунки 5, 6) произошло несколько крупных землетрясений, наиболее близкое к нам имело место около 400 лет назад, а предыдущее землетрясение произошло не менее 5 тыс. лет назад.

Рисунок 5. Положение Лепсинского разлома [Google Earth]

Рисунок 6. Лепсинский разлом по полевым наблюдениям и спутниковым снимкам, показывающим косое взбросовое правостороннее смещение с преобладанием вертикальных движений на востоке и без явных свидетельств горизонтальных смещений на западе [14]

белые линии – разрывные нарушения землетрясения 1911 г., изученные Ароусмитом [10]; желтые линии – изосейты 9-ти и 8-ми бальной зоны земелтрясения 1989 г. оцифрованы из карт, составленных Джанузаковым [17]; красные линии – разрывные нарушения землетрясения 1889 г по результатам работы авторов [9] с учетом первоначальных наблюдений [15, 16]; черные звездочки – эпицентры исторических землетрясений [18, 19]

Рисунок 7. Топография SRTM с затененным рельефом Заилийского и Кунгейского Тянь-Шаня, показывающая основные активные разломы

Авторы предполагают также, что Чиликское Землетрясение 11 июля 1889 г. (Мw 8,0–8,3) является частью последовательности крупных землетрясений, имевших место в конце девятнадцатого и начале двадцатого веков на Северном Тянь-Шане. Несмотря на достаточно высокую изученность этих событий, сейсмотектонические условия возникновения этого землетрясения остаются неизвестными, хотя макросейсмический эпицентр расположен в долине р. Чилик, всего в 100 км к юго-востоку от г. Алматы. Несколько сегментов разломов, которые считаются очаговыми разрывами этого землетрясения, слишком коротки для события такой магнитуды.

Можно предположить, что поверхностный разрыв в районе с. Саты (рисунок 7) образовался в результате одного землетрясения, имевшего место в течение последних 700 лет, приведшего в возникновение поверхностного смещения до 10 м. Событие, образовавшее поверхностный разрыв, вероятно, было Чиликским землетрясением 1889 г. и было единственным событием, разрушившим земную поверхность в течение, по меньшей мере, 5000 лет или, возможно, намного дольше. Использование спутниковых снимков позволило выявить несколько свежих уступов в эпицентральной зоне 1889 г. общей протяженностью около 175 км, которые предположительно также являются разрывами от указанного землетрясения. 175километровый разрыв включает в себя сопряженное левосдвиговое и правосдвиговое смещение по трем отдельным разломам с шагом в несколько километров между ними. По всей видимости, все три разрыва не были выражены в современном рельефе, вплоть до возникновения последнего смещения. Интервал повторения между большими землетрясениями по любому из этих разломов и, по-видимому, по другим разломам Тянь-Шаня может быть больше, чем временные рамки, в течение которых обновляется рельеф,

что создает проблему для определения источников будущей опасности.

И наконец, особенности распределения современной сейсмичности в пределах Северного Тянь-Шаня (рисунок 8) показывают, что даже современное распределение слабых землетрясений обладает выраженной тенденцией группироваться в северо-западных румбах.

Рисунок 8. Карта плотности землетрясений и контуры скоростей современных смещений земной коры по данным GPS на территории Северного Тянь-Шаня [20]

Таким образом, проведенные нами исследования показывают, что на современном этапе тектонического развития Северного Тянь-Шаня преобладающими направлениями разрядки напряжений являются северо-западные, что должно учитываться при оценке сейсмической опасности Северного Тянь-Шаня.

Литература

- Zubovich, A. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions. / A. V. Zubovich, X. Wang, Y. G. Scherba, G. G., Schelochkov [et al] // Tectonics, 2010. – №29. – doi: 10.1029/2010TC002772.
- Sloan, R. A. Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithosphere thickness, shortening and extension. / R. A.Sloan, J. A. Jackson, D. McKenzie, K. Priestley // Geophysical Journal International, 2011. – 185(1). – P. 1 – 29.– doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x.
- Engdahl, E. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. Bull / E. Engdahl, R. Van Der Hilst, R. Buland // Seismol. Soc. Am., 1998. 8(3). P. 722–743.
- 4. International Seismological Centre, on-line catalogue [Электронный ресурс], Thatcham, UK, last access: 2018-01-25. Режим доступа: http://www.isc.ac.uk.
- Grützner, C. Active tectonics around Almaty and along the Zailisky Alatau rangefront / C Grützner, R. T. Walker, K. E. Abdrakhmatov, A. Mukambayev [et al] // Tectonics, 2017. 36(10). P. 2192–2226.
- Selander, J. Inherited strike-slip faults as an origin for basement-cored uplifts: Example of the Kungey and Zailiskey ranges, northern Tian Shan / J. Selander, M. Oskin, C. Ormukov, K. Abdrakhmatov // Tectonics, 2012. – 31(4). – doi: 10.1029/ 2011TC003002.
- Grützner, C. Assessing the activity of faults in continental interiors: palaeoseismic insights from SE Kazakhstan / C. Grützner, E. Carson, R.T. Walker, E. Rhodes [et al] // Earth and Planetary Science Letters, 2017. – 459. – P. 93–104. – doi:10.1016/ j.epsl.2016.11.025.
- Cording, A. Be exposure dating of river terraces at the southern mountain front of the Dzungarian Alatau (SE Kazakhstan) reveals rate of thrust faulting over the past ~ 400 ka. / A. Cording, R. Hetzel, M. Kober, J. Kley// Quat. Res., 2014. – 81 (1). – P. 168–178. – Режим доступа: http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2013.10.016.
- Abdrakhmatov, K. Multi-segment rupture in the July 11th 1889 Chilik earthquake (Mw 8.0–8.3), Kazakh Tien Shan, identified from remote-sensing, field survey, and palaeoseismic trenching / K. Abdrakhmatov, R. T. Walker, G. E. Campbell, A. S. Carr [et al.] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2016.– 121(6). P. 4615–4640. – doi: 10.1002/2015JB012763.
- Arrowsmith, J. R. Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon–Kemin) earthquake, northern Tien Shan, Kyrgyzstan / J. R. Arrowsmith, C. J. Crosby, A. M. Korzhenkov, E. Mamyrov [et al] // Geological Society, 2017. – London: Special Publications, 432(1). – P.233–253. – doi: 10.1144/SP432.10.
- Kober, M. Thick-skinned thrusting in the northern Tien Shan foreland, Kazakhstan: structural inheritance and polyphase deformation / M. Kober, N. Seib, J. Kley, T. Voigt // Geological Society, 2013. – London: Special Publications, 2013377(1), 19– 42. – doi:10.1144/SP377.7.
- Campbell, G. E. Great earthquakes in low strain rate continental interiors: An example from SE Kazakhstan / G. E. Campbell, R. T. Walker, K. Abdrakhmatov, J. Jackson [et al] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2015. 120(8). P. 5507–5534. doi: 10.1002/2015JB011925.
- Campbell, G. E. The Dzhungarian fault: Late Quaternary tectonics and slip rate of a major right-lateral strike-slip fault in the northern Tien Shan region / G. E. Campbell, R. T. Walker, K. Abdrakhmatov, J. L. Schwenninger [et al] // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2013. – 118(10). – P. 5681–5698. – doi: 10.1002/jgrb.50367.
- 14. Абдрахматов, К.Е. Оценка сейсмической опасности Лепсинского разлома / К.Е. Абдрахматов, М.С. Ельдеева, С.О. Джанабилова // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН– в 2-х томах. – М.: ИФЗ, 2016. – Т. 1.– С. 332–336.
- Tibaldi, A. Morphotectonic indicators of Holocene faulting in Central Tien Shan, Kazakstan, and geodynamic implications / A. Tibaldi, E. Graziotto, F. Forcella, V. H. Gapich // Journal of Geodynamics, January 1997. – 23(1). – P. 23–45. – doi: 10.1016/S0264-3707(96)00021-X.
- Crosby, C. The hunt for surface rupture from the 1889 Ms 8.3 Chilik earthquake, Northern Tien-Shan, Kyrgyzstan and Kazakhstan. / C.Crosby, J. Arrowsmith, A Korjenkov, B. Guralnik [et al] // In: AGU Fall Meeting Abstracts, F5, poster presentation, 2007. – San Francisco, California, USA.
- 17. Сильные землетрясения / Джанузаков К.Д., М. Омуралиев, А. Омуралиева, Б.И. Ильясов, В.В. Гребенникова Бишкек: Илим, 2003.
- Krüger, F. Instrumental magnitude constraints for the 11 July 1889, Chilik earthquake / F. Krüger, G. Kulikova, A. Landgraf // Geological Society. – London, Special Publications, 2015. – 432, SP432-8. – doi:10.1144/SP432.8.
- Kulikova, G. Source process of the 1911 M 8.0 Chon-Kemin earthquake: investigation results by analogue seismic records / G. Kulikova, F. Krüger // Geophysical Journal International, 2015. – 201(3). P. 1891–1911. – doi: 10.1093/gji/ggv091.
- Torizin, J. Rating of seismicity and reconstruction of the fault geometries in northern Tien Shan within the project "Seismic Hazard Assessment for Almaty" / J. Torizin, G. Jentzsch, P. Malischewsky, J. Kley [et al] // Journal of Geodynamics, December 2009. – 48(3). – P. 269–278. – doi: 10.1016/j.jog.2009.09.030.

ШЫҒЫС ТЯНЬ-ШАНЬ МЕН ЖОҢҒАРТАУДЫҢ СЕЙСМОТЕКТОНИКАСЫ

¹⁾ Абдрахматов К.Е., ²⁾ Мукамбаев А., ³⁾ С. Grützner, ⁴⁾ G. Campbell, ⁵⁾ R.T. Walker, ⁵⁾ D. Mackenzie, ⁶⁾ J. Jackson, ⁷⁾ Аширов Б.М., ⁷⁾ Айтмырзаев Ж.С., ⁷⁾ Джанабилова С.О., ⁷⁾ Елдеева М.С.

¹⁾ ¥FA Сейсмология институты, Бишкек, Қырғызстан,
²⁾ Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан
³⁾ Friedrich Schiller University Jena, Institute of Geological Sciences, Jena, Germany
⁴⁾ ARUP, London, UK
⁵⁾ Department of Earth Sciences, University of Oxford, UK,
⁶⁾ COMET, Bullard Labs, Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Cambridge, UK

Солтүстік Тянь-Шаньнің шығыс жағы мен Жоңғартауда, кеш плейстоценде – голоценде жылжытылған қанаттарымен белсенді жарылымдардың созылымы, негізінде субендік ең жаңа құрылымдардың бағыттарынан өзгеше. Бұл жарылымдар солтүстік-батыс созылымдағы онжақты ығыспалы дизьюнктивтер болып келеді. Дәл осы жарылымдар зерттелген аумақта қазіргі кездегі сейсмикалық жағдайына жаупты болып келеді.

SEISMO-TECTONICS OF EASTERN TIEN-SHAN AND DZHUNGARIYA

 K.E. Abdrakhmatov, ²⁾ A. Mukambayev, ³⁾ C. Grützner, ⁴⁾ G. Campbell, ⁵⁾ R.T. Walker, ⁵⁾ D. Mackenzie, ⁶⁾ J. Jackson, ⁷⁾ B.M. Ashirov, ⁷⁾ Zh.S. Aytmyrzayev, ⁷⁾ S.O. Szhanabilova, ⁷⁾ M.S. Yeldeyeva

¹⁾ Institute of Seismology NAS, Bishkek, Kyrgyzstan,
²⁾ Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan
³⁾ Friedrich Schiller University Jena, Institute of Geological Sciences, Jena, Germany
⁴⁾ ARUP, London, UK
⁵⁾ Department of Earth Sciences, University of Oxford, UK,
⁶⁾ COMET, Bullard Labs, Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Cambridge, UK
⁷⁾ Institute of Seismology, Almaty, Kazakhstan

It was demonstrated that within the eastern part of Northern Tien-Shan and Dzhungarya active faults with wings shifted in the late Pleistocene – Holocene have the striking different from the direction of the newest structures, mainly sublateral ones. These faults represent right-shift disjunctive structures of north-western strike. They are the responsible ones for modern seismic situation at the investigated territory.

СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Непеина К.С.

Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, Бишкек, Кыргызстан

Описаны системы мониторинга сейсмичности в Центральной Азии, приведены некоторые характеристики и история создания станций, входящих в национальные сейсмические сети. Представлен обзор стационарных и временных систем регистрации землетрясений и ядерных взрывов по состоянию на 2018 г. и их использование при решении различных задач и в исследовательских проектах.

Начиная с советских времен исследование региона Центральной Азии представляет особый интерес. Геодинамическая обстановка в исследуемом районе Центральной Азии достаточно сложная и уникальная. Складчатые структуры, такие как Памир, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Гиндукуш, Предгорья Тибета и Копетдага, до сих пор находятся в активном состоянии, движения этих структур сопровождаются землетрясениями. Физические расстояния (высота, длина) между точками GPS наблюдений изменяются, что подтверждает тектоническую активность региона. В данных условиях особый интерес представляет изучение геофизических параметров территорий как отдельных горных районов, так и горного массива в целом.

Мониторинг сейсмичности в Центральной Азии проводится несколькими центрами. Основное их разделение проходит по государственной принадлежности или ответственности определенной организации, ведущей соответствующие научные исследования в области сейсмологии и предотвращения чрезвычайных ситуаций.

В открытом отчете [1] уже было дано описание сейсмических сетей на территории постсоветского пространства в Центрально-Азиатских республиках. Однако за последние годы произошел ряд изменений: от некоторых станций с сильно зашумленными данными было решено отказаться; на части систем в результате модернизации изменены конфигурация и оборудование; появились новые наблюдательные пункты. Так, начиная с 2008 г., с участием Геофизического центра исследований Земли в Потсдаме (GFZ Potsdam) были созданы межгосударственные сети наблюдений в дополнение к существующим национальным региональным сетям Казахстана, Кыргызстана, Таджикистана, Туркменистана, Узбекистана. Повсеместно в различных установках используется определенный тип аппаратуры: одно- или трехкомпонентные наземные или скважинные сейсмометры. Благодаря использованию трехкомпонентных сейсмометров обеспечена возможность оценки направлений прихода волнового фронта, поляризационного анализа и селекции определенных направлений колебаний (вертикального или одного из горизонтальных) [2]. Таким образом, обзор, приводимый в данной работе, является актуализацией состояния систем мониторинга на 2018 г. в странах Центрально Азии - Казахстане, Кыргызстане, Таджикистане, Туркменистане, Узбекистане. Список действующих сейсмических групп для справки по этим странам доступен по ссылке www.fdsn.org.[3].

Сети сейсмического мониторинга на территории Центральной Азии

В Казахстане существуют две основные организации, занимающиеся обработкой, хранением и обеспечением бесперебойной работы сейсмических сетей: 1) Казахстанский национальный центр данных (КНЦД), входящий в состав Республиканского государственного предприятия «Институт геофизических исследований» Министерства энергетики РК (РГП ИГИ); 2) Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Комитета науки Министерства образования и науки РК (с 2013 г. – ТОО «СОМЭ» АО «Национальный центр сейсмологических наблюдений и исследований»).

В состав сети, работающей под оперативным управлением РГП ИГИ, входят станции [4], созданные в советское время и модернизированные после 1994 г., а также станции, построенные после 2000 г., 5 из которых входят в Международную систему мониторинга, создаваемую Организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) – таблица 1. Инструментальные данные с использованием каналов связи, в том числе спутниковых, передаются в режиме реального времени в КНЦД, в Международные и Национальные центры данных [5]. В составе сети РГП ИГИ имеются группы с уникальной конфигурацией – «Курчатов-Крест» и Большебазовая сейсмическая группа Боровое с «Треугольником» (станции Восточное, Чкалово, Зеренда).

Под контролем ТОО «СОМЭ» находится сейсмотелеметрическая система «Вулкан» [6], которая состоит из сейсмотелеметрических станций (таблица 2) и центра обработки, расположенного на Центральной сейсмической обсерватории Алматы (ЦСО «Алматы»). Информация со всех станций в реальном времени передается на ЦСО «Алматы».

В *Таджикистане* в состав сети входит 8 станций, которые расположены как в горных условиях, так и на равнинных участках, и оборудованы широкополосными сейсмометрами СМЗ-КВ (таблица 3, рисунок 1).
Na	Ста	нция	T	Коорди	инаты	Глубина
N≌	Название	Код	ТИП	LAT	LON	Н, м
1	Р523-Маканчи	MKAR	группа	46,7937	82,2903	615
2	Маканчи	MAKZ (IRIS)	3-х комп.	46,8080	81,9770	600
3	Восточное	VOS	«треугольник»	52,7232	70,9797	300
4	Чкалово	СНК	«треугольник»	53,6762	70,6152	120
5	Зеренда	ZRN	«треугольник»	52,9510	69,0043	380
6	Подгорное	PDGK	3-х комп.	43,3275	79,4850	1277
7	Каратау	KKAR	группа	43,1051	70,5067	525
8	Акбулак	ABKAR	группа	49,2558	59,9431	362
9	AS058-Курчатов	KURK	группа	50,72	78,62	
10	Боровое	BRVK (IRIS)	3-х комп.	53,0578	70,2827	330
11	AS057-Боровое	BVAR-	»	53,0240	70,3880	361
12	AS059-Актюбинск	AKTO-	3-х комп.	50,40	58,00	379
13	Курчатов	KURK (IRIS)	3-х комп.	50,7154	78,6202	184
14	Ортау	OTUK	3-х комп.	48,24433	72,3376	750
15	кнцд	KNDC	3-х комп.	43,2172	76,9658	900

Таблица 1. Станции, входящие в сейсмическую сеть РГП ИГИ (Казахстан) [4]

Таблица 2. Станции, входящие в сейсмическую сеть ТОО «СОМЭ» (Казахстан) [6]

No	lleeneuwe	Коорд	инаты	Высота	No	Hearauna	Коорд	инаты	Высота
IN≌	пазвание	LAT	LON	Н, м	N≌	пазвание	LAT	LON	Н, м
1	Алматы	43,209	76,915	920	20	Семипалатинск	50,408	80,250	210
2	Байтал	45,041	74,046	341	21	Талдыкорган	45,002	78,406	540
3	Березники	49,982	72,678	497	22	Тянь-Шань	43,037	76,947	3480
4	Бесмойнак	43,108	75,669	1624	23	Узынбулак	43,147	79,022	1560
5	Боролдай	42,787	69,683	510	24	Чимкент	42,331	69,601	570
6	Джамбул	42,891	71,331	780	25	Чушкалы	43,857	77,002	510
7	Джаркент	44,332	79,790	1080	26	Шалкоде	43,157	79,883	2115
8	Жабаглы	42,423	75,544	1470	27	Южная	42,147	70,031	1200
9	Жинишке	43,168	78,435	1132	28	Архарлы	44,211	76,613	980
10	Зайсан	47,450	84,400	550	29	Балдыбастау	44,091	78,469	1407
11	Капал-Арасан	45,285	79,357	900	30	Дегерес	43,244	75,772	1340
12	Кастек	43,043	75,966	1520	31	Известковый	43,036	76,613	1720
13	Кокпек	43,442	78,673	1137	32	Карабастау	43,696	75,675	915
14	Курам	43,487	78,168	840	33	Каратобе	43,730	76,490	760
15	Курты	43,893	76,340	540	34	Кетмень	43,461	80,340	1430
16	Майтюбе	43,130	76,429	1050	35	Коныролен	44,359	79,179	1630
17	Медео	43,163	77,048	1600	36	Котырбулак	43,230	77,111	1600
18	Мерке	42,745	73,226	1160	37	Курам	43,486	78,166	840
19	Саты	43,059	78,046	1400	38	Тянь-Шань	43,043	76,943	3350

Таблица 3. Список станций, входящих в сейсмическую сеть Таджикистана (по состоянию на 2017 г.) [7]

No	Станци	Станция		инаты	No	Стан	ция	Коорд	инаты
IN≌	Название	Код	LAT	LON	IN≌	Название	Код	LAT	LON
1	Чуянгарон	CHCR	38,656898	69,158203	5	Гежан	GEZN	39,283298	67,715401
2	Чорух Дайрон	CHRDR	40,3867	69,670998	6	Игрон	IGRN	38,220299	69,326599
3	Душанбе	DUSH	38,568802	68,780998	7	Манем	MANEM	37,529999	71,660004
4	Гарм	GARM	39,00	70,316002	8	Шаартуз	SHAA	37,562	68,122803



Рисунок 1. Схема расположения станций сейсмической сети Таджикистана [7]

В *Туркменистане* имеется 24 станции, которые расположены в основном вдоль хребта Копетдаг (таблица 4, рисунок 2).

Узбекистан имеет сеть из 14 станций, расположенных по всей территории страны (таблица 5, рисунок 3), которая находится под оперативным управлением Института сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан. 6 станций напрямую подключены к интернет-каналам, к FTP-серверу в Центральной сейсмической обсерватории «Ташкент». 8 станций отправляют данные о событиях по коммутируемому соединению. Две точки из них оснащены широкополосными трехкомпонентными датчиками STS-1, акселерометрами SLJ-100B и 24-битными регистраторами данных EDAS-24. Кроме того, несколько станций оснащены трехкомпонентными короткопериодическими датчиками. JCV-104V и 16битными регистраторами данных EDAS-3. На всех других станциях используются однокомпонентные датчики CM3-КВ российского производства и 16-битный регистратор данных Webtronics.



изолиния Kmin, 2 – гос. граница, 3 – река,
 4 – сейсмическая станция, 5 - город [8]

Рисунок 2. Схема расположения станций сейсмической сети Туркменистана и представительности регистрации землетрясений в 2008 г.

N⁰	Название	код	LAT	LON		Название	код	LAT	LON
1	Ашхабад	Ashgabad	37,96	58,37	13	Кызыл-Арават	Kyzil-Aravat	38,97	56,28
2	Ванновская	Vannovskaya	37,95	58,11	14	Туркменбаши	Turkmen-Bashi (KRE)	40,04	53
3	Гаудань	Gaudan	37,67	58,42	15	Кум-Даг	Kum-Dag	39,2	54,66
4	Гаурдак	Gaurdak	37,8	66,05	16	Кушка	Kushka	35,27	62,31
5	Гермаб	Germab	38,01	57,75	17	Маныш	Manysh	37,72	58,61
6	Гуаурс	Gyaurs	37,93	58,91	18	Небит-Даг	Nebit-Dag	39,51	54,39
7	Дан-Ата	Dan-Ata	39,07	55,17	19	Овадан-Тепе	Ovadan-Tepe	38,11	58,36
8	Кара-Кала	Kara-Kala	38,44	56,27	20	Серный	Serniy	39,99	58,83
9	Карлык	Karlyuk	37,56	66,43	21	Серахс	Serakhs	36,53	61,21
10	Каушут	Kaushut	37,46	59,49	22	Сунча	Suncha	38,5	57,3
11	Куджитанг	Kugitang	37,91	66,48	23	Чагыл	Chagyl	40,78	55,38
12	Кызыл-Атрек	Kyzil-Atrek	37,68	54,77	24	Чарджоу	Chardzhou	39,08	63,53

Таблица 4. Список станций, входящих в сейсмическую сеть Туркменистана (по состоянию на 2017 г.) [8]

Таблица 5. Список станций, входящих в сейсмическую сеть Узбекистана [9]

Nº	Станци	я	Коорд	инаты	Высота	No	Стан	нция	Коорд	инаты	Высота
IN≌	Название	Код	LAT	LON	Н, м	IN≌	Название	Код	LAT	LON	Н, м
1	Агалык	AGL	39,5171	66,8803	871,0	8	Тамдыбулак	TMD	41,7500	64,6400	273,0
2	Андижан	ANR	40,7550	72,3600	494,0	9	Газли	Gazly	40,1294	63,4472	186,0
3	Фергана	FRG	40,3743	71,7841	591,0	10	Чимион	Chimion	40,2688	71,5225	664,0
4	Наманган	NAM	40,9911	71,6587	432,0	11	Мингтут	Mingtut	40,4658	70,9748	473,0
5	Нурата	NUT	40,5537	65,6788	524,0	12	Ксива	Xiva	41,3827	60,3506	101,0
6	Самарканд	SAM	39,6733	66,9900	704,0	13	Шахимардан	Shahimardan	39,9540	71,7386	1822,0
7	Ташкент	TAS	41,3250	69,2950	470,0	14	Янгибазар	Yangibazar	41,3021	69,5852	573,0



Рисунок 3. Схема расположения станций сейсмической сети Узбекистана [9]

В *Кыргызстане* сейсмическая сеть состоит из 27 станций: из которых 10 входят в состав сети КNET, подведомственной Научной станции РАН в г. Бишкеке, 15 – в состав сети КRNET, контролируемой Институтом сейсмологии НАН КР (ИС НАН КР), и 2 – в состав сети САREMON, созданной по проекту Геофизического Центра исследований Земли в Потсдаме (GFZ Potsdam) – (таблица 6, рисунок 4).



Рисунок 4. Схема расположения станций сейсмической сети Кыргызстана

Топологию сети KNET (дата создания 1991 г.) разработали Фрэнк Ли Вернон, Глен Дэвид Офилд, Юрий Андреевич Трапезников, Виталий Дмитриевич Брагин, Феликс Николаевич Юдахин. Оборудование KNET представлено широкополосными сейсмометрами STS-2 с 24-битными регистраторами данных PASSCAL [10]. Первой была установлена цифровая сейсмическая станция Ала-Арча (ААК). Данные KNET поступают в Институт сейсмологии НАН КР (ИС НАН КР), на Научную Станцию (НС РАН) и в сейсмологический центр США (IRIS). Параметры землетрясений определяются операторами после предварительной обработки сейсмограмм в автоматическом режиме с использованием специального программного обеспечения [11]. В качестве основной скоростной модели литосферы выбрана шестислойная модель Стива Рёккера. Сеть позволяет наблюдать за геодинамическими процессами Тянь-Шаня и Бишкекского геодинамического полигона. Следует отметить, что одним из преимуществ сейсмических станций, функционирующих на территории Кыргызстана, является то, что они расположены на региональных расстояниях относительно всех испытательных полигонов Центральной Азии (Семипалатинский испытательный полигон, Лобнор, Похаран, Чагай, мирные ядерные взрывы), что позволяло и позволяет эффективно использовать эти станции при мониторинге различных взрывов [12].

Во время первого большого проекта с 1997 по 2000 гг. («Структура и эволюция Тянь-Шаня в Центральной Азии») были установлены 17 сейсмостанций в автономных бункерах и на сейсмостанциях Института сейсмологии Национальной Академии наук КР. Использовались сейсмостанции типа REFTEK 72A-08, блоки памяти REFTEK 72A-05 4.4MB, сейсмометры типа Streckeisen STS-2, фирмы Guralp CMG-3ESP, CMG-40T, GPS блоки REFTEK 111A. Эксплуатацию станций – профилактику, взаимодействие со специалистами PASSCAL Instrument Center, обновление программного обеспечения, ремонт, анализ качества данных, архивирование данных, – выполняла группа ГВНТиА HC PAH [10].

Таблица 6. Список станций, входящих в сейсмическую сеть Кыргызстана [13]

Nie	Станці	ия	Коорд	инаты	Высота	Сеть	Na	Станция		Коорд	инаты	Высота	Сеть
Nº	Название	Код	LAT	LON	Н, м	Название	Nº	Название	Код	LAT	LON	Н, м	Название
1	Ананьево	ANVS	42,7861	77,6672	1864	KRNET	15	Токтогул	TOKL	41,9833	72,8681	1097	KRNET
2	Арал	ARLS	41,8544	74,3289	1526	KRNET	16	Салом-Алик	SALK	40,8833	73,8208	1672	KRNET
3	Аркит	ARK	41,8	71,9667	1420	KRNET	17	Суфи-Курган	SFK	40,0167	73,5025	2110	CAREMON
4	Арсланбоб	ARSB	41,3233	72,9811	1378	KRNET	18	Алмалы-Ашуу	AML	42,131	73,694	3400	KNET
5	Баткен	BTK	40,0575	70,8181	980	KRNET	19	Ала-Арча	AAK	42,6375	74,4943	1648	KNET
6	Бишкек	FRU1	42,8333	74,6167	929	KRNET	20	Чумыш	CHM	42,9985	74,7511	655	KNET
7	Боом	BOOM	42,4922	75,9422	1737	KRNET	21	Эркин-Сай	EKS2	42,6615	73,7772	1360	KNET
8	Каджи-Сай	KDJ	42,1272	77,1944	1830	KRNET	22	Карагай-Булак	KBK	42,6563	74,9477	1760	KNET
9	Каракол	PRZ	42,5	78,4	1835	KRNET	23	Кызарт	KZA	42,0777	75,2495	3520	KNET
10	Карамык	DRK	39,4833	71,805	2627	KRNET	24	Токмок	TKM2	42,9207	75,5965	2020	KNET
11	Нарын	NRN	41,4222	75,97	2120	KRNET	25	Учтор	UCH	42,2275	74,5133	3850	KNET
12	Ош	OHH	40,5244	72,785	800	KRNET	26	Улахол	ULHL	42,2455	76,2417	2040	KNET
13	Талас	MNAS	42,4894	72,5067	1465	CAREMON	27	Успеновка	USP	43,2668	74,4997	740	KNET
14	Терек-Сай	TRKS	41,4625	71,1733	1518	KRNET							

Второй проект – «Совместные исследования: дискретность в сравнении с непрерывной континентальной деформацией и роль нижней коры в Тянь-Шане» – выполнялся с июля 2003 г. по июль 2008 г. В Соглашении о научно-техническом сотрудничестве участвовали: от США – Ренселлелеровский политехнический институт (проф. С. Рёкер) и Университет штата Южная Каролина (проф. Дж. Нэпп); от РФ и КР – Научная станция (Л.М. Богомолов) и Международный научно-исследовательский центр – геодинамический полигон в г. Бишкеке, МНИЦ-ГП (Г.Г. Щелочков). На начало 2011 г. группа ГВНТиА НС РАН участвовала в работах по двум Соглашениям МНИЦ с США и в двух международных проектах [10].

СЕТИ, СОЗДАННЫЕ В РАМКАХ НАУЧНО-ИССЛЕдовательских проектов CAREMON, TIPTIMON и др.

Проект CASCADE способствовал созданию трансграничного научного консорциума по снижению риска землетрясений в Центральной Азии (COSERICA). Региональными членами консорциума COSERICA, подписавшими двусторонний меморандум о взаимопонимании совместно с Центром Гельмгольца в Потсдаме (Helmholtz Centre Potsdam) и Геофизическим Центром исследований Земли Потсдама (GFZ Potsdam), стали: Казахстанский институт сейсмологии (IOS), Алматы; Национальный ядерный центр РК (исполнитель – Институт геофизических исследований), Центр по сбору и обработке специальной сейсмической информации (Алматы, Казахстан); Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ, Бишкек, Кыргызстан); Институт Сейсмологии НАН КР (ИС НАН КР), Бишкек, Кыргызстан; Международный университет инновационных технологий (Бишкек, Кыргызстан); Кыргызский государственный университет строительства, транспорта и архитектуры (КГУСТА, Бишкек, Кыргызстан); Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии (ИГЕИ, Душанбе, Таджикистан); Институт сейсмологии (Ашхабад, Туркменистан); Научно-исследовательский институт сейсмостойкого строительства, (Ашхабад, Туркменистан); Институт сейсмологии АН РУ (Ташкент, Узбекистан). В настоящее время обсуждаются соглашения о сотрудничестве с рядом других региональных и международных институтов, поэтому список партнеров COSERICA будет расширен [14]. Помимо этого, в районе Памира мониторинг осуществляет Китайская сейсмическая сеть XJ, оборудованная как широкополосными, так и короткопериодными сейсмометрами. Обработку ведет Китайский центр мониторинга землетрясений (China Earthquake Network Center, CENC). Со стороны *Российской Федерации* землетрясения Центральной Азии регистрируют и изучают в Алтае-Саянском филиале ФГБУН ФИЦ «Единой геофизической службой Российской академии наук» (АСФ ФИЦ ЕГС РАН). Данную территорию охватывает также сейсмическая сеть *Монголии*, состоящая из 14 станций, находящихся на расстояниях 20–30 км друг от друга.

По проекту TASK FORCE создана сеть «4В» в Кыргызстане, которая осуществляла работу в 2008-2009 гг. (таблица 7). На базе уже существовавших станций был осуществлен проект сейсмической сети Центрально-Азиатской границы (Central Asian Crossborder Network CAREMON). Сеть состояла из семи 3-х компонентных станций, созданных в 2009-2011 гг. В сеть входили: 1 станция в Туркменистане -Ашхабат (Институт сейсмологии); 1 станция в Таджикистане – Джерно (Таджикский Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии); 2 станции в Кыргызстане – Талас (Институт сейсмологии Кыргызстана) и Сафы-Курган (Центрально-Азиатский Институт прикладных исследований Земли) и 1 станция в Узбекистане – Ташкент (Институт сейсмологии) [15], а также две станции (Подгорное и Ортау были установлены на территории Казахстана в 2010 г.

Совместный кросс-дисциплинарный проект **TIPTIMON** по длительному мониторингу геодинамики и изменению климата в Центральной Азии на территории трех государств – Кыргызстана, Таджикистана и Узбекистана осуществлен в 2008-2013 гг. кооперацией Научной станции РАН в г. Бишкеке, Института геологии Академии Наук Республики Таджикистан, Технического университета «Фрайбергская горная академия», Университетом Йены и Геофизическим центром исследований Земли в Потсдаме. Полученные данные были представлены магнитотеллурическими (благодаря Научной станции РАН в г. Бишкеке), электроразведочными и сейсмологическими (короткопериодного диапазона 10^{-3} – 10^{-1} с) данными. В 2008 и 2009 гг. проект был расширен до TIPAGE.

Таблица 7. Список станций, входящих в сейсмическую сеть CAREMON (СК) [3]

No	Kon		Координаты		
м₂код		Описание станции	LAT	LONG	
1	ASHT	Институт сейсмологии. Станция Ашхабат. Туркменистан	37,94208	58,38473	
2	DZET	Таджикский институт сейсмостойкого строительства и сейсмологииСтанция Джерно. Таджикистан	38,80545	68,82701	
3	MNAS	Институт Сейсмологии Кыргызстана. Станция Талас. Кыргызстан	42,49321	72,49757	
4	OTUK	Институт геофизических исследований. Станция Ортау. Казахстан	48,24446	72,33778	
5	POGK	Институт геофизических исследований. Станция Подгорное. Казахстан	43,32764	79,48492	
6	SFK	Центрально-Азиатский Институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ). Станция Суфи-Курган. Кыргызстан	40,01698	73,50773	
7	TAS	Институт сейсмологии. Станция Ташкент. Узбекистан	41,3294	69,2958	

Сейсмическая сеть **TIPAGE** («7В») на территориях Таджикистана и Кыргызстана в 2008–2010 гг. использовалась для изучения глубинных структур и геодинамических процессов в зонах столкновения Тянь-Шаня и Памира в Центральной Азии. В 2008 г. в общей сложности 40 сейсмических станций были развернуты преимущественно вдоль профиля северюг длиной 350 км и частично в виде редкой 2D сети, охватывающей площадь 300×300 км от центрального плато Памир (таблица 8, рисунок 5). В 2009 г. сеть была перестроена в 2D сеть с более высокой плотностью станций. Всего в проекте участвовало 57 станций [doi: 10.14470/20097102]. Подпроект № 8 исполнялся в 2012 г. совместно с Центрально-Азиатским институтом прикладных исследований Земли и был нацелен на изучение палеосейсмологии макроструктур и сейсмической истории активных разломов Тянь-Шаня.

Сейсмическая сеть «6С» (таблица 9) была развернута на территории *Афганистана* в 2013– 2014 гг. в рамках программы САМЕ (Средняя Азия – Monsoon Dynamics и Гео-экосистема) по проекту **TIPTIMON** (программа мониторинга Тянь-Шаня– Памира) с целью изучения сейсмотектоники Гиндукуша и Таджикско-афганского бассейна. Все 8 станций были оснащены 3-х компонентными геофонами марки MARK L-4C-3D и рекордерами DSS CUBE, которые вели непрерывную запись с дискретизацией 100 отсчетов в сек. [doi: 10.14470/ 1P7568352842].

Nia	⁰ Код	Станция	Коорд	инаты	Nia		Станция	Коорд	инаты
N≌	Код	Страна	LAT	LONG	N≌	Код	Страна	LAT	LONG
1	AGA9	Кыргызстан	39,38098	72,28005	30	P08	Кыргызстан	39,50681	73,26753
2	KAR9	Таджикистан	39,49319	71,75632	31	P09	Таджикистан	39,37371	73,32623
3	KIR9	Таджикистан	40,02559	72,91928	32	P10	Таджикистан	39,27826	73,36461
4	KSU9	Таджикистан	39,64313	72,66618	33	P11	Таджикистан	39,12707	73,53219
5	LEN9	Таджикистан	39,4792	72,91009	34	P12	Таджикистан	39,01499	73,56756
6	ALI8	Таджикистан	37,79447	73,39705	35	P13	Таджикистан	38,87095	73,50127
7	BAR8	Кыргызстан	37,94205	71,45329	36	P14	Таджикистан	38,7093	73,51657
8	BRC9	Таджикистан	38,30938	72,47465	37	P15	Таджикистан	38,56333	73,62466
9	BUL9	Таджикистан	37,87692	72,88939	38	P16	Таджикистан	38,49298	73,86337
10	CHU9	Кыргызстан	39,17996	71,09528	39	P17	Таджикистан	38,32936	74,02196
11	DKO8	Таджикистан	39,55386	72,21786	40	P18	Таджикистан	38,14757	73,96268
12	FRK9	Таджикистан	37,39417	69,32938	41	P19	Таджикистан	38,01392	73,9397
13	ISH8	Таджикистан	36,68349	71,79446	42	P20	Таджикистан	37,93403	74,02341
14	KAW8	Кыргызстан	39,07096	73,10701	43	P21	Таджикистан	37,80283	74,21337
15	KAW9	Таджикистан	39,05098	73,11613	44	P23	Таджикистан	37,56239	74,15751
16	KIK9	Таджикистан	38,4685	70,82222	45	P24	Таджикистан	37,45906	74,16129
17	KOK8	Кыргызстан	38,66216	72,84871	46	PAS8	Таджикистан	38,87341	71,45415
18	KRG8	Таджикистан	37,45454	73,08263	47	POI8	Таджикистан	38,65089	71,94102
19	LAN9	Кыргызстан	37,03697	72,63406	48	POI9	Таджикистан	38,65525	71,97578
20	MAD8	Таджикистан	38,15565	73,61015	49	RAJ8	Таджикистан	38,15102	71,94334
21	MIY8	Таджикистан	37,71804	72,37805	50	RAN8	Таджикистан	38,48119	74,3795
22	NUR8	Кыргызстан	39,63945	73,85789	51	SBD9	Таджикистан	37,85275	70,05897
23	P01	Кыргызстан	40,4196	73,08032	52	SHA8	Таджикистан	37,53764	74,81988
24	P02	Кыргызстан	40,31751	73,23359	53	SHN9	Таджикистан	37,04139	71,51616
25	P03	Кыргызстан	40,17129	73,48497	54	TAB8	Таджикистан	37,23438	72,1561
26	P04	Кыргызстан	40,05572	73,54691	55	TOK9	Таджикистан	37,82747	74,64877
27	P05	Кыргызстан	39,90569	73,40466	56	VAN9	Таджикистан	38,33862	71,41946
28	P06	Кыргызстан	39,73058	73,25204	57	ZOR9	Таджикистан	37,48013	73,73392
29	P07	Кыргызстан	39.69466	73.23569					

Таблица 8. Станции, входящие в сейсмическую сеть TIPAGE («7В») [3]

Таблица 9. Станции, входящие в сейсмическую сеть FERGHANA «6С» в Кыргызстане [3]

No		Станция	Коорд	инаты	No		Станция	Коорд	инаты
INE	Код	Название	LAT	LONG	IN2	Код	Название	LAT	LONG
1	F01	Таш-Кумыр	41,358	72,2339	10	F12	Орозбеково	40,047612	71,660553
2	F02	Джаны-Жол	41,606413	72,120845	11	F13	Кадамджай	40,00473	72,092558
3	F03	Сугут	41,4816	71,5923	12	F14	Уч-Коргон	40,206232	72,066533
4	F04	Майли-Суу	41,261633	72,461897	13	F16	Сары-Бийя	40,569408	73,880364
5	F05	Массы	41,10635	72,66734	14	F17	Каракол	41,620437	72,691643
6	F06	Дмитриевка	41,125283	73,310533	15	F19	Кара-Кохта	40,3426	72,6166
7	F07	Джалал-Абад	40,970703	73,043133	16	F20	Кызыл-Уран	41,696352	73,329653
8	F10	Ак-Терек	40,862667	73,675245	17	F21	Арсланбоб	41,24251	72,98352
9	F11	Кысык-Алма	40,6368	73,247	18	F22	Ой-Тал	40,43089	74,08887

Проект FERGHANA («6С») осуществлялся с использованием 18 станций на территории юга Кыргызстана в 2009–2010 гг. для оценки геодинамики неотектонического блока Южного Тянь-Шаня и проявлений оползней в этом регионе. Этот проект был неразрывно связан с проектом «Наблюдения глобальных изменений в Центральной Азии», раздел «Тектоника и климат» (POF II-Theme «Global Change Observatory Central Asia»). В 2010–2012 гг. проводился также мониторинг 4 станциями сети **КС** (таблица 10, рисунок 6) под оперативным руководством Центрально-Азиатского Института прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ).

Таблица 10. Станции, входящие в сейсмическую сеть КС в Кыргызстане [3]

No		Станция	Координаты			
N≌	Код	Название	LAT	LONG		
1	ASAI	Аксай	40,9178	76,521		
2	ENEL	Энылчек	42,1529	79,455		
3	MRZ1	Озеро Мерзбачер	42,2246	79,8597		
4	TARG	Тарагай	41,7291	77,8048		



Рисунок 5. Схема расположения станций сейсмической сети TIPAGE («7В») [3]



Рисунок 6. Схема расположения станций сейсмической сети КС [3]

Сейсмическая сеть «5С» (Таблица 11таблица 11) была установлена в 2012–2014 гг. в *Таджикистане* по проекту **TIPTIMON** и состояла из 34 станций. Целью инсталляции было изучение сейсмотектоники западного Памира и таджикско-афганского бассейна. Изначально состояла из 25 станций, которые осуществляли запись с оцифровкой 100 отсчетов/сек. и оснащены рекордерами EDL (EarthData PR6-24) и широкополосными сейсмометрами. [doi: 10.14470/ 0P7567352807].

Таблица 11. Станции, входящие в сейсмическую сеть «5С» TIPTIMON в Таджикистане (https://doi.org/10.14470/0P7567352807)

No	Von	Коорд	инаты	No	Von	Коорд	инаты
INE	код	LAT	LONG	INE	код	LAT	LONG
1	AIN2	39,38912	68,54383	18	PIC2	39,00646	69,35254
2	BAL2	38,30459	69,67062	19	QUM2	37,42958	68,68763
3	BAR2	37,9421	71,45339	20	SBD2	37,85275	70,05899
4	CDA2	37,75668	69,83372	21	SHU2	38,01105	69,76023
5	FRK2	37,39438	69,30005	22	SHP2	38,84075	70,77992
6	GAN2	37,93341	68,59559	23	TAB2	37,23438	72,15613
7	GCH2	37,19937	71,54546	24	TAV2	38,67568	70,49674
8	HOI2	39,18008	70,88634	25	VAN2	38,37526	71,46708
9	ISH2	36,68377	71,79406	26	BAC2	38,31505	69,6727
10	JOR2	39,10065	70,59066	27	HOT2	39,18071	70,8866
11	KAL2	37,83819	69,09501	28	KSN2	38,90642	69,93552
12	KHV2	38,38733	70,03655	29	MAR2	39,18675	68,72934
13	KID2	38,63666	69,49506	30	SAN2	38,37819	70,13874
14	KIK2	38,46849	70,82207	31	BAC3	38,31496	69,6728
15	KSM2	38,90668	69,93658	32	GUL3	38,663	69,51311
16	PAN2	38,27524	70,57496	33	PES3	38,60193	69,92257
17	PES2	38,60176	69,92249	34	VIS3	38,89553	69,27827

На территории Таджикистана в 2016-2017 гг. работали 11 станций (таблица 12, рисунок 7) в составе сети с названием «Сарез Памир» («Sarez Pamir», «9Н»), созданной Геофизическим Центром исследований Земли в Потсдаме (GFZ Potsdam). Сейсмическая сеть «Сарез Памир» была установлена через два месяца после землетрясения 7 мая 2015 г. с магнитудой M_w=7,2 на восточной части Памирского нагорья Таджикистана. В сентябре 2016 г. часть станций была перенесена в южный Памир. Оборудование было представлено широкополосными 3-компонентными сейсмометрами типа Trillium Compact. Данные были записаны с использованием рекордеров земных данных (EDR), запись была непрерывной с частотой дискретизации 100 Гц. Основная цель сети заключалась в записи последовательности афтершоков землетрясения в Сарезе и увеличении однополярной сейсмической сети Восточный Памир Китай и ранее существующих сейсмических сетей ТІРАGЕ и ТІРТІМОМ [doi: 10.14470/4U7561589984].

No	Kan anaunuu	Координаты LAT LONG 38,67722 73,18065 38,70931 73,51652 38,15565 73,61015 38,30923 72,47451 38,30941 72,47342 37,76606 72,98528 38,34033 74,01249 39,12725 73,533 23,56345 74,4570	
N≌	код станции	LAT	LONG
1	ICE6	38,67722	73,18065
2	P146	38,70931	73,51652
3	MAD6	38,15565	73,61015
4	BRC6	38,30923	72,47451
5	BRC6	38,30941	72,47342
6	SUM6	37,76606	72,98528
7	CHE6	38,34033	74,01249
8	P116	39,12725	73,533
9	P236	37,56215	74,15769
10	LAN6	37,03681	72,634
11	ISH6	36,68384	71,79388

Таблица 12. Станции, входящих в сейсмическую сеть «Sarez Pamir» («9Н») в Таджикистане по проекту TIPTIMON [3]



Рисунок 7. Схема сейсмической сети «Sarez Pamir» («9Н») по проекту TIPTIMON. 2016-2017 гг. (doi.org/10.14470/4U7561589984)



Рисунок 8. Схема сейсмической сети ACROSS [16]

Сеть ACROSS на территории Кыргызстана была установлена в 2015 г. К 2017 г. сеть ACROSS состояла из 19 станций сильных движений (рисунок 8), распределенных по всей территории Кыргызской Республики. Одна станция, расположенная в Бишкеке, оснащена датчиком Guralp CMG-5TC3 и цифровым преобразователем СМG-DM24S12EAM4, непрерывно регистрирующим 500 отчетов/сек. Другие 18 станций оборудованы преобразователями Nanometrics Centaur Digitisers и датчиками сильных движений Titan, которые записывают в непрерывном режиме с частотой 100 отсчетов/сек. Данные передаются в Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ, Бишкек, Кыргызстан). Сеть способна регистрировать события магнитудой 4-5. Сеть ACROSS установлена по инициативе ассоциации Гельмгольца. Проект был поддержан Глобальной обсерваторией изменений в Центральной Азии Геофизического Центра исследования Земли в Потсдаме (GFZ) [16].

Литература

- Khalturin, V. I. Seismicity, Recent Seismic Observations and Seismological Institutes in Post-Soviet Central Asian Republics / V. I. Khalturin, P. G. Richards, W.-Y. Kim // Open report – 2006. – 29 p.
- Непеина, К. С. Обзор современной практики использования группирования сейсмометров на примере Средней Азии // Матер. Х междунар. науч. конф. «Современные техника и технологии в научных исследованиях». Бишкек. – 2018. – С. 85–90.
- Международная федерация сетей цифровых сейсмографов (FDSN) [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.fdsn.org/networks/. Дата обращения 27.02.2018.
- 4. Казахстанский национальный центр данных (KNDC) [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.kndc.kz. Дата обращения 27.02.2018.
- Михайлова, Н.Н. Казахстанский центр сбора и обработки специальной сейсмической информации: функции, задачи, система телекоммуникаций, базы данных / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров, З.И. Синева, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК. – 2001. – Вып. 2. «Геофизика и проблемы нераспространения». – С. 21–27.
- ТОО «Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция Комитета науки Министерства образования и науки Республики Казахстан» (ТОО «СОМЭ») [Электронный ресурс]. Режим доступа: [http://mes.kg/upload/kniga_2014/book_ rus000.html].
- 7. Hakimov, F. Tajik seismological networks data collection, analysis and applications in hazard assessment // Workshop on training in network management systems and analytical tools for seismic. Baku, Azerbaijan. 23–27 October 2017.
- 8. Институт сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана [Электронный ресурс]. Режим доступа: [science.gov.tm/organisations/seismic_institute]. Дата обращения 28.03.2018.
- 9. Институт сейсмологии Узбекистана [Электронный ресурс]. Режим доступа: isas.uzsci.net. Дата обращения 27.03.2018.
- 10. Научная станция РАН в г. Бишкеке [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.gdirc.ru/. Дата обращения 27.03.2018.
- 11. Сычева, Н.А. Киргизская сейсмологическая сеть KNET / Н.А. Сычева // Вестник КРСУ. 2016. Т. 16.,№ 5. С. 175– 183.

- 12. Bragin, D. The Kyrgyz Seismic Network (KNET) / D. Bragin [et al] // AGU Spring Meeting Abstracts. 2007.
- Абдрахматов, К.Е. Система сейсмического мониторинга территории Кыргызстана / К.Е. Абдрахматов, А.В. Берёзина, Е. В. Першина, Е. Л. Мозолева // Вестник Института сейсмологии НАН КР. – 2014. – №2 (4). – С. 14–21.
- Tyagunov, S. Seismic risk assessment in the countries of Central Asia / International conference on Complexity in earthquake dynamics: From nonlinearity to earthquake prediction and seismic stability / S. Tyagunov [et al] // Tashkent, Uzbekistan, 2012. – doi: 10.13140/2.1.2443.5207.
- 15. Михайлова, Н.Н. Новые казахстанские станции, установленные в рамках проекта CAREMON / Н.Н. Михайлова [и др.] // Вестник НЯЦ РК. 2012. Вып. 1. С. 27–32.
- 16. Parolai, S. Assessing earthquake early warning using sparse networks in developing countries: case study of the Kyrgyz Republic / S. Parolai [et al] // Front. Earth Sci. 5:74. 2017. Vol. 5, Article 74. P. 1–15. doi: 10.3389/feart. 2017.00074.

ОРТАЛЫҚ АЗИЯДАҒЫ СЕЙСМИКАЛЫҚ БАҚЫЛАУ ЖЕЛІЛЕРІ

Непеина К.С.

Бішкек қаласындағы Ресей ғылым академиясының ғылым станциясы, Бішкек, Қырғызстан

Орталық Азиядағы сейсмикалылықтың мониторинг жүйелері сипатталған, ұлттық сейсмикалық желілеріне кіретін станциялардың кейбір сипаттамалары мен құрылу тарихы келтірілген. 2018 ж. жағдайы бойынша жерсілкінулер мен ядролық сынауларды тіркеудің тұрақты және уақытша жүйелерінің шолуы мен оларды әртүрлі міндеттерді шешу үшін және зерттеу жобаларында пайдалану ұсынылған.

SEISMOLOGICAL NETWORK OBSERVATIONS IN CENTRAL ASIA

K.S. Nepeina

Research Station of the Russian Academy of Sciences, Bishkek, Kyrgyzstan

In this paper, seismic monitoring systems in Central Asia are presented. The description, some characteristics and history of creation of the stations entering into national seismic networks of monitoring are given. A review is provided for stationary and temporary systems for recording earthquakes and nuclear explosions for the period of up to 2018 and their use when solving various tasks in research projects.

УДК 550.34(476)

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА РАЙОНА КАПШАГАЙСКОЙ ГЭС

Гессель М.О., Неверова Н.П., Хайдаров М.С.

Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция, Алматы, Казахстан

Проанализирована сейсмичность района расположения Капшагайской ГЭС, находящегося под влиянием ближайших карьерных взрывов и вибраций гидроэлектростанции на плотине. По распределению количества землетрясений до и после заполнения водохранилища в 1970 г., а также по увеличению доли умеренных землетрясений в 2011–2018 гг. делается вывод об ускоряющейся техногенной сейсмичности. Обращено внимание на расположение водохранилища непосредственно на Алтын-Эмельском разломе и возможность активизации этого разлома при дальнейшей эволюции вызванной сейсмичности во взаимодействии с сейсмичностью естественной.

Изменения экологии, связанные с большими водохранилищами и ГЭС, носят долговременный и комплексный характер. Медленные и многолетние изменения могут вызывать разные изменения - влиять на уровень грунтовых вод, состав растительности, микроклимат и др., что требует проведения исследований и многолетнего комплексного мониторинга. По данным Международной комиссии по крупным плотинам ICOLD (International Commission on Large Dams) за последние 10 лет разрушены более 300 из зарегистрированных в мире 17 тысяч больших плотин. Сейсмические явления пока не рассматриваются как причина разрушения. Главные причины, по мнению экспертов, - некомпетентность, ошибки проектирования, недооценка мощности паводков, повреждения водосброса. Что касается сейсмических причин разрушения плотин, предполагается, что плотина с высотой водного столба более 100 м может вызвать землетрясение, способное разрушить саму плотину. Наличие ГЭС только усугубляет проблему вызванной сейсмичности и ускоряет возникновение землетрясения-разрушителя [1].

Капшагайское водохранилище, ГЭС, плотина и сейсмичность

Илийская впадина расположена в основном на территории Алматинской области Казахстана. Практически по всей длине этой впадины протекает большая река Или, берущая начало на Тянь-Шане в КНР на высоте 3540 м. Протяженность реки, являющейся крупнейшей в стране, – 1439 км, из которых 815 км (56,6 %) приходится на территорию Алматинской области. Река Или была перекрыта 29 сентября 1969 г., и в узком, образованном скалами, Капшагайском ущелье были построены плотина и ГЭС. С 1970 г. началось заполнение Капшагайского водохранилища в центральной части впадины, в основном русле р. Или, бывшей когда-то полноводной судоходной рекой.

Большая впадина, включившая водохранилище, в недавнем прошлом относилась к асейсмичным территориям.

Возможно, поэтому большой неожиданностью для сейсмологов и общественности стало ощутимое

землетрясение 01.05.2011 г. с энергетическим классом 13,1 и магнитудами MS = 4,3, mpv = 5,4. Эпицентр землетрясения с координатами $\phi = 43,58^{\circ}$ $\lambda = 77,7^{\circ}$ находился южнее водохранилища [2]. Разница в значениях магнитуд свидетельствует об очень высокочастотном характере данного землетрясения и больших напряжениях в очаге, что не удивительно. Ранее сейсмологами было отмечено, что почти вся территория севернее широты г. Алматы характеризуется высокочастотными очагами. Это связано с геологическим строением Илийской впадины, подвергшейся, в частности, палеозойской активизации [3]. Последовавшая активность афтершоков (почти равных, по магнитуде, главному толчку) также свидетельствовало в пользу такого спектрального районирования. За первые сутки было зарегистрировано 101 событие. Уникальностью землетрясения 01.05.2011 являлся необычайно интенсивный характер афтершоков по энергии, так как в течение суток после основного толчка серия слабых афтершоков с Кр = 5-8 сопровождалась одним событием 12-го, двумя землетрясениями 11-го и несколькими афтершоками 9-10 классов. В непосредственной близости от очага с такой же энергией (Кр = 13,0) наблюдалось землетрясение 23.08.1960 г., которое сопровождалось единственным афтершоком с Кр = 7,0. Все эти факты свидетельствуют о больших тектонических напряжениях, действующих в настоящее время в районе «асейсмичной» Илийской впадины.

В данной статье анализируется сейсмичность небольшой территории западной оконечности Капшагайского водохранилища (с координатами 43,5° – 44,5° с. ш. 76.5° – 77,5° в. д.), в пределах которой в последние годы станциями ТОО «СОМЭ» все чаще регистрируются землетрясения различных энергетических классов. Практически в центре этой территории находятся плотина, гидроэлектростанция и город Капшагай. На рисунке 1 показаны эпицентры землетрясений за 2012–2017 гг. Одно из последних землетрясений произошло в 2017 г. на расстоянии 8 км от ГЭС и ощущалось в г. Капшагае интенсивностью 3 балла.



Рисунок 1. Эпицентры землетрясений в районе Капшагайской ГЭС. 2012–2017 гг. Таблица. Умеренные землетрясения района плотины и ГЭС Капшагайского водохранилища

Пото	Prova	Коорд	инаты	Энергетич.	Магнитуда,	Глубина,
Дата	Бремя	φ	λ	класс	mpv	КМ
1960-08-23	04:51:00.0	43°39'	77°30'	13,0		
1969-04-27	07:08:58.5	43°58'	77°05'	10,0		
1969-09-19	03:29:21.0	44°03'	76°54'	10,0		
1983-02-12	16:56:59.8	43°35'	77°24'	9,8		
2000-09-04	00:19:13.2	44°16'	77°22'	10,2	4,6	20
2000-09-04	00:20:14.8	44°20'	77°22'	10,2	4,6	20
2000-09-04	00:20:26.8	44°12'	77°27'	10,9	5	
2012-02-19	05:23:28.0	43°40'	76°44'	10,2	4,5	5
2017-06-25	02:50:20.6	43°51'	77°04'	10,0	4,7	20



Рисунок 2. Распределение количества землетрясений во времени за период 1960-2016 гг.

В таблице приведен список умеренных землетрясений на исследуемой территории, а на рисунке 2 показано распределение слабых землетрясений во времени за 1960–2016 гг.

Из рисунка 2 и таблицы видно, что число умеренных землетрясений на этой небольшой площади за последнее время увеличилось. Река Или, как уже сказано выше, была перекрыта 29.09.1969 г., первый гидроагрегат Капшагайской гидростанции был пущен 22.12.1970 г., последний – ровно через год, 22.12.1971 г. Можно отметить, с учетом этих дат и рисунка 2, что во время заполнения водохранилища и в течение нескольких лет после этого сейсмичность района заметно снизилась. Начиная, примерно с 1990 г. отмечен рост числа землетрясений, продолжающийся в настоящее время.

На рисунке 3-а приведена карта эпицентров землетрясений, произошедших с 1960 г. по июнь 2017 г. Поскольку в районе исследуемой территории расположены три сейсмические станции ТОО «СОМЭ»: Чушкалы, Курты и Каратюбе, – возможна локализация слабой сейсмичности. К сожалению, станции расположены только к юго-западу от плотины, тем не менее, на рисунке 3-а четко просматривается преимущественное С-В простирании всего поля эпицентров, а также слабо просматривается ортогональное С-3 простирание. Отметим, что данное С-В простирание может быть связано с центральной частью Алтын-Эмельского разлома, доминирующего в данном регионе. На диаграмме (рисунок 3-б) видно, что времена землетрясений не привязаны ко времени и не могут быть взрывами.



а) эпицентры землетрясений



б) распределение взрывов по времени суток

Рисунок 3. Распределение эпицентров взрывов вблизи Капчагайского водохранилища и по времени суток за 1960–2017 гг.

События, происходящие на данной территории, внимательно просматриваются сейсмологами-аналитиками, так как рядом с плотиной расположены несколько промышленных карьеров по добыче скальных пород [4]. Взрывы в большом количестве производятся на поверхности. На рисунке 4-а приведена карта эпицентров взрывов, а на рисунке 4-б диаграмма распределения взрывов по времени суток с 2010 г. по 2015 г.

Повышенная сейсмичность локальной зоны (вблизи станции Чушкалы), источниками которой являются в основном промышленные взрывы, наблюдается достаточно долго. Анализ каталога событий с 2010 по 2015 гг. показал, что эпицентры очагов не подвергаются миграции во времени, а привязаны к конкретным карьерам и к определенному временю суток [5].



а) распределение эпицентров взрывов



б) распределение взрывов по времени суток



На рисунке 5 представлены две разные по форме волновые записи станции Чушкалы. На рисунке 5-а – типичная запись взрыва с ярко выраженной поверхностной волной. На рисунке 5-б показано событие 08.07.2015 г. в 16 ч 19 м, локализованного в рассматриваемом районе по тем же станциям.



Рисунок 5. Волновая картина сейсмической записи взрыва и землетрясения. Станция Чушкалы

Из сравнения сейсмограмм видно, что волновая картина отличается. Как известно, одним из признаков отличия взрыва от землетрясения является время суток регистрации события. С учетом ночного времени возникновения и большей энергии Кр = 8,5 событие 08.07.2015 классифицировано как землетрясение. Полная уверенность в идентификации «взрыв-землетрясение» может быть только при сотрудничестве с организацией, производящей взрывные работы. Так как карьеры находятся вблизи плотины и ГЭС, энергетический уровень взрывов, в основном, находится в пределах Кр \approx 6.

Предварительный анализ и выводы

Рост сейсмичности в районе плотины, судя по временной шкале, скорее всего, связан с возникновением Капшагайского водохранилища. Он начался в 1980-х годах после заполнения водохранилища и продолжается до настоящего времени. Несмотря на то, что высота водного столба не превышает 50 м, его влияние заметно. Так, например, землетрясения с $Kp \ge 10$ возникают значительно чаще, чем до заполнения водохранилища в 1971 г. (таблица).

В промышленности для увеличения проникновения каких-либо жидкостей в материалы и среды активно используют вибрацию. Последняя способствует понижению вязкости жидкости, особенно, в приграничном слое. В сейсмологическом случае, вибрация также способствует возникновению микротрещин в твердой среде. А уже имеющиеся трещины под влиянием вибрации могут развиваться активнее. Таким образом, наличие воды под большим напором и активная вибрация на Капшагайской ГЭС, по нашему мнению, способствуют развитию слабой сейсмичности и умеренных землетрясений. Одним из источников вибрации являются собственно гидроагрегаты ГЭС. Возможно, их вибрация носит монохроматический или близкий к тому характер. Вторым источником являются промышленные взрывы, которые во множестве перманентно производились и производятся недалеко от плотины. Этот источник, или источники, дают больший набор частот сейсмического воздействия на земную кору. В результате имеет место весьма активное воздействие на земную кору в критическом месте Капшагайского гидросооружения. Возможно, наблюдаемый рост числа слабых и умеренных землетрясений в районе плотины является реакцией активной геологической среды на чрезмерно активное антропогенное воздействие.

Из приведенных достоверных данных можно заключить, что уже на протяжении многих лет в районе плотины Капшагайской ГЭС и водохранилища развивается сейсмичность на фоне малосейсмичного района Илийской впадины. Возможно, придется отказаться от парадигмы, что только большие водохранилища и гидросооружения способны вызвать разрушительное землетрясение.

Дополнительно к вышесказанному, следует обратить внимание еще на одно важное обстоятельство – расположение собственно водохранилища непосредственно на Алтын-Эмельском разломе. Можно предположить, что дальнейшая эволюция вызванной сейсмичности во взаимодействии с естественной может активизировать этот разлом и спровоцировать землетрясение с максимально возможной магнитудой до 6,5. Признаком такого максимализма является, например, землетрясение 08.08.2017 г. в 23 ч 27 м. с координатами 44.30° 82.45°, Кр = 16,5, mpv = 6,2 в зоне восточной оконечности Алтын-Эмельского разлома. Возможно, что удастся избежать столь опасного природно-техногенного сценария, если снизить чрезмерное антропогенное воздействие на земную кору и природную среду в целом.

Данная работа носит постановочный характер, имея целью обратить внимание научной общественности и властей на начало развития опасной сейсмической ситуации в районе плотины Капшагайской ГЭС и водохранилища.

Литература

- 1. Хайдаров, М.С. Внешние экологические угрозы больших ГЭС / М.С. Хайдаров // Алматы, ежеквартальный научнотехнический журнал «Гидрометеорология и Экология» – 2012, № 4 – С. 136–147.
- Панин, В.И. Характеристика Первомайского землетрясения, произошедшего в 2011 г. вблизи г. Алматы, Казахстан / В.И. Панин, Т.Е. Нысанбаев, М.О. Гессель, Н.П. Неверова, Н.Н. Полешко // Материалы 7 Международной сейсмологиччческой школы. – Обнинск, 2012. – С. 246–250.

- Хайдаров, М.С. Очаговые спектры землетрясений Северного Тянь-Шаня и пространственно-временные вариации угловой частоты: дис. канд. физ. мат. наук: защ.ищена в Институт ефизики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР М. / М.С. Хайдаров, 1986. – 149 с.
- Гессель, М.О. Опыт распознавания местных взрывов / М.О. Гессель, Н.П. Неверова // Международной сейсмологической школы. – Обнинск, 2012. – С. 107–109.
- 5. Отчет ТОО «СОМЭ» за 2015 г., Алматы, 2015.

ҚАПШАҒАЙ ГЭС АУДАНЫНЫҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ ҚАУІП-ҚАТЕРІН БАҒАЛАУ

Гессель М.О., Неверова Н.П., Хайдаров М.С.

Сейсмологиялық тәжірибе-әдістемелік экспедиция, Алматы, Қазақстан

Жақын арадағы карьерлік жарылыстардың және плотинадағы гидроэлектрстанциясының вибрациясы әсер ететін Қапшағай ГЭС-нің орналасқан ауданының сейсмикалылығы талданды. 1970 жылы су қоймасы толтырылғаннан кейінгі дәне оғанға дейінгі жерсілкінулердің санын бөлу бойынша, сондайақ 2011–2018 жж. орташа жерсілкінулер бөлігінің ұлғаюы бойынша техногенді сейсмикалылықтың жеделдеуі жөнінде қорытынды жасалады. Су қоймасының тура Алтын-Эмел жарылымының үстінде орналасуына және табиғи сейсмикалылықпен туындаған сейсмикалылықтың одан арғы дамуы кезінде осы жарылымның активтену мүмкіндігіне көңіл аударылады.

ASSESSMENT OF THE SEISMIC RISK OF THE KAPSHAGAI HYDROELECTRIC STATION

M.O. Gessel, N.P. Neverova, M.S. Khaidarov

Seismological experimental and methodological expedition, Almaty, Kazakhstan

The seismicity of the region of Kapshagai hydro-electrical station dam's location has been analyzed. Objects of maninduced impact of continuous nature located under the zone of direct impact from the vibrations of turbine motors of hydro-electrical station and pit explosions. Based on a number of earthquakes before and after the filling up of the water reservoir in 1970 as well as on the increase of the share of medium earthquakes in 2011–2018, a conclusion is made on the increasing man-induced seismicity. The attention is drawn to the location of the water reservoir directly on the Altyn-Emelskiy fault and the possibility of this fault's activation during further hard man-induced impact. УДК 550.34; 531/534; 627.8

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА ПО ЦИФРОВЫМ ЗАПИСЯМ НА ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС

¹⁾ Довгань В.И., ²⁾ Фролова А.Г.

¹⁾ Межотраслевой научно-исследовательский центр мониторинга высотных плотин (МНИЦ) «Плотина» при Кыргызско-Российском Славянском Университете, Бишкек, Кыргызстан
²⁾ Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, Бишкек, Кыргызстан

Представлены результаты анализа сейсмических шумов плотины Токтогульской ГЭС. Установлена возможность использования спектров шума для оценки состояния оборудования и остаточных явлений в теле плотины после землетрясений.

Цифровая сейсмометрическая система на Токтогульской ГЭС функционирует с середины 2005 г. Девять точек наблюдений установлены в бортах и на трёх уровнях плотины с учётом её блочного строения, десятая - опорная точка - расположена за пределами гидроузла в штольне, пройденной в скальных породах, на расстоянии 700 м от гидроузла. Для сейсмического мониторинга разработана методика наблюдений, результаты которого анализируются с использованием созданного специального пакета программ (в среде «Matlab») [1]. Регистрируются записи землетрясений, пусков гидроагрегатов и шумов плотины. Основными источниками шумов плотины являются работающие гидроагрегаты, водоводы, водосборы и др. На рисунке 1 приведен спектр мощности ускорений, рассчитанный по записям шума в штольне 10-ой опорной точки. На том же рисунке показаны спектры мощности сейсмического шума в «шумных» и «тихих» условиях для типовой станции, установленной на плотных породах [2].



Рисунок 1. Спектры мощности шума в различных условиях

В диапазоне частот 0,1–1,0 Гц кривая спектральной плотности сейсмического шума вблизи плотины находится внутри области, ограниченной нижне- и верхнеуровенной кривыми мировой модели сейсмического шума [2]. На частотах более 1 Гц спектр мощности отражает влияние техногенных процессов Токтогульской ГЭС.

Шумы плотины регистрируются в промежутке времени между землетрясениями и пусками гидроагрегатов, усредняются и сохраняются в виде почасовых спектров (рисунок 2-а). Кроме осредненных почасовых спектров сохраняется информация о максимальных почасовых спектрах (рисунок 2-б).



Рисунок 2. Почасовые амплитудные спектры Фурье по записи шума за период времени с 9 ч 02 м 15 с до 10 ч 02 м 15 с 01.01.2011 г.

Особенностью этих спектров является то, что они содержат максимальные амплитуды колебаний, которые возникали хотя бы один раз в течение часа. В осреднённых почасовых спектрах шума особенно чётко выделяются частоты, связанные с работой гидроагрегатов: 2,8 Гц – частота вращения турбины и 44,6 Гц – частота вращения лопастей, а также их гармоники (рисунок 2-а). Колебания амплитуд на этих частотах совпадают с колебаниями мощности, вырабатываемой ГЭС. В диапазоне частот 1–30 Гц происходят колебания опорных конструкций.

Максимальные почасовые спектры включают в себя, кроме основных резонансных частот, случайные. Например, на рисунке 2-6, виден максимум на частоте 2,6 Гц, не характерной для спектров шума. На рисунке 3 показано распределение амплитуд колебаний по телу плотины на частотах 2,8 Гц и 44,6 Гц.



Рисунок 3 Распределение амплитуд колебаний шума по телу плотины на разных частотах

Из рисунка 3 следует, что значения амплитуды шума возрастают с высотой: на частоте 2,8 Гц – максимум отмечается во второй точке, на частоте 44,6 Гц – максимум в шестой и верхних – первой и второй точках. Такая закономерность обусловлена конструкцией плотины: в центре расположены водоводы, по которым вибрации передаются на гребень и усиливаются плотиной. Сами гидроагрегаты расположены вблизи девятой точки наблюдений. Частота 2,8 Гц всегда присутствует в спектре землетрясений и опасна как для плотины, так и для гидроагрегатов.

В летнее ночное время, когда расход гидроэнергии минимальный, гидроагрегаты иногда отключают. На рисунке 4-а показаны спектры шума при отключенных гидроагрегатах. В этих спектрах отсутствуют максимумы на частотах оборотной составляющей 2,8 Гц, лопастной составляющей 44,6 Гц и их гармониках. Большой амплитудой выделяется частота 0,1 Гц (более низкие частоты находятся за пределами диапазона регистрации). Это одна из собственных частот колебаний плотины. Распределение амплитуды колебаний на этой частоте показано на рисунке4-б.





Рисунок 4. Спектры шума при отключенных гидроагрегатах по записям в пяти точках наблюдений (компонента С–Ю) и распределение интенсивности амплитуд колебаний на частоте 0,1 Гц

Частота 3,7 Гц – одна из собственных частот блока, в котором расположена вторая точка наблюдений. Большими значениями амплитуды выделяются колебания на частотах 93,1, 95,4 и 99,6 Гц. Эти частоты обусловлены работой оборудования в машинном зале, не связанного с гидроагрегатами.

Частоты и соответствующие им амплитуды колебаний шума плотины, связанные с работой оборудования плотины, при фиксированной мощности, вырабатываемой ГЭС, достаточно стабильны во времени. В случае аварийных ситуаций значения амплитуды на этих частотах меняются, что позволяет в определённой мере судить о причинах их возникновения. Например, анализ спектров шума до и после аварии второго гидроагрегата, произошедшей 29.09.2007 г., показал, что основной причиной был запуск гидроагрегата в нестандартном режиме, при котором отсутствовало вращение ротора.

Во время записи какого-либо события (пуска гидроагрегата, землетрясения и т. д.) шумы не обрабатываются, поэтому почасовые спектры шума позволяют оценить остаточные явления в теле плотины после землетрясения. На рисунке 5 приведен пример изменения шума плотины в период 30.07-31.07.2006 г., когда произошла серия местных толчков в очаговой зоне к юго-востоку от плотины. На рисунке 5 даны спектры по записям землетрясения 30.09.2006 г. с энергетическим классом Kp = 11,6 в трёх верхних и десятой точках наблюдений.



Рисунок 5. Спектры по записям землетрясения 30.07.2006 г. в четырёх точках наблюдений по составляющей С–Ю

В спектрах наблюдаются два основных максимума на частотах 1,1 Гц и 4,6 Гц. Изменение во времени уровня шума на этих частотах показано на рисунке 6. Стрелки указывают моменты начала записей на плотине зарегистрированных местных толчков и их энергетический класс. Во время первого, самого сильного толчка с энергетическим классом Kp = 11,5, наблюдалось четко выраженное увеличение уровня шума во всех точках наблюдений. На низкой частоте 1,1 Гц в момент максимума уровень шума в верхней второй точке по сравнению с десятой опорной точкой увеличился в 4 раза, на частоте 4,7 Гц - в 20 раз. Длительность записи землетрясения составила всего 20 с. Возбуждение шума, связанное с землетрясением, продолжалось в течение часа. Далее последовали ещё два толчка классов Kp = 9.7 и Kp = 7.9, суммарный эффект которых также отразился на уровне шума. Землетрясение с энергетическим классом Кр = 9,6 хорошо отразилось на частоте шума 1,1 Гц. На более высокой частоте 4,7 Гц эффект выражен нечетко – высокочастотные колебания при землетрясениях затухают значительно быстрее. К тому же, создается впечатление, что этому землетрясению предшествовал, по крайней мере, ещё один очень слабый толчок, ниже уровня шума, который система не зафиксировала.



Рисунок 6. Амплитуды колебаний шума в период 16 ч 20 м 30.07.2006 – 14 ч 20 м 31.07.2006 на различных фиксированных частотах в десяти точках наблюдений



Рисунок 7. Почасовые усредненные спектры за сутки 13.08.2006 г. и изменение уровня шума на фиксированной частоте

На рисунке 7 приведены спектры шума за сутки с 13 по 14.08.2006 г., когда в 12 ч 07 м произошло ещё одно достаточно сильное местное землетрясение с энергетическим классом Kp = 11,7.

Сразу после землетрясения в течение часа также наблюдалось увеличение уровня шума – особенно чётко это видно на низких частотах от 0,1 Гц до 0,9 Гц.

Выводы

Шумы плотины, представленные в спектральной форме, дают информацию о частотах, характерных для работы оборудования плотины. При отключённых гидроагрегатах в спектрах видны собственные частоты колебаний плотины и отдельных её блоков.

Почасовые спектры позволяют оценить остаточные явления в теле плотины после землетрясений. В случае местных достаточно сильных толчков в течение часа наблюдается возмущение спектрального фона плотины.

Литература

- Довгань, В.И. Сейсмометрические наблюдения на Токтогульской ГЭС / В.И. Довгань, А.Г. Фролова // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: материалы 4 Международного симпозиума, 15–20 июня 2008. – Москва-Бишкек, 2009. – С. 270–275.
- 2. Аки К, Ричардс П. Количественная сейсмология / К. Аки, П. Ричардс. М: Мир, 1983. Т.1. 519 с.

ТОҚТАГҮЛ ГЭС-ТЕГІ ЦИФРЛЫҚ ЖАЗБАЛАР БОЙЫНША СЕЙСМИКАЛЫҚ ШУДЫҢ СПЕКТРЛІК

¹⁾ Довгань В.И., ²⁾ Фролова А.Г.

¹⁾ КРСУ жанындагы «Плотина» МНИЦ, Бішкек, Қырғызстан ²⁾ Қырғыз Республикасы Ұлттық ғылым академиясының Сейсмология институты, Бішкек, Қырғызстан

Тоқтагүл ГЭС бөгетінің сейсмикалық шуларын талдау нәтижелері келтірілген. Шулар спектрлерін жабдықтың күйін және жерсілкінулерден кейін бөгет денесіндегі қалдық құбылыстарды бағалау үшін пайдалану мүмкншілігі белгіленген.

SPECTRAL CHARACTERISTICS OF SEISMIC NOISE ON DIGITAL RECORDS AT TOKTOGULA HYDROELECTRIC POWER STATION

¹⁾ V.I. Dovgan, ²⁾ A.G. Frolova

¹⁾ MSRC "Plotina" under KRSU, Bishkek, Kyrgyzstan

²⁾ Institute of Seismology of National Academy of Sciences of Kyrgyz Republic, Bishkek, Kyrgyzstan

The results of the analysis of Toktogul hydroelectric power station dam noises are presented. The possibility of using the noise spectra to assess the state of equipment and the residual effects in the dam body after earthquakes is noted.

ОЦЕНКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КЛАССА ТЕХНОГЕННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В УСЛОВИЯХ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

^{1, 2)} Дубянский А.И., ¹⁾ Ефременко М.А., ¹⁾ Пивоваров С.П.

 Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук», Воронеж, Россия
 ²⁾ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Приведены результаты анализа распределений величины энергетического класса техногенных сейсмических событий на территории Воронежского кристаллического массива. Установлено, что для одних и тех же событий величина энергетического класса варьирует в зависимости от расстояния. Диапазон изменений энергетического класса составляет 2 порядка и зависит в основном от амплитуд поперечных волн.

Одним из важнейших параметров сейсмических событий, таких, как промышленные и иные взрывы большой мощности, является их количественная энергетическая характеристика, которая определяется энергетическим классом (K_P) или магнитудой. Оценка этих характеристик особенно актуальна для территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ), где активно функционируют крупные карьеры по добыче железной руды, гранитов, известняков и доломитов, и где за год производится, в общей сложности, более 400 взрывов.





Рисунок 1. Пространственное положение сейсмических станций и карьеров

Оценка энергетического класса с использованием рекомендаций, разработанных для тектонических событий, в ряде случаев оказывается некорректной из-за специфических особенностей сейсмограмм карьерных взрывов. В связи с этим ставится задача об оценке факторов, влияющих на характер динамических параметров волн, в дальнейшем используемых при определении K_P . Попытка решения этой задачи осуществлялась на основе записей карьерных взрывов в общей сложности за 10 лет, полученных сетью, состоящей из 14 сейсмических станций, расположение которых показано на рисунке 1.

При определении энергетического класса техногенных сейсмических событий, таких как карьерные взрывы, было обнаружено, что значение K_P , как правило, увеличивается с увеличением эпицентрального расстояния. Это отмечается при регистрации как достаточно мощных взрывов (на железорудных и гранито-добывающих карьерах), так и относительно малых зарядов (на карьерах по добыче доломитов). Для получения общей зависимости энергетического класса событий от эпицентрального расстояния построены распределения значений K_P по записям каждой из сейсмостанций при взрывах в разных карьерах. В качестве примера на рисунке 2 приведено распределение значений K_P , полученных по записям промышленных взрывов в Железногорском карьере.

В ряде случаев отмечается двумодальный характер распределения, что связано, главным образом, со взрывами, или в осадочных, или в кристаллических породах. Следует отметить, что суммарный вес используемых зарядов, как показано в [1, 2], не может существенно влиять на энергетическую характеристику сейсмического события, так как регистрируемое волновое поле формируется взрывами на первых нескольких ступенях при практически постоянном объеме взрывчатого вещества. Незначительные изменения веса заряда каждой ступени и времени активизации каждой из них не могут существенно отразиться на амплитуде регистрируемых сейсмических волн. Моделирование замедленного промышленного взрыва показало, что на первый импульс оказывает влияние столько последующих взрывов, сколько их происходит за длительность генерируемого сейсмического импульса [1, 2].

Проведено осреднение значений K_P , полученных по каждой станции и построена зависимость K_P от эпицентрального расстояния (рисунок 3).





Из рисунка 3 видно, что можно выделить три интервала расстояний с однотипным характером зависимости. В первом из них (5–60 км) отмечается резкое увеличение значений K_P при увеличении эпицентрального расстояния, во втором (60–230 км) значения K_P практически одинаковы и изменяются от 7 до 8, в третьем (230–305 км) значения K_P имеют больший разброс и возрастают от 7,7 до 8,4 в начале интервала до 9,0–9,5 при максимальных расстояниях (до 320 км). Следует отметить область регулярного уменьшения значения K_P от 8 до 7,3 в интервале расстояний 100–120 км, а затем увеличение от 7,7 до 8 на удалениях 130–145 км с последующим спадом до 7,5. В целом отмечается увеличение энергетического класса с увеличением эпицентральных расстояний. Наиболее характерна эта закономерность для взрывов в Железногорском и Павловском карьерах. В первом случае (Железногорский карьер) на удалении 54 км энергетический класс составляет 7,0, а на расстоянии 305 км – 9,5. При взрывах в Павловском карьере значение K_P при минимальном удалении (52 км) составляет 6,9, а при максимальном (260 км) – 7,7. На фоне общего увеличения K_P выделяются интервалы с различным горизонтальным градиентом изменения этого параметра. Наиболее резкое увеличение K_P при взрывах в Железногорском карьере отмечается в интервалах 54–86 км и 240-305 км, а при взрывах в Павловском карьере – в интервале 91–146 км.

Основной причиной увеличения К_Р в интервале расстояний 90-140 км является смена типа волн в первых вступлениях, где при удалении от источника вместо динамически слабой рефрагированной волны приходят интенсивные отраженные волны от границ в земной коре. При удалениях свыше 200 км повышенные значения К_Р связаны с большими амплитудами Sg-волн, которые связаны с интерференционным характером сигнала закритических отражений от раздела Мохо и коровых границ. Особенно резко это проявляется в интервале расстояний до 100 км. Вероятнее всего, для условий ВКМ необходимо рассчитать корректировочную функцию, которая будет учитывать мощность осадочной толщи и может быть различной при анализе записей взрывов в разных карьерах [3].

Были рассмотрены возможные причины, определяющие характер изменения значений K_P с расстоянием. Значение K_P определяется из известного соотношения:

$$K_P = 1,84(\lg (A_P + A_S) + \sigma(R)),$$

где A_P и A_S – амплитуды продольных и поперечных волн, $\sigma(R)$ – калибровочная функция, зависящая от эпицентрального расстояния R [4]. По записям с высоким соотношением сигнал/помеха на нескольких станциях, с близкими эпицентральными расстояниями от карьеров, были определены значения амплитуд P_g - и S_g -волн. Значения амплитуды P_g -волн закономерно уменьшаются в среднем от 0,02 до 0,007 с увеличением расстояния от 70 до 300 км. Для S_g волн наблюдается обратная картина, при этом, разброс значений амплитуды значительно выше: от 0,02 на расстоянии 70 км до 0,1 на расстоянии 300 км (рисунок 4).

Такое увеличение значений амплитуды, возможно, связано с двумя причинами. Во-первых, в указанном интервале расстояний происходит смена типа волн, формирующих область первых вступлений. Как показали глубинные сейсмические исследования на территории ВКМ, рефрагированная волна P_0 прослеживается в первых вступлениях до расстояний примерно 90–100 км, ее амплитуда закономерно уменьшается, но при больших удалениях от пункта взрыва в первые вступления выходят интенсивные отраженные волны от верхних границ в земной коре (K_1 , K_2). Аналогичная ситуация имеет место и в области регистрации *S*-волн [5]. Во-вторых, отмеченное регулярное увеличение значений энергетического класса на записях при взрывах в карьерах, в какой-то мере, коррелируется с увеличением мощности осадочного чехла, что не противоречит известным соотношениям приращения балльности в зависимости от мощности и свойств осадочных образований [6].



Рисунок 4. Зависимость амплитуд Pg- и Sg-волн от эпицентрального расстояния

Полученные результаты отчетливо показывают, что основной вклад в характер изменений К_Р с расстоянием вносит амплитуда Sg-волны. Отмеченные изменения энергии как Pg-, так и Sg-волны, связаны с изменением их природы на различных удалениях от пункта взрыва. В частности, при эпицентральном расстоянии до 25 км в первые вступления выходит рефрагированная волна, которая из-за наличия волновода или уменьшения градиента скорости в верхней части коры, имеет предельную точку регистрации, и ее продолжением в первых вступлениях является слабая дифрагированная волна, которая, в свою очередь, на удалениях порядка 150 км сменяется интенсивной отраженной волной от верхнекоровой границы [1]. В рассматриваемом интервале расстояний аналогичный характер, по-видимому, имеют вступления Sg-волны, амплитуда которых существенно больше, чем амплитуда продольных колебаний. Закритические ветви отраженных волн от верхнекоровых границ образуют первые вступления Рдволны и вступления Sg-колебаний, имеющие относительно стабильные амплитуды до удалений около 250 км. При больших расстояниях в области вступлений Sg-волны формируется, как правило, сложная интерференционная запись, ответственная за существенное возрастание амплитуд и, соответственно, значений энергетического класса сейсмических событий.

Определенную роль в уровне значений К_Р играет использование калибровочной функции $\sigma(R)$. В целом, асимптотическая часть этой функции приводит к увеличению значений К_Р примерно в 3 раза и усиливает и без того аномальные значения энергетического класса в интервале расстояний 220-305 км. При регистрации заведомо слабых взрывов на эпицентральных расстояниях от 12 км до 75 км отмечается (при использовании $\sigma(R)$) увеличение значений K_P от 3 до 6,5, хотя значения К_Р практически одинаковы без учета $\sigma(R)$. В рассматриваемом примере значения К_Р без калибровочной функции на удалениях 160-200 км отличаются примерно на единицу от зарегистрированных при меньшем удалении. В тоже время значения K_P с учетом $\sigma(R)$ увеличиваются до 7-8. Вероятно, что использование калибровочной функции, рассчитанной для тектонических сейсмических событий, не достаточно корректно при интерпретации техногенных событий. Это, в свою очередь, требует расчета калибровочной функции, учитывающей региональные особенности глубинного строения, для определения энергетического класса техногенных сейсмических событий в условиях ВКМ.

Выполненный анализ показал, что аномальное увеличение значений энергетического класса при увеличении эпицентрального расстояния от 220 км до 305 км определяется, главным образом, аномально высокими значениями амплитуды поперечных волн, что делает некорректным использование калибровочной функции, которая при меньших удалениях играет положительную роль. Характер зависимости амплитуды Sg-волны от расстояния в интервале до 200 км в какой-то мере, но с большим размахом, аналогичен характеру поведения амплитуды Рд-волны. Это указывает на влияния акустических особенностей скоростных моделей Pg- и Sg-волн в верхней части земной коры. Учитывая, что амплитуда Рд-волны закономерно уменьшаются с увеличением расстояния, необходимо выполнить дополнительный анализ причин аномального возрастания амплитуды Sg-волны на больших удалениях.

ЛИТЕРАТУРА

 Надежка, Л.И. Сейсмические эффекты крупномасштабных взрывов в Воронежском регионе и их геоэкологические следствия / Л.И. Надежка, С.П. Пивоваров, А.Е. Семенов, О.М. Ипполитов // Месторождения природного и техногенного минерального сырья: геология, геохимия, геохимические и геофизические методы поисков, экологическая геология // Сб. ВГУ. – Воронеж. – 2008. – С. 326–329.

Дубянский, А.И. Глубинные сейсмические исследования на территории ВКМ / А.И. Дубянский // Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным / Главн. ред. Н.М. Чернышов. – Воронеж: Изд-во «Научная книга», 2012. – 330 с.

- Дубянский, А.И. О некоторых особенностях энергетических характеристик сейсмических событий на территории Воронежского кристаллического массива / А.И. Дубянский, С.П. Пивоваров, М.А. Ефременко // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы XII Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. – С.151–154.
- Раутиан, Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений / Т.Г. Раутиан // Труды ТИСС АН Тадж.ССР, 1960. – №7. – С.41–96.
- Дубянский, А.И. Сейсмический разрез земной коры по профилю Павловск-Сторожевое / А.И. Дубянский // Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Материалы XVI Международной конференции. – Воронеж, 2010. – С. 247–250.
- 6. Павленко, О.В. Сейсмические волны в грунтовых слоях: нелинейное поведение грунта при сильных землетрясениях последних лет / О.В. Павленко. Научный Мир. 2009. 260 с.

ВОРОНЕЖ КРИСТАЛЛ МАССИВІ ЖАҒДАЙЫНДА ТЕХНОГЕНДІ СЕЙСМИКАЛЫҚ ОҚИҒАЛАРДЫҢ ЭНЕРГЕТИКАЛЫҚ КЛАССЫН БАҒАЛАУ

^{1, 2)} Дубянский А.И., ¹⁾ Ефременко М.А., ¹⁾ Пивоваров С.П.

¹⁾ «Ресей ғылыми академиясының Бірыңғай геофизикалық қызметі» федераль зерттеу орталығы, Воронеж, Ресей ²⁾ Воронеж мемлекеттік университеті, Воронеж, Ресей

Воронеж кристалл массиві аумағындағы техногенді сейсмикалық оқиғалардың энергетикалық классының мәндері таралуын талдау нәтижелері келтірілген. Бір оқиғалардың энергетикалық классының мәндері қашықтығына байланысты өзгерілетіні анықталған. Энергетикалық классы өзгерілу ауқымы 2 ретін құрайды да негізінде көлденең толқындардың амплитудаларына тәуелді.

ESTIMATION OF THE POWER CLASS OF TECHNOGENIC SEISMIC EVENTS IN THE CONDITIONS OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF

^{1, 2)} A.I. Dubyanskiy, ¹⁾ M.A. Efremenko, ¹⁾ S.P. Pivovarov

¹⁾ Federal Research Centre "Integrated Geophysical Service of the Russian Academy of Science", Voronezh, Russia ²⁾ Voronezh State University, Voronezh, Russia

The analysis results of power class value distributions of technogenic seismic events in the territory of the Voronezh crystalline massif are given in work. It is established that for the same events the value of a power class varies depending on distance and can differ in hundreds of times. The major influencing factor is generally amplitudes of transverse waves.

УДК 550.34(476)

МОНИТОРИНГ ИНДУЦИРОВАННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ СТАРОБИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ В БЕЛАРУСИ

Аронов А.Г., Аронов Г.А.

Центр геофизического мониторинга Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь

Представлены результаты продолжительного сейсмологического мониторинга, проведенного в период с 1983 по 2017 гг. на Старобинском месторождении калийных солей в Беларуси. Рассмотрена сейсмичность, обусловленная подземными выемками горных пород и проявления наведенной сейсмичности, вызываемой активизацией разломов от изменения напряжений в горизонтах, подверженных воздействию природных тектонических сил. Установлено, что пространственно проявление сейсмичности выходит за пределы шахтных полей, охватывая территории, примыкающие к району непосредственных горных работ. Осредненные характеристики повышения сейсмичности слабо зависят от особенностей проводимых выемок горных пород, и, в первую очередь, определяются геометрией разломов в регионе и характером региональных тектонических напряжений.

Введение

Современные исследования привели к открытию нового явления в динамике земной коры, получившего название индуцированной сейсмичности. Суть этого явления заключается в том, что антропогенные воздействия могут приводить к образованию дополнительных напряжений внутри Земли и влиять на развитие природных процессов: ускорять накопление напряжений, увеличивая частоту проявления сейсмичности, или способствовать разрядке уже накопившихся напряжений, т. е. являться «спусковым крючком» подготовленного природой сейсмического события. Индуцированная сейсмичность отмечена при разработке месторождений полезных ископаемых, проведении подземных ядерных взрывов, заполнении крупных водохранилищ, строительстве крупных инженерных сооружений [1-3].

В результате техногенного воздействия человека на верхние слои земной коры происходит изменение напряженного состояния среды, что может вызвать разрушение горного массива или подвижки по существующим нарушениям сплошности пород в непосредственной окрестности воздействия. Для районов со слабыми тектоническими напряжениями энергия, высвобождаемая индуцированной сейсмичностью, как правило, невелика – магнитуда (М) событий составляет М ≤ 3,0. Гипоцентры таких сейсмических событий расположены в пределах промышленного объекта или в определенной близости за его пределами, а сотрясения, вызванные такими событиями, в основном не ощущаются на поверхности. Сейсмические события с такой магнитудой считаются слабыми и серьезной опасности не представляют, но не исключают возможности проявления более сильных событий. Однако существует риск, что сейсмические воздействия могут привести к катастрофическим последствиям, например, к затоплению шахт.

Сочетание инструментально установленного факта местной сейсмичности в районе Старобинского месторождения калийных солей с центром в г. Со-

лигорске в Беларуси и практически полного отсутствия таковой в течение нескольких последних десятилетий на большей части Беларуси свидетельствуют о современной активизации разломов в горнопромышленном районе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Старобинское месторождение калийных солей (Солигорский горнопромышленный район) расположено в северо-западной центроклинальной части Припятского прогиба. Соленосные толщи представляют собой переслаивающиеся элементы калиеносной и карбонатно-глинистой породы, также как и слои песчаника и алевролита. Территория месторождения имеет ярко выраженное блоковое строение. Она ограничена с севера субрегиональными Ляховичским и Глусским разломами амплитудой 150-300 м и с юга серией разломов, образующих южную тектоническую зону (рисунок 1). Центральный, Северо-западный и Северный разломы проходят непосредственно через месторождение и делят территорию на восточный, центральный, западный и северо-западный блоки.

Промышленная разработка месторождения была начата в 60-е годы прошлого столетия. В настоящее время на месторождении функционирует пять калийных комбинатов. Добыча калийных солей ведётся шахтным способом с двух горизонтов, залегающих на глубинах с абсолютной отметкой 250 и 450 м.

Технологические процессы, связанные с интенсивной добычей калийных солей, складированием в солеотвалах продуктов переработки и обогащения руды, эксплуатацией водохранилища в непосредственной близости от шахтных полей и другими факторами, приводят к нарушению геодинамического равновесия в земных недрах. Крупномасштабное перераспределение горных масс в сочетании с тектонической обстановкой региона стало причиной возникновения местной сейсмичности. Активные геодинамические зоны, контролирующие проявления сейсмических процессов, сформировались под воздействием тектонических напряжений. Они представляют собой системы разломов платформенного чехла и консолидированной части земной коры, участки повышенной трещиноватости горных пород и узлы пересечения разнонаправленных разрывных нарушений, испытывающие активизацию на новейшем этапе геологического развития [4–6].

В тектоническом отношении Старобинское месторождение находится в зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы и в соответствии с сейсмотектонической картой запада Восточно-Европейской платформы [7, 8] относится к Северо-Припятской сейсмогенной зоне ВОЗ (возникновения очагов землетрясений), в

пределах которой могут возникать землетрясения с максимальной магнитудой M = 4,0.

Сейсмические наблюдения в районе месторождения начали проводиться с 1983 г. Более 1500 сейсмических событий было зарегистрировано в регионе за этот период, из которых пять землетрясений имели ощутимый характер: 1978 г. (д. Кулаки, M = 3,0), 1983 г. (н.п. Повстынь, M = 2,8), 1985 г. (г. Глуск, M = 3,1), 1998 г. (п. Погост, M = 1,9 и M = 0,8). При этом ежегодно фиксируется до 60 сейсмических событий с магнитудой в диапазоне 1÷3. Карта сейсмичности района с тектоническими структурами приведена на рисунке 1.



1 – магнитуда землетрясения; 2 – глубина в км; 3 – сейсмическая станция; (4–6) – разломы, проникающие в чехол: 4 – суперрегиональный, ограничивающий крупнейшие надпорядковые структуры; 5 – региональный, ограничивающий крупные I, II порядка структуры; 6 – локальный; (7–9) – разломы, не проникающие в чехол: 7 – суперрегиональный, разграничивающий крупнейшие области разного возраста переработки; 8 – региональный, разграничивающий крупнейшие в чехол: 7 – суперрегиональный, разграничивающий крупнейшие области разного возраста переработки; 8 – региональный, разграничивающий крупные области разного возраста переработки; 9 – локальный; 10 – разлом (цифра в кружке): 1 – Северо-Припятский, 2 – Налибокский, 3 – Ляховичский, 4 – Речицкий, 5 – Червонослободско-Малодушинский, 6 – Копаткевичский, 7 – Шестовичский, 8 – Сколодинский, 9 – Выжевско-Минский, 10 – Стоходско-Могилевский, 11 – Кричевский, 12 – Чечерский; 11 – граница шахтных полей Солигорского горнопромышленного района

Рисунок 1. Карта эпицентров землетрясений в районе Солигорского горнопромышленного района

Расположение эпицентров зарегистрированных землетрясений (рисунок 1) показывает, что многие разломы сейсмически активны. Эпицентры большинства слабых сейсмических толчков сконцентрированы вдоль разломов различного направления или их звеньев, т. е. слабые землетрясения в общих чертах трассируют разлом. Наблюдается приуроченность землетрясений к следующим разломам: субмеридионального простирания – Бешенковичскому и Кореличскому; северо-восточного простирания -Стоходско-Могилёвскому, Кричевскому, Выжевско-Минскому и субширотного простирания – Полоцкому, Северо-Припятскому, Ляховичскому, Речицкому, Червонослободско-Малодушенскому, Копаткевичскому, Шестовичскому, Сколодинскому. Отдельные события приурочены к зонам пересечения этих разломов [4-6]. Анализ приведенных сейсмологических данных позволяет сделать вывод о тенденции к возникновению землетрясений вне шахтного поля и о приуроченности их эпицентров к существующим в регионе разломам.

Распределение землетрясений по глубине за период с ноября 2011 г. по декабрь 2017 г. показано на рисунке 2. В основном очаги землетрясений (229) располагались на глубине 0–30 км, остальные (75) в интервале глубин 31–70 км.



Рисунок 2. Распределение числа землетрясений по глубине очага за 2011–2017 гг.

Современные сейсмологические наблюдения в Солигорском горнопромышленном районе представляют собой локальную сеть, организованную в конце 2011 г, в составе 8 пунктов наблюдений. Структура этой локальной сети была определена с учетом геолого-геофизических и сейсмотектонических условий района как относительно ближайших зон ВОЗ, так и от сильных землетрясений, в том числе из глубокофокусной зоны в горах Вранча в Восточных Карпатах.

На рисунке 3 показана конфигурация локальной сети: среднее расстояние от центра шахтного поля до сейсмических станций 17,5 км; среднее расстояние между сейсмическими станциями по периметру 16,4 км; средний угол «станция–центр шахтного поля–станция» 45 градусов.

Сейсмические станции локальной сети оборудованы однотипной аппаратурой наблюдений, состоящей из короткопериодного 3-компонентного сейсмометра LE-3Dlite (Lennartz Electronic, Германия), 24-разрядного регистратора сейсмических сигналов Дельта-03 (ООО «ЛогиС», Россия), промышленного компьютера с процессором Intel Atom eBOX-530-820-FL1 и вспомогательного оборудования. Управление сейсмической станцией в пункте наблюдений осуществляется регистратором и промышленным компьютером, связанными между собой с использованием сетевой технологии. Это обеспечивает надежную передачу зарегистрированных данных по интернет-каналу связи в основной сервер центра сбора и обработки данных (ЦСОД) локальной сети с гарантированной защитой от потери информации при возникновении неполадок и внештатных ситуаций (рисунок 4).



– сейсмические станции: Волоты (VOL), Тесово (TES), Устронь (UST), Чижовка (CHJ), Копацевичи (КАР), Новый луг (NVL), Махновичи (МАН), Листопадовичи (LST)



Система обработки сейсмических данных основана на программном комплексе WSG [9] с дополнительным пакетом компьютерных программ, разработанных в Центре геофизического мониторинга НАН Беларуси. При этом обеспечивается выполнение следующих функций: сбор информации в режиме реального времени, запись и контроль качества данных; управление обработкой; проведение сейсмологических расчетов; хранение волновых форм и обработанных данных; организация связи между процессами. Графический интерфейс пользователя предоставляет возможность выделения фаз как автоматически (расстановка фаз) так и вручную, визуализацию события, его картографическое отображение, системного мониторинга (сервисное наблюдение за работой системы).



Рисунок 4. Структура Солигорской локальной сети

Эффективным инструментом для экспресс-анализа обнаружения полезного сигнала является «прослушивание» зарегистрированной сейсмической записи. Методика заключается в том, что диапазон сейсмических частот транспонируется в акустическую область, что обеспечивает реальную возможность их прослушивания. При этом тембровая окраска волновой картины слабых полезных сейсмических сигналов значительно отличается от волновой картины сейсмических шумов. Сочетая визуальный просмотр зарегистрированных сейсмических сигналов (включая спектральный портрет) с акустическим, можно значительно повысить эффективность обнаружения слабых сигналов на фоне интенсивных шумов. Прослушивая данные, можно по звуку отнести зарегистрированную запись к определенному типу сейсмического события или помехи.

В практике обработки выделены звуковые «портреты» как записей помех, так и сейсмических события. Кроме того, сейсмические события отличаются по звучанию в зависимости удаленности от станции, а так же от специфических условий расположения самой станции. В ряде случаев бывает достаточно трудно по звуку отличить взрыв от местного землетрясения и при обработке используются специальные критерии дискриминации, основанные на спектрально-временных зависимостях с их последующей параметризацией. После выделения таким образом участков с записями полезных сигналов проводится их дальнейшая визуальная обработка.

Информационно-аналитическое обеспечение локальной сети поддерживается системой реляционных баз данных, позволяющих структурировать и взаимоувязывать все типы сейсмических данных с возможностью составления сложных запросов и получения максимально содержательных отчетов. При этом обеспечена надежная сохранность полученной информации, как для оперативного доступа, так и для долговременного архивного хранения.

Анализ данных сейсмологического мониторинга, объективная и оперативная картина сейсмической обстановки осуществляется с применением геоинформационной системы ArcGIS как в виде отдельных (в т.ч. специально разработанных) программ, так и в виде встроенных графических интерфейсов пользователей. Обработанные данные систематизируются по следующим позициям: цифровые записи сейсмических событий; бюллетени сейсмических станций; сводный бюллетень; каталоги сейсмических событий; карты эпицентров; графики параметров сейсмичности и обзоры данных.

Солигорская локальная сеть сейсмологического мониторинга интегрирована в региональную систему наблюдений. Такая интеграция существенно расширяет возможности и повышает эффективность национальной сети, позволяет производить оперативный обмен данными, повышает точность определения параметров землетрясений.

Выводы

Вопрос о природе сейсмических событий в Солигорском горнопромышленном районе весьма актуален в научном и практическом отношении. Учитывая происходящие в течение длительного времени изменения напряженного состояния геологической среды, вызванные выемкой и перемещением горных пород и их складированием в соляных отвалах. можно предположить, что землетрясения связаны с наведенной сейсмичностью и имеют техногенный характер. При длительной разработке Старобинского месторождения калийных солей были нарушены равновесные условия, что вызвало критическое перераспределение напряжений в разрабатываемом пласте и вмещающих породах и привело к возникновению индуцированной сейсмичности в районе месторождения.

Анализ данных мониторинга показал, что проявление сейсмичности за пределами зоны промышленных выработок служит признаком того, что с определенного времени сейсмический процесс в основном связан с региональными геодинамическими факторами и в меньшей степени зависит от работы горных предприятий.

Литература

- Gibowicz, S.J. Seismicity induced by mining: recent research / S.J. Gibowicz // Advances in geophysics. 2009. Vol. 51. P. 1– 53.
- Brown, E.T. Progress and challenges in some areas of deep mining / E.T. Brown // Mining Technology, 2012. Vol. 121. No 4. – P. 177–191.
- 3. Donnelly, L.J. A review of international cases of fault reactivation during mining subsidence and fluid abstraction / L.J. Donnelly // Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 2009. Vol. 42. P. 73–94.
- 4. Aronov, A.G. Stress state of the earth's crust and seismicity in a potassium salt mining region in Belarus / A.G. Aronov, Sh.A. Mukhamediev, T.I. Aronova // Acta Geodaetica et Geophysica, 2014. Vol. 49, Issue 2 (June) P. 125–134.
- 5. Aronov, A.G. Seismicity and the stressed state of the Starobin potassium salt deposit in Belarus / A.G. Aronov, Sh. A. Mukhamediev, T.P. Belousov, T.I. Aronova, R.R. Seroglazov // Геодинаміка, 2014. № 1 (16). С. 88–95.
- 6. Мухамедиев, Ш.А. Тектонические напряжения и сейсмичность в районе Старобинского месторождения калийных солей / Ш.А. Мухамедиев, А.Г. Аронов, Т.И. Аронова // Літасфера. 2014. № 1 (40). С. 50–57.
- Аронов, А.Г. Сейсмичность территории Беларуси / А.Г. Аронов, Р.Р. Сероглазов, Т.И. Аронова // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. / Кн. 1: Землетрясения / под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 350–364.
- Аронов А.Г., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Сейсмичность и сейсмотектоника / А.Г Аронов., Р.Р. Сероглазов, Т.И. Аронова // Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения:под ред. Р.Г. Гарецкого, С.А. Несмеянова. – М.: Книга и Бизнес, 2009. – С. 122–137.
- 9. Функциональные возможности программы WSG. Обнинск: НПП «Геотех» и ГС РАН, 2007. 73 с.

БЕЛАРУСЬТАҒЫ КАЛИЙ ТҰЗДАРДЫҢ СТАРОБИНСК КЕНОРНЫ АУДАНЫНДА ИНДУКЦИЯЛАНҒАН СЕЙСМИКАЛЫЛЫҚТЫҢ МОНИТОРИНГІ

Аронов А.Г., Аронов Г.А.

Беларусь Ұлттық ғылыми академиясының Геофизикалық мониторинг орталығы , Минск, Беларусь Республикасы

Беларсьтағы калий тұздардың Старобинск кенорнында 1983 жылдан бастап 2017 жыл бойынша өткізілген ұзақ уақытты сейсмологиялық мониторингтің нәтижелері келтірілген. Табиғи тектоникалық күштердің әсер етуіне ұшыраған деңгейжиектегі кернеудің өзгеруінен жарылымдарды активтендіруімен туындаған, бағытталған сейсмикалылықтың көріністері мен тау жыныстарының жерасты қазып алуларымен шартталған сейсмикалылық қарастырылды. Сейсмикалылықтың кеңістіктік көріністері шахталық жазықтықтардың шегінен шығып, тікелей тау жұмыстарының ауданына жалғасып тұрған аумақты қамтитыны белгілі болды.

Сейсмикалылықтың жоғарлауының орташаланған сипаттамалары өткізілетін тау жыныстарын қазып алулардың ерекшеліктеріне соншалықты байланысты емес, және де бірінші кезекте аймақтағы жарылымдардың геометриясы мен аймақтық тектоникалық кернеулердің сипаттамаларымен белгіленеді.

INDUCED SEISMICITY MONITORING IN THE REGION OF THE STAROBIN POTASSIUM SALT DEPOSIT OF BELARUS

A.G. Aronov, G.A. Aronov

Centre of Geophysical Monitoring of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus

The paper presents the results of a long-term seismological monitoring within the Starobin potassium salt deposit of Belarus carried out since 1983 till 2017. The seismicity not directly caused by specific deposit mining conditions, but due to the underground rock excavations is discussed. The fact of the induced seismicity manifestation is caused by the fault activation in the salt mining region as a result of changing the stress conditions in the horizons subject to the action of the natural tectonic forces. Spatially, the seismicity manifestations are observed beyond the mine field limits and involve the territories adjacent to the mining region. The averaged values of the seismicity increase are weakly dependent on the mining excavation features, but, firstly, on the geometry of the faults found in the region and the pattern of the regional tectonic stresses.

УДК 550.343.9:551.24:551.240

КАДЖИСАЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 14 НОЯБРЯ 2014 Г. С *К*_P=13,7, *MPVA*=6,2, *I*₀=7 (КЫРГЫЗСТАН – ЮЖНОЕ ПРИИССЫККУЛЬЕ)

Гребенникова В.В., Фролова А.Г., Багманова Н.Х., Берёзина А.В., Першина Е.В., Молдобекова С.

Институт сейсмологии НАН КР, Бишкек, Кыргызстан

Представлена информация об ощутимом землетрясении с MPVA=6,2, произошедшем на южном берегу озера Иссык-Куль на юго-западном склоне гор Тегерек (Кыргызстан) 14 ноября 2014 г. Оценены основные параметры очага землетрясения, его механизм, получено распределение афтершоков. Приведены результаты макросейсмического обследования. Показано положение очага на разломно-тектонической схеме района и в контексте исторической сейсмичности.



сейсмическая станция Кыргызстана; 2 – сейсмическая станция других стран;
 эпицентр Каджисайского землетрясения 14.11.2014 г.

Рисунок І. Сейсмические станции, участвующие при определении параметров основного толчка

14 ноября 2014 г. в 01 ч 24 м по Гринвичу (в 07 ч 24 м по местному времени) в Кыргызстане на территории Южного Прииссыккулья произошло землетрясение с интенсивностью 7 баллов по шкале MSK-64. Ощутимые сотрясения охватили значительную площадь: на востоке – от города Каракол, на западе – до города Бишкек; на юге – от города Нарын, на севере – до города Алматы. В сёлах Каджи-Саз, Коргон-Булак и Каджи-Сай толчки ощущались силой 7 баллов, Чолпон-Ата – 5 баллов, Балыкчы – 4,4 балла, в городах Караколе – 4,3 балла, Нарыне, Алматы – 4 балла, Бишкеке – 3 балла.

Инструментальные данные

При определении параметров основного толчка использованы данные 40 сейсмических станций, из них: 18 – Кыргызстана и 22 – организаций других стран (рисунок 1).

Ближайшая к эпицентру станция Каджи-Сай

(KDS) находилась на расстоянии 4,72 км. Записей на этой станции получить не удалось. Наиболее качественная запись из ближайших станций получена на станции Ананьево (ANV), расположенной на противоположной от эпицентра стороне озера (R = 78 км). Значение максимальной амплитуды скорости по записям поперечных волн на этой станции составило 0,085 см/с (рисунок 2).

Согласно бюллетеню ISC (International Seismological Centre) [1], Каджисайское землетрясение зарегистрировали 2440 сейсмических станций земного шара. Основные параметры главного толчка по материалам различных агентств представлены в таблице 1.

В приведенных данных разброс решений по широте составляет 0,21° (ϕ =42,21°–42,00°N), по долготе – 0,34° (λ =71,45°–71,11°E), по глубине – 8,8 км (28,8–10,0 км).

	to.	δt₀.			Гипо				
ИСТОЧНИК ^	ч:мин:с	C	ф°, N б, км		λ°, Ε	δ, км	h, км	δh, км	магнитуда
KRNET	01:24:16,6	0,1	42,12		77,22		20		<i>К</i> _Р =13,7, <i>MPVA</i> =6,2
KNET	01:24:17,5	0,31	42,12		77,11		15		MI=6,2
SOME	01:24:16,3		42,10		77,27		15		MS=5,3
IGR	01:24:17,08	0,43	42,16	3,3	77,25	1,7			K _P =13,3, MPVA=6,1, mb=6,2
MOS	01:24:13,9	1,14	42,0	3,7	77,29	2,7	11		mb=5,6/116, MS=5,1/58
ISC	01:24:16,03	0,31	42,11	2,4	77,19	1,7	12,7 13,0 _{рР}	1,0	<i>Ms</i> =(5,2±0,1)/205; <i>m</i> _b =(5,5±0,1)/395
NEIC	01:24:15,2	1,29	42,09	2,8	77,26	1,9	10f	-	<i>Ms</i> =5,2/230, <i>m</i> _b =5,5/334, <i>Mw</i> =5,2, <i>M</i> ₀=9,41·10 ¹⁶ <i>H</i> ⋅ <i>м</i>
GCMT	01:24:18,2	0,10	42,21	1,1	77,22	1,1	28,8	0,3	<i>Мw</i> =5,4/146, <i>M</i> ₀ =1,556·10 ¹⁷ <i>H</i> · <i>м</i>
IDC	01:24:13,95	0,32	42,05	7,5	77,35	6,6	18,6	8,3	Ms=(4,8±0,1)/34, mb=5,0/53
BJI	01:24:16,8	-	42,10	-	77,45	-	10	1	<i>Ms</i> =5,5/75, <i>m</i> _b =5,2/66, <i>ML</i> =5,7/8

Таблица 1. Основные параметры землетрясения 14 ноября 2014 г. по данным разных агентств

* Сети: KRNET, KNET – Республики Кыргызстан; SOME – Сейсмологической опытно-методической экспедиции Министерства образования и науки Республики Казахстан; IGR – Института геофизических исследований Министерства энергетики Республики Казахстан; MOS – Геофизическая служба РАН, Обнинск; ISC – Международный сейсмологический центр; NEIC – каталог Геологической службы США; GCMT – глобальный каталог тензоров момента центроида; IDC – Международный центр данных; BJI – центр сети мониторинга землетрясений Китая.

Таблица 2. Параметры механизма очага землетрясения 14 ноября 2014 г. в 01 ч 24 м 16,4 с МТС с энергетическим классом K_P =13,7 и глубиной h=20 км

Acoutotto	h				Оси главных напряжений						Нодальные плоскости						
источник	и, Ч:МИН:С	п, км	MS _{MOS}	Mw	Кр	Т		T N		Р		NP1		NP2			
						PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP
ИС НАН КР [2]	01:24:16,4	20			13.7	63	177	11	62	25	331	249	70	101	39	22	62
GCMT [3]	01:24:18,2					81	91	8	248	3	338	77	42	102	240	49	79
NEIC [4]	01:24:15,5					78	95	11	246	6	337	79	40	106	237	51	76
GFZ [5]	01:24:16,29	25		5.4		69	285	13	51	17	144	44	63	76	253	30	115



Рисунок 2. Велисограммы Каджисайского землетрясения 14 ноября 2014 г., полученные на сейсмической станции «Ананьево»

МЕХАНИЗМ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Механизм очага землетрясения 14 ноября 2014 г. определен в ИС НАН КР [2], GCMT [3], NEIC [4], GFZ [5]. Параметры и стереограммы приведены в таблице 2 и на рисунке 3.

Тип подвижки в очаге этого землетрясения соответствует взбросу по всем четырем приведенным решениям. По данным GCMT [3] и NEIC [4] ориентация нодальных плоскостей и осей главных напряжений идентичны. Решение GFZ [5] отличается только азимутальной направленностью осей сжатия и растяжения. В решении ИС НАН КР [2] можно отметить отличия в параметрах нодальных плоскостей:



 нодальные линии; оси главных напряжений: 2 – сжатия, 3 – растяжения; зачернена область волн сжатия Рисунок 3. Стереограммы механизма очага Каджисайского землетрясения 14 ноября 2014 г. по данным разных источников (в проекции нижней полусферы) более круто падающая первая плоскость с углом падения DP1=70° и более пологая вторая плоскость с углом падения DP2=22° (DP1=42°, 40°, 63° и DP2=49°, 51°, 30° по данным других агентств). Азимутальное направление оси растяжения также отличается – AZM_T =177° [2] (AZM_T =91°, 95°, 285° по [3–5]).

Микротолчки

На рисунке 4 показано распределение во времени очень слабых землетрясений с $K_P < 3$, зарегистрированных сейсмической станцией Каджисай за несколько месяцев до и после основного толчка. Фоновый ряд до основного события не превышал пяти, иногда 7–8 толчков в день. Во время землетрясения произошло 620 микротолчков. Увеличенное по сравнению с фоном количество толчков продолжалось до конца 2014 г. С 10 мая по ноябрь 2015 г. уровень фона постепенно снижался (рисунок 4).

Афтершоки

В региональный каталог Кыргызстана за 2014 г. вошло 299 афтершоков главного толчка в диапазоне энергетических классов $K_P = 3-10,2$. Максимальный афтершок ($K_P = 10,2$) произошел 14 ноября в 02 ч 09 м, т. е. через 45 минут после основного толчка на расстоянии 4,5 км от него. Энергетическая ступень с главным толчком составила $\Delta K_a = 3,5$. Глубина его очага 22 км, что немного больше, чем у главного толчка. За первые сутки зарегистрирован 231 афтершок, за вторые – 13, далее сейсмическая активность резко снизилась (рисунок 5, слева).

Наибольшее количество афтершоков имело энергетический класс $K_{\rm P} = 4-5$. Наиболее сильными были три афтершока, которые произошли в течение 24 минут после основного толчка (таблица 3). Более слабые толчки фиксировались еще длительное время.

Таблица 3. Афтершок	и Каджисайского землетрясения
14 ноября 2014 г. в (01 ч 24 м 16,4 с МТС с $K_P \ge 8,6$

No	Дата,	t ₀ ,	Эпиц	ентр	h,	v						
IN≌	д. м. г.	ч:мин:с	φ ⁰	λ٥	КМ	NP						
Главный толчок												
	14.11.2014 01:24:16		42,12	77,22	20	13,7						
	Афтершоки с <i>К</i> ₂ ≥ 8,6											
1	14.11.2014	01:56:39,5	42,13	77,2	20	8,8						
2	14.11.2014	02:09:14,4	42,12	77,2	22	10,2						
3	14.11.2014	02:48:27,6	42,08	77,23	20	9,3						



Рисунок 4. Количество микротолчков, зарегистрированных сейсмостанцией Каджи-Сай с января 2014 г. по ноябрь 2015 г.



Рисунок 5. Посуточная афтершоковая деятельность Каджисайского землетрясения за период с 14 ноября по 31 декабря 2014 г. (слева) и гистограмма распределения афтершоков по величине энергетического класса (справа)

На рисунке 6 приведено распределение гипоцентров афтершоков в земной коре: основное количество афтершоков зарегистрировано на глубинах 17– 20 км, близких к глубине главного толчка. Облако афтершоков расположено вокруг главного толчка, при этом самая слабая активность наблюдалась в северо-восточном направлении от него (рисунок 7).



Рисунок 6. Гистограмма распределения глубин очагов афтершоков Каджисайского землетрясения



Рисунок 7. Карта афтершоков Каджисайского землетрясения за период с 14 ноября по 31 декабря 2014 г.

Результаты макросейсмических обследований

Для макросейсмического обследования последствий землетрясения Институтом сейсмологии НАН КР была организована группа, которая 14 ноября выехала в эпицентральную зону. Эпицентр землетрясения расположен на юго-западном склоне гор Тегерек в 4,5 км – к северо-западу от сёл Каджи-Саз, Коргон-Булак и в 4,7 км – к юго-востоку от с. Каджи-Сай (рисунок 8).

По материалам обследований последствий землетрясения на территории Тонского района в зону максимальных сотрясений с I = 7 баллов вошли сёла Каджи-Саз, Коргон-Булак и Каджи-Сай. Пострадали многочисленные строения жилого и социальнокультурного назначения: в стенах и на стыках углов образовались трещины, местами значительные, трещины в штукатурке по каркасам, обваливание межкаркасного заполнения, частичное обрушение стен, полностью (с. Коргон-Булак) или частично оборваны линии электропередач. В зону сотрясений с I = 6,5 баллов вошли сёла Тон, Тосор, Боконбаево, Тамга и др. Основные типы повреждений здесь – трещины в штукатурке, осыпание побелки и т. п.



Рисунок 8. Обзорная карта района Каджисайского землетрясения 14.11.2014 г. (масштаб 1:200 000)

Последствия Каджисайского землетрясения 14.11.2014 г. в селе Коргон-Булак показаны на фото 1–2 (данные координат – Т.А.Чаримова, Ы. Камчы-бекова).

В селе Каджи-Сай в ходе обследования выявлено, что почти во всех домах образовались большие трещины. Пострадали здания школы-гимназии имени А.С. Пушкина, детского дома «Хадича», дома культуры, ряда пансионатов и домов отдыха на берегу озера Иссык-Куль (фото 3–4).



Фото 1. Откол части дома по образовавшимся трещинам (N 42°05'01,5"; Е 77°14'21,0"; alt. 2452 м; ул. Достук 1)



Фото 2. Трещина и вывал штукатурки в стене между комнатами в доме (N 42°05'02,0"; Е 77°14'16,8"; alt. 2437 м ул. Достук 6)

Из-за погодных условий группе аналитиков удалось провести макросейсмическое обследование последствий землетрясения только в плейстосейстовой зоне. Для получения более полной картины проявления землетрясения в других населённых пунктах Кыргызстана, были рассчитаны значения интенсивности сотрясений (таблица 4) с помощью программы «SEISMIC INTENSITY» [6]. На основании расчетных данных и с учётом особенностей геологических условий района наблюдений построена теоретическая карта-схема изосейст (рисунок 9).



Фото 3. Обрушение внешней стены у хозяйственной пристройки к дому



Фото 4. Падение облицовочной плитки



инструментальный эпицентр землетрясения (φ0N=42,12°, λ.0E=77,22°); 2 – сейсмическая интенсивность (li) в баллах;
 изосейсты; 4 – разломы: I – Транс-Иссккульский, II – Тасминский, III – Предзаилийский (Каракунузский), IV – Тогузбулакский, VI – Культорский, VI – Предтерскейский, VII – Центрально-Терскейский; 5 – государственная граница [7]

Рисунок 9. Карта-схема теоретических изосейст Каджисайского землетрясения 14 ноября 2014 г. (М_{раси.} =5,7; H=20 км; I₀ = 7 баллов (I_{min} = 5 баллов)

N⁰	Населенный пункт	R, км	Балл (li)	N⁰	Населенный пункт	R, км	Балл (li)	N⁰	Населенный пункт	R, км	Балл (li)
1	Каджи-Саз	4,52	7	30	Сары-Ой	57,8	5,5	59	Боз-Бешик	69,14	5
2	Коргон-Булак	4,54	7	31	Даркан	58,31	5,5	60	Чырпыкты	69,87	5
3	Каджи-Сай	4,71	7	32	Бостери	58,92	5,5	61	Коджояр	71,4	5
4	Тон	15,31	6,5	33	г. Чолпон-Ата	58,88	5,5	62	Орюк-Там	71,55	5
5	Тосор	18,29	6,5	34	Шор-Булак	59,06	5,5	63	Кара-Талаа	71,59	5
6	Боконбаево	19,95	6,5	35	Баетовка	59,25	5,5	64	Семёновка	72	5
7	Туура-Суу	21,38	6,5	36	Чон-Сары-Ой	59,17	5,5	65	Оргочор	72,7	5
8	Тёрт-Куль	22,52	6,5	37	Кара-Ой	59,5	5,5	66	Чон-Кызыл-Суу	73,3	5
9	Ак-Сай	25,51	6,5	38	Бактуу-Долоноту	59,3	5,5	67	Туура-Суу	74,7	5
10	Темир-Канат	26,08	6	39	Орнёк	60,68	5	68	Светлая Поляна	75	5
11	Тамга	26,65	6	40	Булан-Сёгётту	61,33	5	69	Кара-Шаар	75,6	5
12	Эшперово	27,39	6	41	Ала-Баш	61,46	5	70	Кургак-Айрык	75,8	5
13	Джер-Уй	31,21	6	42	Иссык-Кёль	61,41	5	71	Ананьево	77,3	5
14	Барскоон	31,72	6	43	Джууку	61,81	5	72	Джер-Кёчкю	77,6	5
15	Ак-Сай	32,39	6	44	Сару	62,2	5	73	Тору-Айгыр	78,1	5
16	Кёк-Сай	35,3	6	45	Григорьевская прист.	62,38	5	74	Оттук	78,9	5
17	Чон-Джаргылчак	36,31	6	46	Корумду	63,09	5	75	Кёк-Дёбё	79,4	5
18	Кичи-Джаргылчак	39,2	6	47	Кайнар	62,98	5	76	Кызыл-Орюк	80,4	5
19	Тогуз-Булак	40,91	5,5	48	Покровская прист.	63,64	5	77	Жаркынбаево	80,8	5
20	Ак-Терек	43,26	5,5	49	Сёок	64,28	5	78	Чет-Байсоорун	81,5	5
21	Кызыл-Туу	46,13	5,5	50	Чок-Тал	65,28	5	79	Кара-Сай	82	5
22	Кёль-Тёр	47,52	5,5	51	Жалгыз-Орюк	66,09	5	80	Ак-Дёбё	81,7	5
23	Джениш	49,37	5,5	52	Темировка	66,49	5	81	Мундуз	83	5
24	Конур-Олён	49,85	5,5	53	Кашат	67,15	5	82	Кароол-Дёбё	83,7	5
25	Кара-Коо	49,98	5,5	54	Кош-Кёль	67,46	5	83	Ан-Остен	83,9	5
26	Дён-Талаа	53,12	5,5	55	Тамчы	68	5	84	Орюктю-Хутор	84,1	5
27	Комсомол	54,51	5,5	56	Григорьевка	68,95	5	85	Тилекмат	84,1	5
28	Бар-Булак	55,31	5,5	57	Кызыл-Суу	68,81	5	86	Чон-Орюктю	85,6	5
29	Арчалы	56,41	5,5	58	Каракол	68,84	5	87	Чырак	85,9	5

Таблица 4. Фрагмент расчётной интенсивности (Ii) в населенных пунктах Кыргызстана при Каджисайском землетрясении 2014 г. (М_{расч.}=5,7; H=20 км), полученной с помощью программы «SEISMIC INTENSITY» (I_{min}=5 баллов) [6]

Геолого-тектоническая обстановка

В геологическом отношении эпицентр землетрясения приурочен к разлому северо-западного простирания, который отсекает древнюю денудационную поверхность верхнего яруса рельефа гор Тегерек - широкая, пологая, слегка всхолмленная площадка, от крутого юго-западного склона, основание которого граничит с болотистым участком урочища Каджи-Саз. Разлом пересекает восточную часть Тегерекского массива, имеющего удлиненноовальную, лакколитообразную форму широтного простирания и ограниченного с севера и юга глубинными разломами (рисунок 10). На поверхности разлом разграничивает отложения альмерекской свиты (D₁₋₂ al), которые представлены липоритовыми порфирами и их туфами с прослоями андезитов, от интрузивных пород джилисуйского комплекса (үD₂₋₃d) - среднекрупнозернистые граниты, аляскиты, порфировидные граниты [8].

На последней карте сейсмического районирования территории Кыргызстана [9, 10] эпицентраль-

ный район Каджисайского землетрясения 2014 г. находится в западной части Джумгало-Терскейской сейсмогенерирующей зоны, выделенной как Тонский блок, в котором максимальная магнитуда ожидаемых землетрясений определена ≤ 6,5 (рисунок 11). Данная сейсмогенерирующая зона заключена между Предтерскейским и Центрально-Терскейским разломами и представляет собой эпикаледонскую клавишно-блоковую структуру южной части Иссык-Кульской глыбы древнего срединного массива. В новейшей структуре Предтерскейский разлом выражен дугообразной линией, ориентированной выпуклостью к югу, является краевым и разделяет Терскейское поднятие и Иссыккульскую впадину. В месте пересечения с Транс-Иссыккульским разломом распадается на две самостоятельные кулисно подставляющие друг друга ветви [11]. Центрально-Терскейский разлом – внутризональный. Западнее р. Тамга он представлен серией субпараллельных или кулисно подставляющих друг друга подвигов с южной вергентностью.





Рисунок 10. Геологическая схема-карта Тоссор-Каджисайского участка



Рисунок 11. Восточный фрагмент Карты сейсмического районирования Кыргызской Республики. Масштаб 1:1 000 000 [9]

Тонский блок – центриклиналь новейшей и современной Иссык-Кульской впадины с глубиной погружения до 1000 м [11]. Южная периферия прогиба характеризуется распространением тесно сближенных горст-антиклиналей, имеющих гранитное ядро и облекающих их покров кайнозойских отложений, ориентированных субширотно и имеющих как кулисное, так и параллельное размещение. Длина этих структур не превышает 8–10 км. Они содержат многочисленные разрывы северо-восточного и северозападного простирания. К одному из них и приурочено данное землетрясение.

СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Известные землетрясения, произошедшие в Тонском сейсмоактивном блоке – центральная часть Джумгало-Терскейской сейсмогенерирующей зоны Северного Тянь-Шаня [12], – не превышали магнитуду M = 6,5 (таблица 5, рисунок 12).

	Лата	Коорд	инаты	Глубина	Магнитула	Энергетический	Название	Интенсивность (І₀)	
Nº	д. м. г.	φ°N λ°N		(Н, км)	(М∟н)	класс (Кр)	землетрясения	сотрясения в эпицентре	
1	01.26.1940	41,90	77,20	15	5,5	14,0	Барскаунское	(7) расчетная	
2	18.10.1965	41,97	77,55	15	5,0	13,0	Барскаунское	6–7	
3	06.04.1979	41,97	77,43	25	5,0	13,5	Барскаунское	6	
4	05.07.1980	41,92	77,50	20	5,6	13,8	Каджисайское	6–7	
5	21.12.1983	42,07	77,45	15	4,1	12,5	Каджисайское	6	
6	14.11.2014	42,12	77,13	20	5,7	13,7	Каджисайское	7	

Таблица 5 Известные землетрясения в Тонском сейсмоактивном блоке





Каджисайское землетрясение 14 ноября 2014 г. с магнитудой Mw = 5,7 дополнило ряд достаточно сильных землетрясений Южного Прииссыккулья.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научно-технического центра (грант МНТЦ ISTC # KR 2398).

Литература

- International Seismological Centre [Электронный ресурс]: On-line Bulletin, Internatl. Seis. Cent. Thatcham, United Kingdom, 2014. – Режим доступа: http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin/.
- Абдыраева, Б.С. Механизмы очагов Каджи-Сайского землетрясения 14 ноября 2014 года, mpv=6.1, и его афтершоков / Б.С. Абдыраева, А.М. Муралиев, М.Б. Малдыбаева, Г.А. Сабирова // Вестник Института сейсмологии НАН КР. – 2017. – №1 (9). – С. 19–27.
- 3. Global Centroid Moment Tensor (CMT) Catalog Search URL [Электронный ресурс]: Режим доступа: http://www.globalcmt.org/.
- USGS Search Earthquake Catalog.-UDL [Электронный ресурс]: Режим доступа: http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/ search/.
- 5. [Электронный ресурс]: Режим доступа: http://www/gfz-potsdam.de/.
- Гребенникова, В.В. Метод оперативного расчета интенсивности сейсмических сотрясений в населенных пунктах Кыргызстана при сильных землетрясениях / В.В. Гребенникова, Е.Л. Миркин // Землетрясения Северной Евразии.– 2011. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2017. – С. 495–501.
- 7. Авторское свидетельство № 2951 от 17.08.2016 г. Построение теоретических изосейст сильных землетрясений, произошедших на территории Кыргызстана и прилегающих районах сопредельных государств» / В.В. Гребенникова. Кыргызпатент.

- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизииб в 2-х томах / ред. К. О. Осмонбетов. Фрунзе: Илим, 1982. - т. 1 – 371 с., т. 2 – 245 с.
- Абдрахматов, К.Е. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики (Объяснительная записка) / К.Е. Абдрахматов, К.Д. Джанузаков, А.Г. Фролова, В.Н. Погребной. – Бишкек, 2012. – 51 с.
- Оценка вероятностной сейсмической опасности территории Кыргызстана на период 10 лет и 50 лет (2012–2021 и 2012– 2061 гг.): отчет / ИС НАН КР. – Бишкек, 2011.
- 11. Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины: сб. статей / Отв. ред. К.Е. Калмурзаев . – Фрунзе: Илим, 1978. – 152 с.
- Burgette, R. Constraining fault geometry and kinematics with terraces: southeastern Issyk-Kul basin, Kyrgyz Tien Shan / R. Burgette, R. Weldon, K.Ye. Abdrakhmatov, C. Ormukov // Geological Society of America Abstracts with Programs. – 2005. – Vol. 37, No. 7. – 477 p.
- 13. Гребенникова, В.В. Каджисайское землетрясение 14 ноября 2014 года / В.В. Гребенникова, А.Б. Фортуна // Мониторинг, прогнозирование опасных процессов и явлений на территории Кыргызской Республики (Изд. 12 с изменениями и дополнениями). Бишкек: Правительство Кыргызской Республики, МЧС Кыргызской Республики, 2015. С. 626–637.

ҚАЖЫСАЙ ЖЕРСІЛКІНУІ 2014 Ж. 14 ҚАРАША, K_p =13,7, MPVA=6,2, I_0 =7 (ҚЫРҒЫЗСТАН – ОНТҮСТІК ЫСТЫҚ КӨЛ МАҢЫ)

Гребенникова В.В., Фролова А.Г., Багманова Н.Х., Берёзина А.В., Першина Е.В., Молдобекова С.

Қырғыз Республикасы Ұлттық ғылыми академиясының Сейсмология институты, Бишкек, Қырғызстан

2014 ж. 14 қарашада Ыстық көлдің онтүстік жағалауында Тегерек таулардың онтүстік-батыс баурайында болған MPVA=6.2 елеулі жерсілкіну туралы ақпарат келтірілген. Жерсілкіну ошағының негізгі параметрлері, оның механизмі бағаланған, афтершоктар таралуы алынған. Микросейсмикалық тексерудің нәтижелері келтірілген. Ауданның жарылым-тектоникалық сұлбасында және тарихи сейсмикалылық мәнмәтінінде ошақтың орналасуы көрсетілген.

KADJI-SAY EARTHQUAKE (NOVEMBER 14, 2014) WITH K_p =13.7, MPVA=6.2, I_0 =7 (KYRGYZSTAN – SOUTHERN ISSYK-KUL)

V.V. Grebennikova, A.G. Frolova, N.Kh. Bagmanova, A.V. Berezina, E.V. Pershina, S. Moldobekova

Institute of Seismology of National Academy of Sciences of Kyrgyz Republic, Bishkek, Kyrgyzstan

The information about the perceptible earthquake with *MPVA*=6.2 occurred on the southern shore of Issyk-Kul Lake on the southwestern slope of the Tegerek Mountains (Kyrgyzstan) on November 14, 2014 is presented here. Basic parameters of the earthquake focal mechanism have been estimated and the distribution of aftershocks has been obtained. The results of the macroseismic survey are presented. The position of the source on tectonic fault circuit of area and in the context of the historical seismicity are presented.
CHARACTERIZING AND MODELLING OCEAN AMBIENT NOISE USING INFRASOUND NETWORK AND MIDDLE ATMOSPHERIC MODELS

^{1, 2)} M. De Carlo, ¹⁾ A. Le Pichon, ³⁾ F. Ardhuin, ⁴⁾ S.P. Näsholm

¹⁾ The Atomic Energy Commission (CEA/DAM/DIF), Arpajon, France
 ²⁾ University of Western Brittany (UBO), Brest, France
 ³⁾ French Research Institute for the Exploitation of the Sea (IFREMER, LPO/CNRS), France
 ⁴⁾ NORSAR, Kjeller, Norway

Infrasound is one of the technologies of the International Monitoring System (IMS) supporting the verification regime of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT). In the frequency band of interest to detect atmospheric explosions, ambient noise may affect detection and particularly ocean noise referred to as microbaroms. Ocean wave interactions generate acoustic noise almost continuously which can obscure signals of interest in their frequency range. The detectability of such noise strongly depends on atmospheric conditions along the propagation paths. Using ocean wave action model developed by IFREMER and considering the effects of general middle-atmospheric products delivered by ECMWF in long-range propagation, microbarom amplitudes and direction of arrivals derived from various propagation models are compared with the observations. With this study, it is expected to enhance the characterization of the ocean-atmosphere coupling. In return, a better knowledge of microbarom sources would allow to better characterize explosive atmospheric events hidden in the ambient noise.

INTRODUCTION

Within the framework of the Comprehensive Test Ban Treaty (CTBT), the infrasound stations of the International Monitoring System (IMS) detect a continuous noise of ocean origin between 0.1 and 0.5 Hz. The amplitude of this noise, referred to as microbaroms, can be quite important and hide signals of interest for the CTBTO monitoring purpose [1]. It has been shown that microbaroms are generated by the ocean and particularly by severe storms over the ocean [2]; [3]. Due to this localization and their frequency they were early compared with microseisms - noise in seismic signals, assuming a common source phenomenon for both microbaroms and microseisms [3, 4]. Longuet-Higgins first developed in 1950 a theory about microseisms generation. Whereas first order interactions between ocean and atmosphere only generate evanescent pressure terms, second order interactions generate propagating pressure waves, that transfer energy through the ocean bottom and propagate into the crust [5]. Hasselmann extended this second order interaction theory for broad band spectrum [6] and generalized it in the framework of wave-wave interactions [7]. Applying the revisited Longuet-Higgins-Hasselmann's theory to wave-action models, a microseism source model has been developed [8] and distributed by IFREMER. This source model has been used and validated with microseismic observations [9, 10].

The generation of microbaroms was investigated theoretically on the basis of the microseisms theory [11–13]. Although these theories have in common the Hasselmann's integral: $\int E(f,\theta)E(f,\theta + \pi)d\theta$, which corresponds to the coupling terms between two opposing waves, where $E(f,\theta)$ is the wave height spectrum over the direction θ , they differ quantitatively. Furthermore, to explain microbarom observations, the effects of longrange propagation through a realistic atmosphere should be modeled as these effects can be sources of uncertainties. Thus, studies that have been carried out comparing models and observations remain mainly qualitative [14].

To propagate infrasound signals, a suite of full wave propagation models - such as ray-tracing, parabolic equation, modal mode expansion methods - was developed by many researchers [15]. They require relatively low computing time when assuming range independent atmosphere along the propagation path. Full-wave equation model was not considered in this study for computational reasons. The propagation of infrasound is strongly affected by the velocity structure of the middle-atmosphere; leading to the necessity of using realistic atmospheric specifications The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) develops atmospheric models. Although these models have been improving significantly in recent years with data assimilation and reanalysis, they are known to be inaccurate above ~40 km altitude where very few in-situ measurements can be realized [16]. Unfortunately, the middle atmosphere (30-90 km altitude) is of importance for infrasound propagation due to the fact that acoustic ducts can occur at these altitudes. Studies have shown how infrasound detection from identified and calibrated natural sources can provide additional useful constraints of unresolved atmospheric structures in range of altitude where routine observations are lacking [17]. Microbaroms being a continuous source of infrasound, it is expected that their global monitoring could contribute to an improved description of dynamical properties of the atmosphere. It is thus essential to determine a reliable source and propagation model, to estimate errors. In this study, the methodological aspect is addressed, using a simplified approach, and considering separately the impact of both source and propagation models to predict microbarom observations.

METHODS AND DATA

Studied area and dates

Two years of infrasound recordings at the Norwegian IMS station IS37 are investigated. This station, located 69.075°N and 18.6°E continuously receive signals originating both from the Atlantic Ocean and the Sea of Barents. Amplitude of these sources of microbaroms is much higher in winter than in summer and these seasonal variations are presented in Figure 1 along with the location of the station. IS37 consists of 10 microbarometers, with an aperture of 2 km. The timesignals are processed with processing multi-channel correlation (PMCC) algorithm [18] which uses correlation time delays between sensors and sub-networks to estimate wavefront parameters, such as back-azimuth, root-mean-square amplitude and frequency, of coherent planar waves. To do so, the algorithm searches for coherent signals in advancing time windows over a set of 15 log-spaced frequency bands between 0.01 and 5 Hz. Frequency bands are defined here with Chebyshev filters of order 2 and the use of log-spaced frequency bands enhance signal discrimination [19].

Data sources

For the simulation, we use the WaveWatch3 (WW3) wave action model developed by NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) and distributed by IFREMER (ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/ww3), with a spatial-resolution of 0.5° and a temporal resolution of 3 h. Ardhuin et al, 2011 [8] implemented the microseism source as a composite from WW3 results, according to the formula:

$$P2L = \frac{\pi \omega_s^2}{\alpha_w^2} \rho_w^2 g f_s E^2(f) I(f)$$

where $f_s = \frac{\omega_s}{2\pi} = 2 f$ is the frequency of microbaroms (*Hz*), f being the sea state frequency (*Hz*), α_w is the

sound speed in water $(m \cdot s^{-1})$, ρ_w is the water density $(kg \cdot m^{-3})$, g the gravitational acceleration $(m \cdot s^{-2})$ and $E^2(f)I(f)$ is the wave interaction term such as $E^2(f)I(f) = \int E(f,\theta)E(f,\theta+\pi)d\theta$. Source term *P2L* is in $Pa^2m^2s^{-1}$.

It is known that the amplitude of microbarom source is different from the one of microseism source. However, microbarom source is supposed to be proportional to microseism, thus for a qualitative work, microseism source can be used as it is already calculated. This source is named 'P2L' in IFREMER database, and corresponds to the acoustic spectral density.

To account for propagation, the infrasound propagation losses formula presented in [19] is used. The formula was based on numerous Parabolic Equations simulations of infrasound through simple rangeindependent atmosphere models, varying frequency and ratios of effective sound speed. The attenuation coefficient (dimensionless) from a point situated 1 km from the source is given by:

$$Att = \frac{10^{\frac{\alpha(f)R}{20}}}{R} + \frac{R^{\beta(f, V_{eff-ratio})}}{1 + 10^{(\delta - R)/\sigma(f)}}$$

where α (in km^{-1}), β , δ (in km), σ (in km) are parameters tabulated in [19], $V_{eff-ratio}$ is the dimensionless ratio of the effective sound speed within stratosphere to that at ground level, f is the signal frequency (in Hz) and R is the distance from the source (in km). So the pressure amplitude is: $A(f, R, V_{eff-ratio}) = A_{1km} * Att$. As this formula was developed for a range-independent atmosphere, a strong assumption is made by choosing a uniform $V_{eff-ratio}$. The wind at the station location being the most relevant choice to characterize whether the station will receive a signal, it is then the value used for $V_{eff-ratio}$.



Green triangle is the location of the IS37 station

Figure 1. Source of microbaroms in $Pa^2 m^2 s^{-1}$ (WW3) averaged over January (left) and July (right)

Atmospheric data at the station have been obtained from the operational ECMWF high-resolution (HRES) atmospheric model with temporal resolution of 6 hours. The wind is averaged between 40 and 60 km of altitude in order to integrate altitudes of interest.

Simulation

In order to sample correctly the grid for the simulations, 360 paths are drawn from the station –with constant azimuth direction along the path – creating an azimuthal grid of 1° resolution. For each path, intersected source cells are selected, and the attenuation given both by the distance between the cell and the station and by the wind projected along the azimuth is computed. After applying the attenuation to the source, all attenuated sources are summed along the path to obtain the directional pressure density spectrum.

In this study, three simulations are carried out : (i) the first one focuses on wind effect assuming a constant source all over the ocean (p2l = 1), (ii) the second one includes p2l model, but does not consider wind effect $(V_{eff-ratio} = 1)$ to address source effect, and (iii) the last one combines wind and source effects.

As a result of simulation $A(f, \theta)$ is obtained for each time step (*i.e.* every 6 hours) where A is the amplitude (in Pa) and θ is the azimuth. For comparisons with the observations, it is assumed that signals with the largest amplitude are most likely to be detected. So for each time step: $A_{mod}(\Delta t) = \max_{(f,\theta)} A(f,\theta)$ and $\theta(t) = \theta_m$ with θ_m is such as $A(f_m, \theta_m) = \max_{(f,\theta)} A(f,\theta)$. The same process is applied to observations whenever there is more than one detection in the time step: $A_{obs}(\Delta t) = \max_{t \in \Delta t} A(t)$ and the azimuth is the azimuth corresponding to this particular amplitude.

RESULTS

From January 2016 to the end of March 2018, 76 035 detections are obtained at IS37, with time gaps between two detections quite heterogeneous varying from 2.3 s to some days, when the signals are too noisy. Figure 2 shows the number of detections per modelling time step, which varies greatly between few detections to some tens of detections per 6 hours.

Wind effect

In Figure 3, the results of the first simulation - wind effect only - are presented in blue and the observations in orange. The upper graph corresponds to the azimuth as seen at the station and the lower one corresponds to the amplitude. A higher dispersion in the observed azimuth is noticed in summer – from -90° to 90° – compared to winter – around 90°, which coincides with lower amplitude of the observed signal, whereas in summer the model predicts a very precise azimuth around 45°. However, this precision is only an artefact of the simulation due to the large range of azimuths from 20° to 45° (not shown here) – with the same amplitude in summer. During winter, azimuthal comparison between simulations and observations yields better results. For the amplitude, seasonal variations result from both wind effect and source size effects. Indeed as the contributions are summed and the source is set to constant all over the ocean, the longer the ocean in one direction, the higher the cumulated amplitude. This simulation points out the impact of wind variations: in winter eastward winds allow IS37 to detect source in North Atlantic (-90°) whereas in summer, westward winds hide the North Atlantic source allowing IS37 to detect source from the Barents Sea (between 0 and 45°).



Figure 2. Number of detections per time step (6 hours)



Jan Feb Mar Apr May Jun Jul Aug Sep Oct Nov Dec Jan Feb Mar Apr May Jun Jul Aug Sep Oct Nov Dec Jan Feb Mar



Jan Feb Mar Apr May Jun Jul Aug Sep Oct Nov Dec Jan Feb Mar Apr May Jun Jul Aug Sep Oct Nov Dec Jan Feb Mar`

Figure 3. Comparisons between modeled (blue) and observed (orange) azimuth and amplitude. Source term is set uniformly to 1



Jan Feb Mar Apr May Jun Jul Aug Sep Oct Nov Dec Jan Feb Mar Apr May Jun Jul Aug Sep Oct Nov Dec Jan Feb Mar

Figure 4. Comparisons between modeled (blue) and observed (orange) azimuth and amplitude. Effective wind ratio is set to 1

Source effect

Second simulation – about source effect, without wind – is presented in Figure 4. Concerning the azimuth, a preferential direction around -90° – corresponding to the Atlantic Ocean – may be seen both for simulations and observations, with some azimuthal dispersion up to 45° . Difference between observations and simulation results occurs mostly in winter, when the azimuthal dispersion is much smaller in the observations: azimuth varies around -90° in the observations; azimuth varies from -110° to 45° for the simulation results. Concerning the amplitude, although there is a systematical offset of around 80 dB between both cases, there are seasonal variations with lower amplitudes in summer and higher ones in winter. It can be noted that the amplitude of the seasonal variations is of 30 dB for the observations whereas only about 15 dB for the simulation.

Complete simulation: wind and source effect

Figure 5 presents the same results for the third simulation including both atmospheric and source effects. It shows a really good agreement between simulation results and observations: dominant azimuth is -90° , with high azimuthal dispersion (from -90° to 45°) from May to September, and quite a narrow dispersion from October to April. Simulations reproduce well the amplitude seasonal variations – for both observation and simulation the amplitude of seasonal variations is ~30 dB – along with some second order amplitude variations.

Azimuth





Figure 1. Zoom - Comparison for azimuth and amplitude between observations (orange) and simulation 3 (blue). Both atmospheric model and source model are used

Some conclusions can be drawn from the comparison of the three simulations:

- During summer, the source is clearly the dominant factor of the detected signal, as there is no significant change between simulation (ii) and (iii), wind only enhances the attenuation of the signal.

- In the contrary, during winter sources are more spatially scattered, and wind becomes more important by discriminating the sources.

- The higher dispersion of sources in winter might be due to an increase of the number of storms during this season; storms being one of the main factor generating opposing waves [8].

At first order, simulation with modeled source and uniform wind equal to the wind at the station fits well with the observations. Some second order features can also be seen as similar: Figure 6 focuses on the period between January 2018 and March 2018. In January there is a different offset between observed and simulated amplitude – 90 dB – but trends are similar. Then, good agreement in azimuth and amplitude trends can be seen. However, for some specific days – between February 10th and 20th – the simulation presents a higher azimuth deviation – simulated azimuth is around 20 to 45° whereas observed one is between -20° and 20° . In addition, this azimuth deviation lasts longer than the one of the observations – from two to four days, while observed azimuth deviation is around 12 hours. Around March 10^{th} , a discrepancy in amplitude is also noted.



Color scale - along with wind direction at 40 km of altitude - red arrows.

Figure 7. Wind conditions for February 17th 2018 at 12:00, with path at 10° and -90° azimuth – black lines. Left panel: Microbarom source term (in dB) Right panel: intensity of winds in m.s⁻¹

An explanation to these differences could be additional atmosphere effects along the path which are not here considered. The atmosphere characteristics during this period, presented on Figure 7, seem to support this suggestion. Indeed, wind at the station is directed towards North-West, and it is less favorable to the North Atlantic source compare to the Barents Sea source. However, considering the path from source to station, there are strong opposing winds from the Barents Sea source, whereas from North Atlantic source, opposing winds are rather weak.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The atmospheric and source effects on microbaroms detection were investigated by comparing simulations with observations at IMS Norwegian station IS37. It was found that the source effect is the most important one to explain the main observed features of the azimuth (dominant azimuth) and amplitude (seasonal variations). However, it was shown that atmospheric effects should also be considered, particularly in winter, when winds are stronger and sources are more numerous and scattered. Indeed, wind allows discriminating between sources, and modulating the amplitude, yielding to comparable seasonal variations of ~30 dB between winter and summer.

Results at first order correlate well the observations, which is quite encouraging due to the simplicity of the atmospheric model used. Some second order features are also coherent with the observations which support the choice of atmospheric specifications given at the station. However, some discrepancies appear during particular atmospheric events – mid-February 2018 – such as Sudden Stratospheric Warming (SSW). A SSW consists in a warming of the stratosphere, modifying atmospheric characteristics such as winds and they have a cooling impact on the lower layers of the atmosphere, generating what we know as cold wave. Usually during winter, wind vortex is well established towards the East, however, during these phenomenons, the vortex is disturbed and can be broken, modifying the duct for infrasound propagation [20]. These discrepancies may be explained by additional atmospheric effects that were not accounted for.

IS37 is an interesting station due to its location close to the Barents Sea where sources generated are weaker than in the Atlantic Ocean. Then, unlike other IMS stations, IS37 has the capability of detecting signal from both sources, in the same frequency-band. When the two sources are in competition, this could be problematic for PMCC processing as it is designed to detect the most coherent signals in a given time and frequency window. Hence, signal processing issues are another possible explanation of the discrepancies seen during 2018 SSW.

The propagation was simulated by a simple rangeindependent attenuation relation that accounted for the capability of the station to receive the signal. Further studies should be pursued to integrate range-dependent atmospheric characteristics to take into account variations along the path that could strengthen or weaken the attenuation of the source, leading to a possible change of the dominant received signal. Other propagation models, accounting for azimuth deviation, could also be investigated to enhance second order fitting of simulations and observations.

Methodology should also be addressed in future work by exploring other processing methods (e.g. FK analysis, MUSIC) in addition to PMCC, in order to validate the comparisons between simulations and observations data. Indeed, having comparable data and formats of data could allow us to define a metric of error and correlation between observations and simulations. Moreover, quantifying the source is another methodology issue to be addressed, so to do quantitative comparisons: acoustic impedance might be added to P2L term, at least. Bathymetric effects in regards to directionality of the acoustic waves should also be investigated for source quantification.

References

- Campus, P. Worldwide observation in infrasonic waves / P. Campus and D. Christie // Monitoring for Atmospheric studies, Springer Geosciences, ISBN: 978-1-4020-9507-8, 2010. – P. 185–234.
- Donn, W. Infrasonic waves from the marine storm of April 7, 1966 / W. Donn and E. Posmentier // J. Geophys. Res. 1967. no. 72. – pp. 2053–2061.
- Donn, W. Sea wave origin of microbaroms and microseisms / W. Donn and B. Naini // J. Geophys. Res., 1973. no. 78. P. 4482–4488.
- Rind, D. Microseisms at Palisades 3. Microseisms and microbaroms / D. Rind // J. Geophys. Res., 1980. no. 85. P. 4854– 4862.
- Longuet-Higgins, M. A theory of the origin of microseisms / M. Longuet-Higgins // Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1950. vol. A, no. 243. – P. 1–35.
- Hasselmann, K. A statistical analysis of the generation of microseisms / K. Hasselmann // Rev. Geophys., 1963. vol. 2, no. 1. P. 177–210,
- Hasselmann, K. Feynman diagrams and interaction rules of wave-wave scattering processes / K. Hasselmann // Rev. Geophys., 1966. – vol. 1, no. 4, – P. 1–32.
- Ardhuin, F. Ocean wave sources of seisminc noise / F. Ardhuin, E. Stutzmann, M. Schimmel and A. Mangeney // J. Geophys. Res., 2011. – no. 116.
- Gualtieri, L. Modelling secondary microseismic noise by normal mode summation / L. Gualtieri, E. Stutzmann, Y. Capdeville, F. Ardhuin, M. Schimmel, A. Mangeney and A. Morelli // Geophys. J. Int., 2013. – no. 193. – P. 1732–1745.
- Sergeant, A. Frequency-dependent noise sources in the North Atlantic Ocean / A. Sergeant, E. Stutzmann, A. Maggi, M. Schimmel, F. Ardhuin and M. Obrebski // Geochem. Geophys. Geosyst., 2013. – vol. 14, no. 00.
- 11. Brekhovskikh, L. Radiation of infrasound into atmosphere by surface-waves in ocean / L. Brekhovskikh, V. Goncharov,
- V. Hurtepov and K. Naugolny // Izvestiya Akademii Nauk SSSR Fizika Atmosfery i Okeana, 1973. vol. 9, no. 9. P. 899–907.
 12. Waxler, R. The radiation of atmospheric microbaroms by ocean waves / R. Waxler and K. Gilbert // J. Acoust. Soc. Am., 2006. vol. 119, no. 5. P. 2651–2664.
- Ardhuin, F. Noirse generation in the solid Earth, oceans and atmosphere, from nonlinear interacting surface gravity waves in finite depth / F. Ardhuin and T. H. C. Herbers // J. Fluid Mech., 2013. vol. 716. P. 316–348.
- Assink, J. Bidirectional infrasonic ducts associated with sudden stratospheric warming events / J. Assink, R. Waxler, P. Smets and L. Evers // J. Geophys. Res. Atm., 2014. – vol. 119. – P. 1140–1153.
- 15. Waxler, R. Propagation modelling through realistic atmosphere and benchmarking / R. Waxler and J. Assink // Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies: Challenges in Middle-atmosphere Dynamics and Societal Benefits, Springer Nature, 2018.
- 16. Le Pichon, A. Comparison of co-located independent ground-based middle-atmospheric wind and temperature measurements with Numerical Weather Prediction models / A. Le Pichon, J. Assink, P. Heinrich, E. Blanc, A. Charlton-Perez, C. Lee, P. Keckhut, A. Hauchecorne, R. Rüfenacht and N. Kämpfer // J. Geophys. Res. Atmos., 2015. – vol. 120.
- Assink, J. Evaluation of wind and temperature profiles from ECMWF analysis on two hemispheres using volcanic infrasound / J. Assink, A. Le Pichon, E. Blanc, M. Kallel and L. Khemiri // J. Geophys. Res. Atmos., 2014. – vol. 119.
- Y. Cansi, An automatic seismic event processing for detection and location: The PMCC method / Y. Cansi // Geophys. Res. Letters, 1995. – vol. 22, no. 9. – P. 1021–1024.
- Le Pichon, A. Recent enhancements of the PMCC infrasound signal detector / A. Le Pichon, R. Matoza, N. Brachet et Y. Cansi // Inframatics, 2010. – vol. 26. – P. 5–8.
- Le Pichon, A. Incorporating numerical modeling into estimates of the detection capability of the IMS infrasound network / A. Le Pichon, L. Ceranna and J. Vergoz // J. Geophys. Res. Atmos., 2012. – vol. 117, no. D5.
- 21. Smets, P. The life cycle of a sudden stratospheric warming from infrasonic ambient noise observations / // J. Geophys. Res. Atmos, 2014. vol. 119, no. 21. P. 12084 12099.

ИНФРАДЫБЫСТЫҚ ЖЕЛІСІ МЕН ЖЕЛ МОДЕЛЬДЕРІН ПАЙДАЛАНЫП МҰХИТТІҢ ШУ АЯСЫНЫҢ СИПАТТАМАСЫ МЕН МОДЕЛЬДЕУІ

^{1, 2)} Де Карло М., ¹⁾ Ле Пишон А., ³⁾ Ардуин А., ⁴⁾ Нэшолм С.П.

¹⁾Атом энергиясы жөніндегі комиссариаты (CEA/DAM/DIF), Арпажон, Франция
 ²⁾ Батыс Бретан Университеті (UBO), Брест, Франция
 ³⁾ Франция Теңіз пайдалану ғылыит-зерттеу институты (IFREMER, LPO/CNRS), Франция
 ⁴⁾ NORSAR, Кьеллер, Норвегия

Халықаралық мониторинг жүйесі (ХМЖ) атмосфералық жарылыстар мен тәрізді оқиғаларды айқындауына пайдаланылады. Зерттелудегі жиіліктер жолағында шу аясы табылған оқиғасына әсерін тигізу мүмкін, ерекшелігінде, микробаромдар ретінді белгілі болатын мұхиттің шулы аясы. Мұхиттағы толқындардың өзара әрекеттестігі акустикалық шуды тұрақты өңдіріп тұрады, бұл қызықтыратын сигналдарды жасыру мүмкін. Сондай шудың ықпалы ол таралу трассасы бойындағы атмосфералық жағдайларына байланысты. IFREMER океанографиялық институтымен (Франция) әзірленген мұхит толқындарының өзара әрекеттестігі моделін және, ECMWF (Ауаны ортамерзімдік болжау еуропалық орталығы) беріп тұратын, жаһандық атмосфералық модельдердің әсерлерін есепке ала отырып, авторлар бақылаудың әр түрлі модельдерінде микробаромдардың амплитудалары мен азимуттарын салыстырады. Бұл зерттеу атмосфера мен мұхиттің өзара әрекеттестігінің сипаттамаларын жақсартады деп күтілуде. Өз кезегінде, микробаромдар көздері туралы білімдерді арттыруы атмосфералық жарылыс оқиғаларды одан жақсы сипаттауына мүмкіншілік береді.

ОПИСАНИЕ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ШУМОВОГО ФОНА ОКЕАНА С ПОМОЩЬЮ ИНФРАЗВУКОВОЙ СЕТИ И МОДЕЛЕЙ ВЕТРА

^{1, 2)} Де Карло М., ¹⁾ Ле Пишон А., ³⁾ Ардуин А., ⁴⁾ Нэшолм С.П.

¹⁾ Комиссариат по атомной энергии (CEA/DAM/DIF), Арпажон, Франция ²⁾ Университет Западной Бретани (UBO), Брест, Франция ³⁾ Французский научно-исследовательский институт по эксплуатации моря (IFREMER, LPO/CNRS), Франция ⁴⁾ NORSAR, Кьеллер, Норвегия

Инфразвуковая сеть Международной системы мониторинга (МСМ) разработана для выявления атмосферных взрывов по всему миру. Однако, в изучаемом частотном диапазоне, шумовой фон может влиять на выявления и, в частности, на шум океана, известный как микробаром, как было показано путем описания шумового фона через обработку широкополосной группы на записях МСМ. Действительно, взаимодействия волн океана производят акустический шум почти постоянно, что может скрыть интересные сигналы. Его характеристика важна, и мы используем модели действия волн для моделирования источников микробаром. Видимость такого шума определенной станции должна сильно зависеть от атмосферных условий и возмущений. Для того, чтобы учитывать данный эффект, мы включили спецификации ветра ЕССПП (Европейский центр среднесрочного прогнозирования погоды) в свои модели распространения. Используя продукцию океанических волн двумерного спектра, мы сравниваем амплитуды микробарома и азимуты, подсчитанные из разных моделей распространения с наблюдениями. Данное исследование поможет расширить описание взаимодействия атмосферы и океана, а также разделить эффекты распространения от моделей источников. В свою очередь, улучшенные знания об источниках микробарома позволяют лучше характеризовать события атмосферных взрывов и предоставлять информацию о динамике и возмущениях средней атмосферы, что может быть использовано как ограничения модели. УДК 534.6+534.8

SIGNALS FROM SEVERE OCEAN STORMS IN NORTH ATLANTIC AS IT DETECTED IN KAZAKHSTAN: OBSERVATION AND MODELLING

¹⁾ A.A. Smirnov, ^{2, 3)} M. De Carlo, ³⁾ A. Le Pichon, ⁴⁾ N.M. Shapiro

¹⁾ Institute of Geophysical Researches of Ministry of Energy of the Republic Kazakhstan, Kurchatov, Kazakhstan
 ²⁾ University of Western Brittany (UBO), Brest, France
 ³⁾ The Atomic Energy Commission (CEA/DAM/DIF), Arpajon, France
 ⁴⁾ Institute of Physics of Globe of Paris (IPGP), Paris, France

The Kazakh monitoring network consists of four seismic and three infrasound arrays. All the arrays record low frequency signals mostly from North-West. A dominating source region of microbarom/microseism signals is located in North Atlantic [1]. Time dependent simulations of the microbarom/microseism source regions are made using a hydrodynamic model of ocean wave interactions developed by IFREMER. Comparisons between observations at the Kazakh monitoring network and modelling results are carried out.

There are different seismoacoustic sources of various origin. Microbaroms and microseisms are dominant sources of coherent noise detected continuously worldwide. High amplitude background seismic and acoustic noise originates from the non-linear interaction of ocean gravity waves with the sea floor and atmosphere (e.g. [2–5]. The wave energy is directly proportional to this interaction [6-8]. The coupling with the bathymetry plays an important role [9, 10]. Source simulation techniques are developing rapidly. One way to simulate the source region and its intensity is to apply the Longuet Higgins theory to wave action numerical models [9, 10]. The patterns obtained are usually compared with the excited surface and body waves [11-14]. Seismic and infrasound arrays together with 3C stations are part of the Kazakhstani monitoring network. The use of array data allows to locate the source region of both microseisms and microbaroms. Microbarom source location procedures have to take into account the spatial and temporal variability of the atmosphere [15-18]. Accurate localization using the data of the seismic network should take into account station specific errors that depend on range and azimuth. The detection and characterization of microbarom and microseism signals, location of the source areas and comparison of the results with source simulation are carried out for different objectives: passive seismic probing [19–25]; monitoring of the Earth crust [24, 25], study of climate [12], of atmosphere state [26, 17], and monitoring the detection capability of the IMS (International Monitoring System) network [27, 28].

OBSERVATION OF MICROBAROM AND MICROSEISM IN KAZAKHSTAN

Microseism and microbarom observations in Kazakhstan using array techniques started in 2010 [1, 29]. Data of four seismic and one infrasound arrays were used for this preliminary study. The array data were processed with the PMCC detector [30] in the frequency band 0.07–0.5 Hz.

It was shown [1] that all stations record signals from Northwest with back-azimuth 300–360°. Northwest for Kazakhstani stations corresponds to the North Atlantic. Such signals are dominant for the ABKAR station which is the closest station to North Atlantic region (Figure 1).



Magenta polar bars indicate the detected directions of signals recorded by IS31 in December 2016. Seismic array names are signed in magenta and infrasound station names in yellow. I46RU is also shown in addition to Kazakhstani station as its data contribute to routine processing at IGR.

Figure 1. Location of the monitoring network of the Institute of Geophysical Researches (IGR) and North Atlantic region

It was also shown that the other stations also detect these signals including the infrasound array I31KZ. However not only microseisms from the ocean storms but also permanently acting sources of other nature were recorded by the KKAR and MKAR seismic arrays. For example, signals from a source southward from MKAR were detected. The parameters (frequency, velocity of arrival) of the signals differ strongly from that of microseisms. There were also found the huge difference in apparent velocities explained by different types of seismic phases. Later studies found out that the source of the signals at MKAR are likely icequakes at the Inylcheck glacier, Tyan-Shan [31, 32]. Attempt to predict the location of microbarom and microseism source region was done. The prediction was based on a simplified approach assuming the source regions to be located where ocean wave height reaches its maximum value. The azimuths to those areas were found for each station using water wave heights from ECMWF [33]. Comparison of observation results and the predicted azimuth to the source region were made. Observations and predictions consistent to a first order, although some systematic azimuthal errors were noted for ABKAR.

OBSERVATION SYSTEM

The observation network of IGR, especially its infrasound part, was improved since this previous study, Figure 2. Two new infrasound arrays have been installed in Kazakhstan. These are infrasound arrays in Kurchatov [34] and in Makanchy. KNDC has also started to use the data of Russian array I46RU.



Yellow stars are seismic arrays and red stars are infrasound arrays. Russian infrasound array I46RU and seismic array PS33 are also shown as their data are actively used by KNDC. At three points both seismic and infrasound arrays are collocated. Distance between I31KZ infrasound array and ABKAR seismic array is near 200 km.

Figure 2. Arrays of the monitoring network of the IGR

Such a development suggests that a new study of microbaroms and microseisms with the data of the Kazakhstani stations will provide additional useful results. These results can also be enhanced by using more accurate method of the source prediction that is described below. Seismic arrays ABKAR, BVAR, KKAR and MKAR are similar in configuration. They consist of nine elements with aperture of about 5 km. The ABKAR array configuration is shown by Figure 3 as an example.



Figure 3. Configuration of the ABKAR seismic array. It consists of 9 elements with a central point, inner circle of three elements and outer circle of five elements.



Figure 4. Configuration of the Kurchatov Cross seismic array which consists of 20 short period sensors

The Kurchatov cross array differs from the other seismic stations considering its large aperture of 22 km and the number of elements Figure 4. There are short period vertical sensors GS21 at ABKAR, BVAR, KKAR and MKAR. Kurchatov Cross consists of CMG-3V. Although the frequency band 0.1–0.3 Hz is at the edge of the frequency response of the sensors, they can record well the microseisms. Figure 5 shows the frequency response of GS-21. The frequency response of CMG-3V is similar.

MKIAR and Kurchatov are two new infrasound arrays Kurchatov is at Northeast and MKIAR at East of Kazakhstan. Their aperture is about of 1 km. MKIAR consist of 9 elements. Kurchatov has only 4. IS31 and IS46 are IMS stations. The first one is located Northwest of Kazakhstan and the second one at Altay, Russia. Their apertures are 2.1 and 2.8 km respectively [35]. The number of elements at IS31 is 8 and 4 at IS46 . Microbarometers MB2000 and MB2005 are used at IS31, IS46 and Kurchatov and Chapparel Physics microbarometers are installed at MKIAR. Figure 6 shows the frequency response of the MB2000 microbarometer. The frequency responses of other infrasound sensors used are similar to MB2000 with a flat response between 0.01 and 5.0 Hz.



Figure 5. Frequency response of the GS-21 sensor



Figure 6. Frequency response of the MB2000 microbarometer

The stations in the network are part of the different global networks such as the IMS, and IRIS. KNDC has been collaborating for several years with the institutions responsible for these networks and leading seismic and infrasound centers. These are Data Center (IDC) of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO, Austria), Air Force Technical Applications Center (AFTAC, USA), Commissariat à l'Energie Atomique (CEA, France) and others.

SIGNAL DETECTION: THE PMCC METHOD

Microbarom signals are detected using the PMCC method. This algorithm [30] widely used to process infrasound signals. Processing was carried out in 15 log-scaled frequency band between 0.01 and 5 Hz using a standardized configuration [36, 37]. The windows length varied from 600 s for the lowest frequency up to 30 s for the uppermost. In contrast with infrasound, processing seismic data with PMCC still needs dedicated tuning in the frequency band of interest. Thus the configuration was specially chosen for this study and

proved to be efficient for the detection of microseism signals. The data were processed in the frequency band 0.05–0.3 Hz in 10 windows of equal length of 200 s. Due to the low frequency composition of microseisms signals, processing was done with decimation. Originally seismic waveforms have sampling frequency of 40 Hz. It was checked that decimation down to 10 Hz does not affect the processing result at the frequency range 0.1–0.3 Hz and at the same time significantly reduce the computational time.

SOURCE MODELLING

The principles that were used to predict the location of the regions where microseisms and microbaroms are generating are based on classical work of Longuet – Higgins [6]. In this paper it is shown how opposing waves and their second order nonlinear interactions can generate propagating acoustic waves in the ocean which produce seismic noise by exciting the ocean floor. Hasselmann [38, 39] generalized this phenomenon to random waves and wave-wave interactions. They both show that if we consider two nearly opposing waves interacting, the resulting frequency of interest will double the frequency of water wave.

Ardhuin et al. 2011 [10] developed a numerical model based on Longuet-Higgins-Hasselmann theory for the generation of Rayleigh waves, considering an equivalent pressure source at the undisturbed surface of the ocean. Sources of microseisms are provided by IFREMER [40] – 'p2l' – as a composite calculated from the wave-action model WaveWatchIII (WW3 – developed by the NOAA and distributed by IFREMER).

These nonlinear interactions also generate waves propagating in the atmosphere – known as microbaroms. As the source term at the ocean surface is the same as for microseisms – only the amplitude might change due to a resonance term in finite depth ocean [7, 8], the same 'p21' model was used to make qualitative comparisons with observations. Figure 7 shows example of the source power distribution. The source intensity was calculated on February 2, 2017 in the 0.1– 0.3 Hz frequency range. Sources in white areas were not taken into account as the probability to get signals from these regions at that time of the year in Kazakhstan is rather small considering both source intensity and propagation range.

COMPARISON OF THE OBSERVATIONS AND PREDICTIONS

Long term microbarom observations for the Central Eurasia area were kindly provided by CEA. These contains four years of the PMCC detection results at IS31 (Figure 8) and IS46 (Figure 9) in a frequency range 0.01–4 Hz. Only detections in the 0.1–0.3 Hz band were selected. Azimuths to the predicted source regions are shown by black circles.



Figure 7. Example of the source energy distribution. The map shows the energy distribution averaged for the entire day of February 2, 2017 in the frequency range 0.1–0.3 Hz. Data about the ocean wave energy are provided by the IFREMER [10].



Black circles are the predicted back-azimuths. The colorbar codes the logarithm of the number of detections.

Figure 8. Four years of the PMCC detections at IS31 in the frequency range 0.1–0.3 Hz (the PMCC bulletins are kindly provided by CEA)



Black circles are the predicted back-azimuths to source. The colorbar codes the logarithm of the number of detections. Figure 9. Four years of the PMCC detections at IS46 in the frequency range 0.1–0.3 Hz (the PMCC bulletins are kindly provided by CEA)

For both IS31 and IS46 there is a good match between observations and modelling results in range $300^{\circ}-350^{\circ}$ that corresponds to signals originating from North Atlantic. There are predictions of signals from the South with poor correlation with observations. There are also predictions of signals from North Pacific. At IS46 there are corresponding observations which are shifted in azimuth by approximately 25°. All these results show that it is needed to take into account for the atmospheric effects on long range propagation. The lack of detections to North pacific at IS31 also suggests that it is needed to incorporate wind effects on the wave attenuation.

The comparisons of microseism observations and simulation results during two-month period show similar pictures when using seismic data. Figure 10–13 show observations and simulations at ABKAR, KKAR, MKAR and Kurchatov cross respectively.

Figure 11 PMCC detections and source region simulation for KKAR seismic array. Color represents the apparent velocity of the detected microseisms. Black crosses indicate direction to the main and local maxima of the energy in the simulated source regions.

There is a good consistency between observations and modelling results at all stations. Despite of some systematic errors there are stable records of North Atlantic microbaroms. Mean apparent velocity of microbarom detections is close to 7 km/s. However, at some time intervals, apparent velocity rises up to 16 km/s. At the same periods, back-azimuths vary up to 80°, Figure 14. This effect is not observed at ABKAR, small at KKAR and large at MKAR and at Kurchatov Cross arrays. Some systematic offset between the observed and predicted back-azimuths appear at all stations. This offset is approximately 10° – 20° clockwise for observations at ABKAR and KKAR and almost the same range but counter clockwise at Kurchatov Cross and MKAR.



Color represents the apparent velocity of the detected microseisms. Black crosses indicate the direction to the main and local maxima of the energy in the simulated source regions.





the direction to the main and local maxima of the energy in the simulated source regions.

Figure 11. PMCC detections and source region simulation for KKAR seismic array



Color represents the apparent velocity of the detected microseisms. Black crosses indicate the direction to the main and local maxima of the energy in the simulated source regions.

Figure 12. PMCC detections and source region simulation for MKAR seismic array



Color represents the apparent velocity of the detected microseisms. Black circles indicate the direction to the main maxima of the energy in the simulated source regions, black crosses point to the local maxima.

Figure 13. PMCC detections and source region simulation for Kurchatov-Cross seismic array



Each point represents and averaged value of the measures over a 6 h time window

Figure 14. Comparison of the observed back-azimuths at four seismic arrays. Detections correspond to the period between January and February 2017.

LOCALIZATION OF THE SOURCE REGION

As microbaroms and microseisms are recorded by the network, it is possible to localize the source region. Figure 15 shows first approach of such localization.



White line represents the 90% error ellipse for the locations determined using cross bearing with detections at IS31 and IS46. The blue line indicates the backazimuth calculated from MKAR.

Figure 15. Localization of the microbaroms source regions averaged in January 2017. The map shows the simulation results of microbarom intensity.



White line represents the 90% error ellipse for the locations determined using cross bearing with detections at IS31 and IS46. The blue line indicates the backazimuth calculated from MKAR.

Figure 16. Localization of the microbaroms source regions averaged in February 2017. The map shows the simulation results of microbarom intensity.

Cross-bearing locations use detections at IS31 and IS46. The bearings were averaged for each 6 hours of observations. Error ellipse of the solutions is compared with the intensity distribution of the source region, shown in color on the Figure 15. The signal attenuation calculated for effective point placed in between IS31 and IS46 was taken into account when the source

strength was calculated. A simplified formulation of the semi-empirical attenuation relation considering only the combined effects of geometrical spreading and absorption was used [41](1):

$$Ap(f, V_{eff-ratio}) = \frac{1}{R} 10^{\frac{\alpha(f)R}{20}} + \frac{R^{\beta(f, V_{eff-ratio})}}{\frac{\delta-R}{1+10^{\delta(f)}}}, \quad (1)$$
$$A = R^{(-0.95)}. \quad (2)$$

$$R^{(-0.95)}$$
. (2)

These results shows first order agreement between observations and modelling results in the North Atlantic region, although some systematic errors are visible. These errors could likely be reduced by accounting for atmospheric effects on long-range infrasound propagation.

CONCLUSIONS

Historical records of the Kazakhstani network have been collected and processed to characterize microseism and microbarom permanently recorded. The existing seismo-acoustic network with collocated stations offers a good opportunity to better understand coupling mechanisms at the ocean-earth-atmosphere interfaces considering the same source. Parameters for the processing using PMCC were tuned to better characterize microseisms and microbaroms. State of the art source simulation method was also chosen. The source area was localized following a cross bearing approach. Comparisons between the localization results and the predicted source regions with the maximum intensity shows satisfactory results over North Atlantic. However, there is systematic error that will hopefully be corrected considering propagation simulations. Comparisons between the observed bearings of seismic data and the source location show systematic errors which vary from one station to another. There are anomalous measured backazimuth deviations up to 80° at several intervals of time, at least at three seismic stations. Detections during these time intervals exhibit large azimuthal deviations and high apparent velocity values (15-19 km/s). The effect appears when using both small and middle aperture seismic arrays 5 and 22 km respectively. The lack of resolution of the seismic arrays due to their small aperture might contributes to these discrepancies. Array size smaller than the wavelength of the seismic signals (several tens of km for body waves) could explain an increase of the azimuthal errors. Also, it was shown in [42] that the azimuth to source measured by Kazakhstani arrays may deviate significantly from the true azimuth to source epicenter due to refraction at Kazakhstan orocline. Presence of relation between this fact and the anomalous azimuth deviations found at this study is issue for future investigations.

References

- Смирнов, А. А. Объяснение природы источников когерентных низкочастотных сигналов, регистрируемых мониторинговой сетью НЯЦ РК / А. А. Смирнов, В. Дубровин, Л. Эверс // Вестник НЯЦ РК, 2010. – Вып. 3. – 76–81.
- Donn, W.L. Sea wave origin of microbaroms and microseisms / W.L. Donn, B. Naini // J. Geophys. Res. 1973. V. 78. P. 4482–4488.
- 3. Rind, D. Microseisms at Palisades. III-microseisms and microbaroms / D. Rind // J. Geophys. Res., 1980. 85. P. 4854-4862.
- 4. Hedlin, M.A.H. Listening to the secret sounds of Earth's atmosphere / M.A.H. Hedlin, M. Garces, H. Bass, C. Hayward,
- G. Herrin, J. V. Olson, C. Wilson //EOS, Trans. Am. Geophys. Un., 2002. 83 (48). P. 564-565.
 5. Bowman, J.R. Ambient infrasound noise / J.R. Bowman, G.E. Baker, M. Bahavar //Geophys. Res. Lett., 2005. 32. 09803, doi:10.1029/2005GL022486.
- Longuet-Higgins, M.S. A theory of the origin of microseisms / M.S. Longuet-Higgins // R. Soc. Lond. Phil. Trans., 1950. A, 243. – P. 1–35.
- Waxler, R. The radiation of atmospheric microbaroms by ocean waves / R. Waxler, E.K. Gilbert // J. acoust. Soc. Am., 2006. 119. – P. 2651–2664.
- 8. Ardhuin, F. Noise generation in the solid Earth, oceans and atmosphere, from nonlinear interacting surface gravity waves in finite depth / F. Ardhuin, T.H.C. Herbers // J. Fluid Mech., 2013. 716. P. 316-348.
- Kedar, S. The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean / S. Kedar, M. Longuet-Higgins, F. Webb, N. Graham, R. Clayton, C. Jones // R. Soc. Lond. Proc., 2008. – A, 464. – P. 777–793.
- Ardhuin, F., Ocean wave sources of seismic noise / F. Ardhuin, E. Stutzmann, M. Schimmel, A. Mangeney // J. Geophys. Res. (Oceans), 2011. – P. 116. – 9004. – doi:10.1029/2011JC006952.
- Stehly, L. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties / L. Stehly, M. Campillo, N.M. Shapiro // J. Geophys. Res.: Solid Earth., 2006. – 111 – 10306. – doi:10.1029/2005JB004237.
- 12. Stutzmann, E. Global climate imprint on seismic noise / E. Stutzmann, M. Schimmel, G. Patau, A. Maggi, // Geochem. Geophys. Geosyst., 2009. 10. 11004. doi:10.1029/2009GC002619.
- Land'es, M. Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves / M. Land'es, F. Hubans, N.M. Shapiro, A. Paul, M. Campillo // J. Geophys. Res.: Solid Earth, 2010. – 115. – doi:10.1029/2009JB006918.
- Hillers, G. Global oceanic microseism sources as seen by seismic arrays and predicted by wave action models / G. Hillers, N. Graham, M. Campillo, S. Kedar, M. Land`es, N. Shapiro // Geochem., Geophys., Geosyst., 2012. – 13. – 1021. – doi:10.1029/2011GC003875.
- 15. Drob, D.P. Global morphology of infrasound propagation / D.P. Drob, J.M. Picone, M. Garc'es // J. Geophys. Res. (Atmospheres), 2003. 108. 4680, doi:10.1029/2002JD003307.
- 16. Garc'es, M., Willis, M., Hetzer, C., Le Pichon, A. & Drob, D. On using ocean swells for continuous infrasonic measurements of winds and temperature in the lower, middle, and upper atmosphere / M. Garc'es, M. Willis, C. Hetzer, A. Le Pichon, D. Drob // Geophys. Res. Lett., 2004. – 31. – doi:10.1029/2004GL020696.
- 17. Le Pichon, A. On using infrasound from interacting ocean swells for global continuous measurements of winds and temperature in the stratosphere / A. Le Pichon, L. Ceranna, M. Garc'es, D. Drob, C. Millet // J. Geophys. Res. (Atmospheres), 2006. 111. doi:10.1029/2005JD006690.
- Brachet, N., Brown, D., Le Bras, R., Cansi, Y., Mialle, P. & Coyne, J. Monitoring the Earth's atmosphere with the global IMS infrasound network / N. Brachet, D. Brown, R. Le Bras, Y. Cansi, P. Mialle, J. Coyne // Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies, 2010. – P. 77–118, eds Le Pichon, A., Blanc, E. Hauchecorne, A. – Springer.
- Campillo, M. Correlations of Seismic Ambient Noise to Image and to Monitor the Solid Earth / M. Campillo, P. Roux, N. M. Shapiro // Springer. – 2011.
- Campillo, M. New developments on imaging and monitoring with seismic noise / M. Campillo, H. Sato, N.M. Shapiro, R.D. van der Hilst // C. R. Geoscience, 2011. – 343. – P. 487–495.
- Shapiro, N.M. 2005. High resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise / N.M. Shapiro, M. Campillo, L. Stehly, M.H. Ritzwoller // Science, 2005. – 307. – P. 1615–1618.
- 22. Ritzwoller, M.H. Ambient noise tomography with a large seismic array / M.H. Ritzwoller, F.-C. Lin, W. Shen // Comp. Rend. Geosci., 2011. 343(8). P. 558–570.
- Mordret, A. Near-surface study at the valhall oil field from ambient noise surface wave tomography / A. Mordret, M. Land`es, N.M. Shapiro, S.C. Singh, P. Roux, O.I. Barkved // Geophys. J. Int., 2013. – 193(3) – P. 1627–1643.
- Brenguier, F. Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations / F. Brenguier, M. Campillo, C. Hadziioannou, N.M. Shapiro, R.M. Nadeau, E. Larose // Science, 2008. – 321(5895). – P. 1478– 1481.
- Brenguier, F. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise / F. Brenguier, N.M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, A. Nercessian// Nat. Geosci., 2008. – 1(2). – P. 126–130.
- 26. Hedlin, M.A.H. Infrasound: connecting the solid Earth, oceans, and atmosphere / M.A.H. Hedlin, K. Walker, D.P. Drob, C.D. de Groot-Hedlin // Ann. Rev. Earth planet. Sci., 2012. 40. P. 327–354.
- 27. Evers, L.G. Listening to sounds from an exploding meteor and oceanic waves / L.G. Evers, H.W. Haak // Geophys. Res. Lett., 2001. 28. P. 41-44.
- Stevens, J.L. Constraints on infrasound scaling and attenuation relations from soviet explosion data / J.L. Stevens, I.I. Divnov, D.A. Adams, J.R. Murphy, V.N. Bourchik // Pure appl. Geophys., 2002. – 159. – P. 1045–1062.
- 29. Smirnov A.A. Explanation of the nature of coherent low-frequency signal sources recorded by monitoring station network of the NNC RK / A.A. Smirnov, V.I. Dubrovin, L.G. Evers, S. Gibbons // CTBTO Science and Technology 2011. Vienna, Austria.

- 30. Cansi, Y. An automatic seismic event processing for detection and location: the P.M.C.C. method / Y. Cansi // Geophys. Res. Lett., 1995 22. P. 1021–1024.
- 31. Михайлова, Н.Н. Ледниковые землетрясения Центрального Тянь-Шаня / Н.Н. Михайлова, И.И. Комаров / Вестник НЯЦ РК, 2009. Вып. 3. С. 120–126.
- 32. Полешко, Н.Н. Механизмы очагов землетрясений в зоне ледникового Центрального Тянь-Шаня / Н.Н. Полешко, Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2012. Вып. 1. С. 61–67.
- 33. Website ECMWF: https://www.ecmwf.int/
- 34. Беляшов, А.В. Новая инфразвуковая группа «Курчатов» / А.В. Беляшов, В.И. Донцов, В.И. Дубровин, В.Г. Кунаков, А.А. Смирнов // Вестник НЯЦ РК, 2013. Вып. 2. С. 24–30.
- 35. Edwards, W. Effect of interarray elevation differences on infrasound beamforming / W. Edwards, N. Green // Geophys. J. Int., 2012. 190(1). P. 335-346.
- 36. Le Pichon, A. Recent Enhancements of the PMCC Infrasound Signal Detector / A. Le Pichon, R.S.N.B. Matoza, Y. Cansi // Inframatics, 2010. 26. P. 5–8.
- Matoza, R.S., Coherent ambient infrasound recorded by the International Monitoring System / R.S. Matoza, M. Land'es, A. Le Pichon, L. Ceranna, D. Brown // Geophys. Res. Lett., 2013. – 40. – P. 429–433.
- 38. Hasselmann, K. A statistical analysis of the generation of microseisms / K. Hasselmann // Rev. Geophys., 1963. 1. 177-210.
- 39. Hasselmann, K. Feynman diagrams and interaction rules of wave-wave scattering processes / K. Hasselmann // Rev. Geophys., 1966. 4(1). P. 1–32.
- 40. IFREMER Website: WW3 data ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/ww3/HINDCAST/GLOBAL/ .
- Le Pichon, A., Ceranna, L. & Vergoz, J. Incorporating numerical modeling into estimates of the detection capability of the IMS infrasound network / A. Le Pichon, L. Ceranna, J. Vergoz // J. Geophys. Res. (Atmospheres), 2012. – 117. – 5121. – doi:10.1029/2011JD016670.
- 42. Labonne, C. Detailed analysis of the far-regional seismic coda in Kazakhstan using array processing / C. Labonne, O. Sèbe, A. Smirnov, S. Gaffet, Y. Cansi, N. Mikhailova // Bulletin of the Seismological Society of America, 2017. – 107(2), - P. 611– 623. – doi:10.1785/0120160015.

ҚАЗАҚСТАНДЫҚ ЖЕЛІСІНІҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША СОЛТҮСТІК АТЛАНТИКАДАҒЫ ҚАТТЫ ДАУЫЛДАРДАН СИГНАЛДАР: БАҚЫЛАУ НӘТИЖЕЛЕРІ МЕН МОДЕЛЬДЕУ

¹⁾ Смирнов А.А., ^{2, 3)} Де Карло М., ³⁾ Ле Пишон А. ⁴⁾ Шапиро Н.М.

¹⁾ Қазақстан Республикасы Энергетика министрлігінің Геофизикалық зерттеулер иснтитуты, Курчатов, Қазақстан ²⁾ Батыс Бретан Университеті (UBO), Брест, Франция ³⁾ Атом энергиясы жөніндегі комиссариаты (CEA/DAM/DIF), Арпажон, Франция ⁴⁾ Париждің Жер физикасы институты (IPGP), Париж, Франция

Мониторингтің қазақстандық желісі төрт сейсмикалық және үш инфрадыбыстық топтарынан тұрады. Топтардың жазбаларында сол-түстік шығыстан келген көптеген сигналдар табылған. Қазақстан аумағы үшін микробаромдар мен микросейсмдердің басым көзі Солтүстік Атлантика болып табылады [1]. Микросейсмдер мен микробаромдар өңдірілу орындардың орналасуын өзертуін модельдеуі теңіз толқындардың энергиясы мен қозғалысының бағыттары туралы деректердің негізінде жүргізілген. Модельдеу мен қазақстандық мониторингтік желісінің бақылауларының нәтижелерін салыстыруы жүргізілген.

СИГНАЛЫ ОТ СИЛЬНЫХ ШТОРМОВ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ ПО ДАННЫМ КАЗАХСТАНСКОЙ СЕТИ: РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЯ И МОДЕЛИРОВАНИЕ

¹⁾ Смирнов А.А., ^{2, 3)} Де Карло М., ³⁾ Ле Пишон А., ⁴⁾ Шапиро Н.М.

 ¹⁾ Институт геофизических исследований Министерства энергетики Республики Казахстан, Курчатов, Казахстан
 ²⁾ Университет Западной Бретани (UBO), Брест, Франция
 ³⁾ Комиссариат по атомной энергии (CEA/DAM/DIF), Арпажон, Франция
 ⁴⁾ Парижский институт физики Земли (IPGP), Париж, Франция

Казахстанская сеть мониторинга состоит из четырёх сейсмических и трёх инфразвуковых групп. В записях групп найдено множество сигналов, пришедших с северо-востока. Преобладающим источником микробаром и микросейсм для территории Казахстана является Северная Атлантика [1]. Моделирование изменений положения мест генерации микросейсм и микробаром было произведено на основе данных об энергии и направлении движения морских волн. Произведено сравнение результатов моделирования и наблюдения казахской мониторинговой сети.

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ИЗ РАЙОНОВ ЯДЕРНЫХ ПОЛИГОНОВ АЗИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ АS60 (АЛА-АРЧА)

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

¹⁾ Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, Бишкек, Кыргызстан ²⁾ Институт геофизических исследований Министерсва энергетики Республики Казахстан,. Курчатов, Казахстан

Трёхкомпонентная сейсмическая станция Ала-Арча сертифицирована в 2007 г. как вспомогательная сейсмическая станция AS060 Международной системы мониторинга, создаваемой Организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. По записям этой станции проведён сравнительный анализ волновой картины подземных ядерных взрывов, произведенных на региональных расстояниях: на полигоне Лобнор в 1983–1996 гг., на Семипалатинском полигоне в 1983–1989 г., на полигонах Похаран и Чагай в 1998 г. Исследованы спектральные отношения основных сейсмических региональных фаз подземных ядерных взрывов и землетрясений.

Сейсмическая станция «Ала-Арча» была установлена на территории Кыргызстана в мае 1983 г. Расположение станции в 100-метровой штольне, пройденной в гранитах, вдали от источников сейсмического шума сделало станцию эффективной для мониторинга как региональных, так и телесейсмических событий. В октябре 1990 г. здесь была установлена цифровая широкополосная станция ААК сети IRIS/IDA, которая в 2007 г. была включена в Международную систему мониторинга (IMS), создаваемую по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) и сертифицирована как вспомогательная сейсмическая станция AS060 [1]. В сентябре 1991 г. в той же штольне была установлена одна из станций первой цифровой сети Кыргызстана, КNЕТ.

Географически станция AS060 находится на северном склоне Киргизского хребта Северного-Тянь-Шаня на высоте 1645 м и имеет координаты φ =42,639°N, λ =74,494°E. Данный пункт наблюдений расположен на границе между Чуйской впадиной, сложенной кайнозойскими отложениями (на севере) и Кыргызским хребтом, сложенным докембрийскими гранитами и гнейсами (на юге). Граница – неотектоническая и характеризуется разломами надвигового типа из-за продолжающегося сжатия в направлении север-юг (N-S).

Штольня, в которой установлено геофизическое оборудование, пройдена в коренных породах палеозойского периода в поднятом крыле Чонкурчакского разлома. Долина сложена четвертичными аллювиальными отложениями [1].

Специально построенная П-образная штольня имеет размеры 100 м×30 м×100 м и является уникальным сооружением. Термоизоляция штольни обеспечивается системой теплоизоляционных шлюзов, надёжно изолирующих внутренний объём от внешней среды. Колебание температуры внутри штольни в течение года не превышает ±0,25 °C. Сейсмодатчики установлены на специальных бетонных постаментах, прочно связанных с коренными породами и изолированных от внешних помех. Связь штольни с лабораторным корпусом осуществляется с помощью 300-метрового кабеля.

Сейсмогеофизическая станция ААК (AS060) представляет собой модульную систему аппаратных средств, в состав которой входят: трёхкомпонентный широкополосный сейсмометр STS-2; трёхкомпонентный короткопериодный сейсмометр GS-13; акселерометр сильных движений; электронный барометр; система единого времени на базе GPS (рисунок 1).

Для оценки чувствительности станции ААК исследована спектральная плотность сейсмического шума в сравнении с мировой моделью шума по Петерсону (рисунок 2) [2]. Из рисунка следует, что для станции «Ала-Арча» (ААК) характерны шумы, близкие к нижнеуровневой мировой модели, что обеспечивает ее высокую эффективность в работах по сейсмомониторингу. Уровень сейсмического шума в дневное время практически совпадает с ночным, что обусловлено удалённостью станции от антропогенных помех, а также расположением в штольне.



Рисунок 1. Интерфейс станции и оборудование IDA на ААК

Для оценки дальности регистрации событий станцией ААК построены зависимости mpv от расстояния. Для анализа выбирались данные из интерактивного бюллетеня КНЦД ИГИ (Казахский национальный центр данных) за 2009–2017 гг. (рисунок 3). В [3] приведены следующие закономерности зависимости mpv_{min} и mpv_{предст} от расстояния: до 1000 км mpv_{предст} = mpv_{min} + 0,5, а после 1000 км mpv_{предст} = mpv_{min} + 0,9. В таблице 1 приведены значения mpv_{min} и mpv_{предст} для станции ААК. Данные этой станции активно используются при создании сейсмических бюллетеней Международным центром данных (МЦД), таких как SEL1, SEL2, SEL3, REB [4]. На рисунках 3 б -в представлены зависимости mb от расстояния и Ms от расстояния по бюллетеню REB. За период времени с 2011–2017 гг. станция участвовала в обработке более 15500 сейсмических событий в диапазоне эпицентральных расстояний от 50 до 18900 км с диапазоном магнитуд mb=2,4÷6,5, Ms=1,5÷8,2, M_I=0,9÷6,9.



дневное время, — ночное время

Рисунок 2. Спектральная плотность сейсмического шума по станции ААК. Z-компонента.

Таблица 1. Дальность регистрации событий станцией ААК

Расстояние км	Магнитуда				
Гасстояние, км	mpv _{min}	mpv _{пред}			
100	1,6	2,1			
200	1,8	2,3			
500	2,5	2,8			
1000	2,9	3,4			

Для исследования эффективности станции ААК для сейсмического распознавания создана база данных в формате CSS3.0 (Center for Seismic Studies v.3.0) сейсмических записей событий различной природы в районах испытательных полигонов Азии Лобнор, Чагай, Похаран за период времени 1991-2017 гг. Ввиду того, что на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП) ядерные испытания проводились до 1989 г., а станция ААК начала цифровую регистрацию с 1990 г., привлечены оцифрованные аналоговые сейсмограммы событий 1983-1989 гг., в радиусе 150 км от центра полигона, зарегистрированные сейсмометрами СКМ, СКД (рисунок 4). Всего в базе данных содержится ~80 сейсмограмм, зарегистрированных на региональных расстояниях в 1983-2017 гг.







Рисунок 3. Зависимость значений магнитуд от расстояния по данным сейсмической станции «Ала-Арча»

Для сейсмического распознавания была использована методика, описанная в [5–8]. В соответствии с нею для событий из районов испытательных полигонов Азии на локальных и региональных расстояниях проведены замеры максимальных амплитуд основных региональных фаз (Pn, Pg, Sn и Lg) на Zкомпоненте. Вычислялись значения десятичного логарифма отношений максимальных амплитуд поперечных и продольных волн после узкополосной фильтрации Amax(Sn/Pn), Amax(Sn/Pg), Amax(Lg/Pn), Amax(Lg/Pg), Amax(S/P), для краткости в тексте будем использовать Sn/Pn, Sn/Pg, Lg/Pn, Lg/Pg, S/P. Использовались фильтры с центральными частотами 0,3, 0,6, 1,25, 2,5, 5 Гц и полосой пропускания 2/3 октавы на уровне –3 дБ от максимума [5–8].



Рисунок 4. Карта расположения сейсмических событий в районе испытательных полигонов Центральной Азии, зарегистрированных сейсмической станцией «Ала-Арча» на региональных расстояниях

Для китайского испытательного полигона Лобнор рассматривался район, ограниченный координатами 40°–43° с. ш. и 86°–91° в. д. Обработано 33 записи землетрясений и ПЯВ с эпицентральными расстояниями 1020–1280 км и магнитудами mb 4,1–6,5, из них 6 ПЯВ и 27 землетрясений. На рисунке 5 представлена сейсмическая запись ПЯВ 15 мая 1995 г. (t0=04:05:57,8, φ =41,60, λ =88,82), mb=6,1. Сейсмограмма характеризуется чётким вступлением Рп волны, по амплитуде доминирует Рg фаза, отношение амплитуд Lg/Pg близко к 1.



Рисунок 5. Сейсмическая запись ПЯВ 15 мая 1995 г. (t0=04:05:57,8, φ=41,60°, λ=88,82°, mb=6,1, Z-компонента)

На рисунке 6 приведено распределение спектральных отношений Lg/Pg и Sn/Pn. Разделение параметров наблюдается для фильтра с центральной частотой 2,5, 5 Гц для параметра Lg/Pg и 5,0 Гц для Sn/Pn.



Рисунок 6. Распределение спектральных отношений максимальных амплитуд региональных сейсмических фаз для района полигона Лобнор

Для индийского испытательного полигона Похаран рассматривался район, ограниченный координатами 25,5°–28,5° с. ш. и 70°–72° в. д. Обработано 6 записей землетрясений и ПЯВ с эпицентральными расстояниями 1628–1846 км и магнитудами mb 4,1–5,6, из них 1 ПЯВ и 5 землетрясений. На рисунке 7 представлена сейсмическая запись ПЯВ 11 мая 1998 г. (t0=10:13:41,8, φ =27,0716, λ =71,7612), mb=5,2. Сейсмограмма характеризуется чётким вступлением Р волны, по амплитуде доминирует Р волна, отношение амплитуд S/P < 1. На рисунке 8 приведено распределение спектральных отношений S/P, уверенное разделение параметров наблюдается для фильтра с центральной частотой 1,25, 2,5 Гц.



Рисунок 7. Сейсмическая запись ПЯВ 11 мая 1998 г. (t0=10:13:41,8, φ=27,0716°, λ=71,7612°, mb=5,2, Z-компонента)



Рисунок 8. Распределение спектральных отношений максимальных амплитуд S/P региональных сейсмических фаз для района полигона Похаран



Рисунок 9. Сейсмическая запись ПЯВ 4 октября 1989 г. (t0=11:30:00,16, φ=49,7498°, λ=78,0117°, mb=4,7, Zкомпонента)

Для Семипалатинского испытательного полигона рассматривался район, ограниченный координатами 48°–51° с. ш. и 77°–80° в. д. Обработано 28 записей землетрясений и ПЯВ с эпицентральными расстояниями 837–878 км и магнитудами mb 3,7–6,1, из них 25 ПЯВ и 3 землетрясения. На рисунке 9 представлена сейсмическая запись ПЯВ 4 октября 1989 г. (t0=11:30:00,16, ϕ =49,7498°, λ =78,0117°), mb=4,7, произведённый на площадке Дегелен СИП. Сейсмограмма характеризуется чётким вступлением Pn фазы, по амплитуде доминирует Lg, отношение амплитуд Lg/Pg > 1. На рисунке 10 приведено распределение спектральных отношений Sn/Pn, Lg/Pg, разделе-

ние параметров не наблюдается ни для одной из частот. Это связано с тем, что для анализа привлекались только лишь оцифрованные записи ПЯВ, которые позволяют делать замеры для частот до 1,25 Гц, в отдельных случаях до 2,5 Гц (проведённые казахстанскими авторами исследования [8] показали, что для СИП по Тянь-Шанским станциям наблюдается разделение параметров распознавания на частоте 5 Гц).



Рисунок 10. Распределение спектральных отношений максимальных амплитуд региональных сейсмических фаз для района полигона СИП

Для пакистанского испытательного полигона Чагай рассматривался район, ограниченный координатами 26,5°-29,5° с. ш. и 63,5°-66,5° в. д. Было обработано 7 записей землетрясений и ПЯВ с эпицентральными расстояниями 1632-1777 км и магнитудами mb 4,5-7,2, из них 1 ПЯВ и 6 землетрясений. На рисунке 11 представлена сейсмическая запись ПЯВ 28 мая 1998 г. (t0=10:16:15,2, φ=28,7919°, λ=64,9475°, mb=4,8). Сейсмограмма характеризуется чётким вступлением Р-волны, по амплитуде также доминирует Р-волна, отношение амплитуд S/P<1. На рисунке 11 приведено распределение спектральных отношений S/P. Разделение параметров наблюдается для фильтра с центральной частотой 2,5 Гц.



Рисунок 11. Сейсмическая запись ПЯВ 28 мая 1998 г. (t0=10:16:15,2, φ=28,7919°, λ=64,9475°, mb=4,8, Z-компонента)



1 – землетрясение; 2 – ядерный взрыв

Рисунок 12. Распределение спектральных отношений максимальных амплитуд региональных сейсмических фаз S/P для района полигона Чагай

ЛИТЕРАТУРА

- 1. AS060 Certification Report, СТВТО: отчёт по сертификации станции AS060, ОДВЗЯИ, 12.03.2007. р. 10-25.
- Peterson, J. Observation and Modeling of Seismic Background Noise / J. Peterson // Open-File Report 93-322. Albuquerque, New Mexico, 1993 – 42 p.
- 3. Михайлова, Н.Н. Оценка эффективности сейсмической группы PS23-Маканчи при регистрации региональных и телесейсмических событий / Н.Н Михайлова, З.И. Синева // Вестник НЯЦ РК, 2004. Вып. 2 (18). С. 13–19.
- 4. [Электронный ресурс]: код доступа http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin.
- 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.
- Копничев, Ю.Ф. Исследования по сейсмическому распознаванию подземных ядерных взрывов и землетрясений на полигонах Индии и Пакистана / Ю.Ф. Копничев, О.М. Шепелев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК: Геофизика и проблемы нераспространения, 2001. – вып. 2. – С. 96–101.
- Соколова, И.Н. Сейсмическое распознавание северокорейского ядерного взрыва на региональных расстояниях / И.Н. Соколова // Вестник Национальной инженерной академии Республики Казахстан / И.Н. Соколова. – 2007. – № 4. – С. 88–93.
- Соколова, И.Н. Распознавание сейсмических источников на территории Семипалатинского испытательного полигона по данным станций сейсмической сети НЯЦ РК / И.Н. Соколова, А.К. Мусин, Г.С. Султанова // Вестник НЯЦ РК, 2003. – Вып. 2 (14). – С. 61–67.

Заключение

По данным сейсмической станции «Ала-Арча», расположенной в Северном Тянь-Шане, изучена структура короткопериодных сейсмических полей подземных ядерных взрывов, произведённых на полигонах Лобнор, Похаран, СИП и Чагай, а также землетрясений с эпицентрами, близкими к этим полигонам. Рассмотрены записи ~80 событий, с магнитудами 3,7-7.2, на эпицентральных расстояниях 837-1846 км от станции. Анализировались отношения амплитуд различных фаз продольных и поперечных волн при узкополосных фильтрах с центральными частотами 0,3, 0,6, 1,25, 2,5, 5 Гц. Для каждого из полигонов определены параметры, обеспечивающие наиболее эффективное разделение взрывов и землетрясений. Для полигона Лобнор Sn/Pn, Sn/Pg, Lg/Pn, Lg,Pg для частот 2,5, 5 Гц, Похаран S/P для фильтра с центральной частотой 1,25, 2,5 Гц, Чагай для фильтра с центральной частотой 2,5 Гц.

Данные сейсмических станций Кыргызстана передаются во многие Международные сейсмологические центры и совместно обрабатываются с данными других станций мира с привлечением более эффективных средств, что способствует обеспечению большей надёжности контроля выполнения ДВЗЯИ.

АS60 (АЛА-АРЧА) СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША АЗИЯНЫҢ ЯДРОЛЫҚ ПОЛИГОНДАРЫ АУДАНДАРЫНАН СЕЙСМИКАЛЫҚ ОҚИҒАЛАРДЫҢ ТОЛҚЫНДЫҚ КӨРІҢІСІНІҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

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

¹⁾ Қырғыз Республикасы Ұлттық академиясының сейсмология институты, Бишкек, Қырғызстан ²⁾ Қазақстан Республикасы Энергетика министрлігінің Геофизикалық зерттеулер иснтитуты, Қурчатов, Қазақстан

Ала-Арча үшкомпонентті сейсмикалық станциясы, Ядролық сынақтарға жаппай тыйым салу туралы шарты жөніндегі Ұйымы құратын Халықаралық мониторинг жүйесінің АS060 қосалқы сейсмикалық станциясы ретінде, 2007 ж. сертификатталған. Осы станцияның жазбалары бойынша аймақтық қашықтықтарында жүргізілген – Лобнор полигонында 1983–1996 ж.ж., Семей полигонында 1983–1989 ж.ж. Похаран және Шағай полигондарында 1998 ж. – жерасты ядролық жарылыстардың толқындық көрінісін салыстырма талдауы жүргізілген. Жерасты ядролық жарылыстар мен жерсілкінулердің негізгі сейсмикалық аймақтық фазаларының спектрлік қатынастары зерттелген.

SOME FEATURES OF WAVEFORM OF SEISMIC EVENTS FROM THE AREAS OF ASIA NUCLEAR TEST SITES ACCORDING TO THE DATA OF AS060 SEISMIC STATION (ALA-ARCHA)

¹⁾ A.V. Berezina, ²⁾ I.N. Sokolova, ¹⁾ E.V. Pershina

¹⁾ Institute of Seismology of National Academy of Sciences of Kyrgyz Republic, Bishkek, Kyrgyzstan ²⁾ Institute of Geophysical Research of Ministry of Energy of the Republic Kazakhstan, Kurchatov, Kazakhstan

Three-component seismic station Ala-Archa was certified in 2017 as an auxiliary seismic station AS060 of International Monitoring System created by the Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty Organization. Based on the records of this station a comparative analysis of waveform of underground nuclear explosions carried out at regional distance has been implemented: at Lop Nor site in 1983–1996, at Semipalatinsk Test Site in 1983–1989, at Pokharan and Chagay test sites in 1998. Spectral ratios of main seismic regional phases of underground nuclear explosions and earthquakes were studied.

УДК 550.348(436)

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ И РОТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Погода Э.В.

Северо-Осетинский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук, Владикавказ, Россия

Рассмотрены физические процессы природы возникновения землетрясения. Сформулированы основные аспекты возникновения землетрясений: энергетические источники, факторы возмущения динамических процессов; динамические процессы Земли, учитывающие сложные процессы движения Земли (вращение, движение по орбите и др.). Изложены некоторые вопросы прогнозирования землетрясений, а также предлагаемая процедура диагностики состояния среды.

Несмотря на длительное и во многом успешное изучение геологических процессов в верхних оболочках Земли, природа сил, приводящих к землетрясениям, а также физико-механические и ротационные процессы возникновения землетрясения до сих пор остается не решенной. В связи с этим в статье сформулированы некоторые проблемы исследований динамических процессов, в результате которых могут возникать землетрясения.

Очевидной является недостаточность изученности динамических процессов на планетарном уровне. Речь идет о сложном комплексе вращательных движений, совершаемых Землей вокруг своей оси, вокруг Солнца, совместно с Солнцем и другими планетами солнечной системы, движения вокруг центра Галактики и т. д. [1–3].

Земля, имеющая сложное неоднородное строение и процессы, представляет собой единую систему, взаимодействие в которой осуществляется в процессе ротационных движений, находящихся под воздействием различных возмущающих факторов. Рассматривая вращение Земли вокруг своей оси, а также ее обращение вокруг Солнца, важно обратить внимание на траекторию её обращения - орбиту. Как показано в некоторых работах [3, 4], любые отклонения в параметрах движения в такой сложной системе, с учетом огромной массы Земли, приводят к сложным геодинамическим процессам. Скорость этого вращения испытывает случайные и периодические изменения разных порядков. Под воздействием возмущающих факторов происходит изменение параметров [2] этих движений: изменяются скорость вращения Земли вокруг своей оси, скорость движения по орбите, параметры прецессии и нутации, а так же форма Земли. Не остается неизменной также и форма земной орбиты. Ее эллипс становится то более, то менее вытянутым. Таким образом, современная естественная сейсмичность Земли глобальная, региональная или локальная обусловлена её ротационными процессами.

Динамические процессы Земли постоянно находятся под воздействием различных источников возмущений, как внешнего, так и внутреннего характера (рисунок 1) [5].



Рисунок 1. Структура возмущений [5]

Динамические процессы Земли весьма энергоемки. В таблице приведены некоторые известные энергетические характеристики физико-механических и ротационных процессов Земли [6–10]. Совокупность источников энергии, а также факторов их возмущения определяют динамические процессы. Количество энергии и разновидности энергетических взаимодействий предопределяют характер упорядоченности строения и физического состояния геологических систем

Таблица.	Энергетические	г характеристик	и Земли
,	1	1 1	

Энергетические характеристи	ки Земли
Гравитационная энергия Земли	2,5×10 ³² Дж [9]
Энергия вращения Земли	2,1×10 ²⁹ Дж [9]
Средняя мощность процесса, связанного с изменением скорости вращения Земли	(1,6÷9)×10 ¹¹ Вт [6]
Энергия, выделяемая в ядре за счет гравитационной конвекции	5×10²8 Дж [10]
Мощность, выделяемая в ядре за счет вращающего момента, создаваемого Луной	10 ⁷ Вт [7]
Мощность, выделяемая в ядре за счет гравитационной конвекции	3,6×10 ¹¹ Вт [7]

При этом источники возмущения имеют характерные области взаимодействия с Землей и ее геосферами и другими структурами. В коллективном динамическом процессе Земли каждый ее элемент в зависимости от размеров и массы по-разному участвует в этом процессе. Во многих публикациях [11–16] убедительно показано влияние источников возмущений различного характера на сейсмические процессы: солнечная активность, лунно-солнечные приливы и др. Эти результаты наблюдений получены в основном статистическими методами, что затрудняет конкретизацию механизмов взаимодействия возмущающих факторов с геодинамическими процессами и геосредой на локальном уровне для отдельных землетрясений. Взаимодействие возмущенного динамического процесса с некоторым объемом геосреды приводит к разрушению этого объема, при этом уровень энергетического воздействия на указанный объем должен превышать его прочность.



Рисунок 2. Процесс землетрясения

Процесс возникновения землетрясения можно разбить на следующие стадии: энергия и факторы возмущения динамических процессов, накопление энергии в структурах Земли, процесс разрушения некоторой части геосреды (землетрясения).

Разрушение – сложный физический процесс, характер развития которого зависит от величины и скорости приложения нагрузки, напряженного состояния среды, его прочности и структурных свойств. Прочность массивов определяется величиной критических воздействий, при которых происходит его разрушение. Эти воздействия различны для разных массив и для разных видов приложенных нагрузок, а также зависят от кинематической схемы приложенных усилий. Они носят название пределов прочности (пределы прочности массивов при сжатии, растяжении, сдвиге, изгибе и т. д.).

Оценка прочностных свойств и механических параметров крупномасштабных массивов в условиях их естественного залегания требует развития новых представлений о геосреде как сложной многомасштабной системе, исследование которой на всех уровнях необходимо с учетом ротационных процессов [17]. Исследование закономерностей физико-механического поведения геологических сред, построение моделей и методов расчета процессов деформации и разрушения с учетом ротационных процессов имеют первостепенное значение для объяснения механизмов и условий протекания землетрясений, а также для решения задач прогноза необходимо контролировать состояние среды.

Состояние среды – это совокупность параметров среды и процессов, на всех стадиях возникновения

землетрясения (подготовки и разрушения среды), которые адекватно ответственны за рассматриваемые процессы. На рисунке 2 показаны временные моменты состояния среды, где $S_1...S_n$ – текущее состояние среды и процессов; S_{pp} – состояние среды параметров с прогностическими признаками, S_{kp} . – критическое состояние среды (начало разрушения), S_3 – завершения землетрясения [18].

Знание текущего состояния процесса позволяет перейти к решению прогностических задач. Информация прогностического характера о состоянии среды, по существу – информация о предвестниках землетрясений.

Всестороннее исследование процессов землетрясения может быть как теоретического, так и инструментального характера. Инструментальные исследования не решают сущностную проблему, но показывают состояние среды во всех ее процессах, а также позволяют создавать модели, описывающие исследуемые взаимодействия, как на теоретическом уровне, так и в моделях гибридного плана. Когда имеется корректная модель изучаемого процесса, то подключение (в качестве входных параметров) результатов инструментальных наблюдений позволяет характеризовать текущее состояние среды и динамических процессов. Состав исследований для решения вышеизложенных проблем приведен на рисунке 3.



Рисунок 3. Состав исследования процессов землетрясения и прогнозирования

При решении задач с инструментальными исследованиями целесообразно привлечение диагностики – методов и средств, определяющих состояние процесса или объекта. Возможная структурная схема диагностики приведена на рисунке 4.

Процедура диагностики геосреды предполагает решение следующего комплекса задач: контроль параметров возмущения; выбор наблюдаемых параметров состояния среды и процессов; выбор методов и средств наблюдений; проведение непрерывных наблюдений; проведение сравнения наблюдаемых параметров с усредненными; определение параметров критического состояния среды; разработка алгоритмов и моделей для прогноза; прогноз развития процессов в геосреде.



Рисунок 4. Структурная схема диагностики

Таким образом, можно сформулировать следующие выводы:

 физико-механические и ротационные процессы требуют дополнительных исследований взаимодействия структур Земли и факторов возмущения;

 дополнительные исследования позволят создать основу для прогнозирования землетрясения;

 одной из центральных задач является исследование механизма разрушения;

 исследования аспектов, изложенных в статье, относятся к многопараметрическим и многодисциплинарным.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. С. 528.
- 2. Вулард, Э. Теория вращения Земли вокруг центра масс / Э.М. Вулард. М.: Физматгиз, 1963. С. 143.
- 3. Дубошин, Г.Н. Справочное руководство по небесной механике и астродинамике / Г.Н. Дубошин. М.: Наука, 1971.
- 4. Мельников, О.А. Определяющая роль основных ротационных геодинамических механизмов в естественной
- сейсмичности Земли / О.А. Мельников // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: 2007. С. 439. 5. Погода, Э.В. Некоторые аспекты возникновения землетрясений / Э.В. Погода // Вестник НЯЦ РК, 2015. – вып. 4. –
- С. 150–152.
 Авсюк, Ю.Н. Геофизические ограничения на модельные реконструкции природных процессов / Ю.Н. Авсюк // В сб.: Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 256–268.
- 7. Браун, Д. Недоступная Земля / Д. Браун, А. Массет. М.: Мир, 1989.
- Враун, Д. Педеегунная семля / Д. Браун, 11 Пассег.
 Физическая энциклопедия. 1992. Т.3. С. 15.
- 9. Кузнецов, В.В. Физика Земли / В.В. Кузнецов // Новосибирск: 2011.
- Loper, D.E. Some thermal consequences of a gravitationaly powered dynamo / D.E. Loper // J. geophys. Res, 1978. V.83. P. 5961–5970.
- 11. Авсюк, Ю.Н. Приливные силы и природные процессы / Ю.Н. Авсюк. М.: РАН, Объединенный институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта, 1996. С. 187.
- Авсюк, Ю.Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез / Ю.Н. Авсюк // Фундаментальные проблемы общей тектоники. - М.: Научный мир, 2001. – С. 425–443.
- 13. Горькавый, И. П. О зависимости корреляции между региональной сейсмичностью Земли и неравномерностью ее вращения от глубины очагов землетрясений / Горькавый И. П. [и др.] // Физика Земли.- М.: Наука, 1999. №10. С. 52–66.
- 14. Хаин, В.Е. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа / В.Е. Хаин, Э.Н. Халил. М.: Научный мир, 2009. 520 с.
- Левин, Б. В. Особенности широтного распределения сейсмичности и вращение Земли / Б.В. Левин, Е.Б. Чирков // Вулканология и сейсмология. - М.: Наука, 1999. – № 6. – С. 65–69.
- 16. Зотеев, О.В. Геомеханика // Учебное пособие. Екатеринбург: УГГУ, ИГД УРО РАН, 2003. 252 с.
- 17. Ботвина, Л.Р. Разрушение: кинетика, механизмы, общие закономерности. М.: Наука, 2008. 334 с.
- 18. Сейсмология, инженерная сейсмология»: Материалы VI Международная конференции, Баку, 29–31 мая 2014. –107 с.

ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІ БОЛЖАУЫН АНЫҚТАЙТЫН ФИЗИКА-МЕХАНИКАЛЫҚ ПРОЦЕССТЕРІ

Погода Э.В.

«Ресей гылым академиясының Бірыңгай геофизикалық қызметі» федераль зерттеу орталығының Солтүстік-Осетия филиалы, Владикавказ, Ресей

Жерсілкінулер пайда болу тегінің физикалық процесстері қарастырылған. Жерсілкінулер пайда болудың негізгі аспектілері тұжырымдалған: энергетикалық көздері, Жер қозғалудың күрделі процесстерін (айналу, орбита бойынша қозғалыс ж. б.) есепке алатын Жердің динамикалық процесстері. Жерсілкінулерді болжаудың кейбір мәселелері баяндалған, сондай-ақ ортаның жай-күйін диагностикалаудың ұсынылған процедурасы.

PHYSICAL AND MECHANICAL PROCESSES DETERMINING THE EARTHQUAKE PREDICTION

E.V. Pogoda

North-Ossetian Branch of Federal Research Center United Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz, Russia

The physical processes of the origin of the earthquake were considered. The main aspects of earthquake occurrence were formulated. These include: energy sources, factors of perturbation of dynamic processes; dynamic processes of the Earth that take into account complex processes of the Earth's motion (rotation, motion along the orbit, etc.). Some issues of earthquake prediction are outlined, as well as a procedure for diagnosing the state of the environment.

УДК 550.34(476)

САРЕЗСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 7 ДЕКАБРЯ 2015 ГОДА

¹⁾ Негматуллаев С.Х., ²⁾ Джураев Р.У., ¹⁾ Улубиева Т.Р.

¹⁾ Геофизическая служба Академии наук Республики Таджикистан, Душанбе ²⁾ Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан, Душанбе

Приведено описание Сарезского землетрясения 7 декабря 2015 г., особенностей его проявления на поверхности, приуроченности к геологическим структурам и карты изосейст. Дан сравнительный анализ с землетрясением 18 февраля 1911 г. и сделан вывод о возможном глубоком землетрясении в районе оз. Сарез по сценарию 2015 г.

7 декабря 2015 г. в 12 ч. 50 мин местного времени (7ч. 50мин по Гринвичу) на территории Таджикистана произошло сильное землетрясение с магнитудой 7,2 [1]. Землетрясением был нанесен значительный материальный ущерб населенным пунктам Рушанского, Шугнанского и Ванчского районов (Памир). В общей сложности были повреждены и разрушены более 500 домов, десятки людей получили травмы, были человеческие жертвы.

Погрешность в определении основных параметров землетрясения по различным источникам (таблица 1) составляет порядка 10 км. По данным цифровых широкополосных сейсмических станций Геофизической службы Академии наук Таджикистана [2, 3] эпицентр землетрясения располагался в зоне пересечения центральной части Бартанг-Пшартского и южной оконечности Каракульско-Сарезского разломов [4, 5] в 22 км от Сарезского озера в устьевой части Ирхтского залива. По макросейсмическим данным эпицентр землетрясения расположен между Сарезским озером и селением Гудара, в северных отрогах Музкольского хребта (рисунок 1).

аблица 1. Основные параметры землетрясения
7 декабря 2015 г. по определениям различных
сейсмологических агентств

Nia	Manaa (*)	Dances	Эпиц	ентр	Глубина,	М
N≌	источник (")	время	ф, с. ш.°	λ, в. д.°	ĥ, км	
1	GSAST	07:50:01	38,15	72,85	20	7,2
2	MOS	07:50:06	38,34	72,84	33	6,8
3	USGS	07:50:05	38,21	72,78	22	7,2
4	IDC	07:50:01,8	38,16	72,87		7,3
5	IGR	07:50:12.7	38,73	72,63	0	7,2
6	AWI	07:50:07.2	38,26	72,77		
7	DJA	07:50:08.2	38,20	72,91	57	6,7
8	CSEM	07:50:04,9	38,13	72,95	10	7,2

(*) Примечание:

GSAST – Геофизическая служба АН РТ,

MOS – Геофизическая служба РАН, Обнинск,

USGS – Геологическая служба США,

IDC – Международный центр данных ОДВЗЯИ,

IGR – Институт геофизических исследований, Казахстан,

AWI – Институт приполярного и морского исследования, Германия, DJA – индонезийское агентство.

CSEM – Европейско-Средиземноморский сейсмологический центр



Рисунок 1. Расположение эпицентров по определениям различных сейсмологических агентств



Рисунок 2. Запись землетрясения 7 декабря 2015 г. цифровыми широкополосными станциями ГС АН РТ

На рисунке 2 представлены сейсмограммы Сарезского землетрясения 7.12.2015 г. полученные цифровыми сейсмическими станциями Геофизической службы.

Следует отметить, землетрясение 7 декабря 2015 г. произошло в том же очаге, что и известное 9балльное Сарезское землетрясение 1911 г. с М=7,4 [6]. Были наиболее сильно повреждены и разрушены те же селения, что и при землетрясении 1911 г., расположенные севернее и северо-восточнее эпицентра, в верховьях долины реки Бартанг (Гудара, Па-



сор, Бопасор, Рухч, Акташ, Ташкол, Курган, Босбайтал). В этих селениях жилые дома и общественные здания построены, главным образом, из рваного камня на глинистом и реже цементном растворе. При землетрясении особенно сильно пострадали селения Гудара, Пасор и Бопасор, где интенсивность сотрясений по MSK-64 [7] достигала 7 баллов. В кишлаке Гудара были разрушены почти 80 % старых жилых домов (рисунок 3). В верховьях долины реки Бартанг и его притоках произошли многочисленные обвалы и камнепады (рисунок 4). В долинах рек Босбайтал и Кокуйбель (Курган, Акташ, Ташкол, Босбайтал) были полностью разрушены каменные постройки для содержания скота, по бортам долины реки Босбайтал на поверхности моренных отложений образовались значительные трещины (рисунок 5), где интенсивность сотрясений очевидно достигала 8 баллов.

В акватории озера Сарез подземные колебания достигали интенсивности до 7 баллов. В стенах нового одноэтажного капитального здания гостиницы МЧС, построенного из рваного камня (на фундаменте) на левом берегу озера образовались трещины.



Рисунок 3. Разрушенные жилые дома каменной постройки в кишлаке Гудара





Рисунок 4. Обвалы и камнепады по долине р. Бартанг



Рисунок 5. Трещины по бортам долины р. Босбайтал (северо-восточнее оз. Сарез)

На левом берегу озера было разрушено относительно новое одноэтажное здание каменной постройки, а на правом берегу – каменная постройка (склад) полевого лагеря геологов.

Во время землетрясения в озере поднялась волна высотой 0.9–1.0 м. Вдоль берегов озера произошли многочисленные небольшие обрушения раздробленного материала на крутых склонах, но крупных обрушений замечено не было. На поверхности завала видимых изменений не произошло. Сравнение снимков правобережного склона в 4 км выше плотины Усой, сделанных в 2011 г. и 13.12.2015 г. не показали существенных изменений на этом участке. Полевое обследование летом 2016 г. также не показало каких-либо смещений на Правобережном «оползневом» склоне. Следует отметить, что после основного толчка уровень воды в озере поднялся на 20–25 см, который в течение 2–3 суток пришел в первоначальное состояние. Обследование родников показало, что их дебиты не изменились, уровень воды в реке Бартанг соответствовал уровню зимнего периода. Это свидетельствует о стабильности фильтрации воды из озера через завал и то, что зона фильтрации при землетрясении не изменилась.

В западном направлении от эпицентра, вниз по течению р. Бартанг, интенсивность сотрясений составляла 6 баллов в селениях Барчидив, Чадуд, Басид, а в селениях, расположенных ниже, включая и райцентр Рушон, колебания достигали 5–6 баллов (рисунок 6).



4 – макросейский салывности, 5 – опидентр по инструментальным данным,
 4 – макросейский ческий эпицентр; 5 – Бартанг-Пшартский глубинный разлом

Рисунок 6. Схема изосейст Сарезского землетрясения 7 декабря 2015 г. [Джураев Р.У.]



Рисунок 7. Трещины и смещения поверхностных гляциальных отложений на Левобережном «оползневом» участке

Севернее эпицентральной зоны, в верховьях долины реки Ванч, в селениях Ванвани-Боло, Ванвани-Поен и Поймазор интенсивность подземных толчков достигала 6 баллов. Большинство жилых глинобитных домов этих селений получили повреждения в виде трещин в стенах и частичного обрушения частей стен. В райцентре Ванч и в районе селений Аличур, расположенном в 32 км и Джилонды – в 38 км от эпицентра, интенсивность сотрясений достигала 5-6 баллов. Столько же ощущалось в Мургабе (31 км) и Рангкуле (116 км), 5 баллов – в г. Хороге (122 км), 4-5 баллов - в Джиргатале (165 км), 4 балла – в Ишкашиме (165 км) и Душанбе (345 км), 3-4 балла – в Худжанде (350 км), Оше (250 км), 3 балла - в Ташкенте (446 км). Сейсмические колебания землетрясения 7 декабря 2015 г. интенсивностью от 3 до 5 баллов ощущались на территории Кыргызстана, Узбекистана, Афганистана и Китая.

26.12.2015 г. при повторном аэровизуальном обследовании акватории озера в верхней части левобережного оползневого склона была обнаружена трещина протяженностью около 1,2 км (при обследовании 13.12.2015 г этой трещины не обнаружено), которая образовалась в результате многочисленных повторных толчков (рисунок 7). По трещине были смещены поверхностные рыхлые четвертичные отложения на расстояние от 1–2 до 4–5 м. Мощность этих отложений на разных частях склона колеблется от 3–5 до 8–10 м. В нижних частях склона смещения отложений не обнаружено. Подвижки прекратились в феврале месяце, после прекращения ощутимых повторных толчков. По предварительным расчетам объем вероятного оползневого массива составляет около 13 млн м³. Данный массив разделен на множество блоков и вероятность одновременного схода маловероятна. Даже в случае, если вся эта масса одновременно сойдет в озеро, уровень воды в нем может на некоторое время подняться на 20–30 см, что не составит угрозу плотине. По данным полевого обследования данного участка сотрудниками Главного управления геологии при Правительстве Таджикистан в июле–августе 2016 г. трещины во многих местах заполнены рыхлыми отложениями и дальнейшего их роста не наблюдается.

Сарезское землетрясение 7 декабря 2015 г. сопровождалось большим количеством повторных толчков. До конца 2015 г. произошло 23 землетрясения с К \geq 11,6 (М \geq 4,2), причем основная часть – в первые два дня. Многие из них в эпицентре имели интенсивность от 3–4 до 4–5 баллов, а отдельные до 5–6 баллов. На озере Сарез ощутимость землетрясения составила 5–6 баллов. В продолжение сейсмического процесса в Мургабской подзоне, северо-восточнее этого землетрясения, через три часа зафиксирован толчок с К= 13,9 (М=5,5).

К концу года сейсмический потенциал Памира резко повысился – зарегистрировано 1636 толчков с К≥9 (таблица 2). Причем только за 7 декабря отмечено 536 землетрясений с К=9–14, которые распространились на большой территории, отмеченной координатами: 37,3–38,9°с. ш. и 72,1–73,9°в. д.

Таблица 2. Распределение числа коровых землетрясений Памира по энергетическим классам за период 7.12.2015 г. – 31.03.2018 г.

Гол	Энергетический класс			B	сего с К≥́	10	Bcero c K≥12 Bcero 15 16 17 - - 1 418 23 1637					
тод	9	10	11	12	13	14	15	16	17			
2015 (7–31) декабря	1219	253	142	15	6	1	-	-	1	418	23	1637
2016	430	83	21	8	3	-	-	-	-	115	11	545
2017	145	14	2	-	1	-	-	-	-	17	1	162
2018 (1 кв.)	53	5	3	-	-	-	-	-	-	8	-	61

Последствия Сарезского землетрясения 18 февраля 1911 г.

«... обвалился склон и народу погибло в Усое -58, в Савнобе 10, в Рухче 4, в Пасоре 30, а в Нусуре 40 душ, а скота погибло более 300 голов. И в итоге Заимкин насчитал : погибло 45 мужчин, 58 женщин, 77 детей,, всего 180 человек». (Шпилько Г.А., 1913).

В Афганистане : в Кабуле рарушено 300 дворов, погибло 460 человек; в Ханабаде разрушено 70 дворов, убито 2 человека; в Файзабаде пострадало несколько дворов.

Шпилько Г.А. определил интенсивность землетрясения около 8 баллов по шкале Росси-Фореля и предположил, что его эпицентр находился на территории Афганской провинции Бадахшан. Он назвал завал Усойским, а озеро Сарезским. Именно Шпилько Г.А. первым определил Усойский завал как обвал, спровоцированный землетрясением: «

Существенное отличие обвала от оползня состоит в том, что оторванная масса не сползает по склону, а, опрокидываясь быстро, обрушивается вниз, причем первоначальное положение обвалившихся масс пластов является совершенно нарушенным. Эту последнюю картину мы наблюдаем и в Усойском завале.»

В сентябре 1911 года штабс-капитан Заимкин снова посетил к. Сарез и заметил, что вода в озере прибывает в сутки примерно на 36 см и до кишлака Сарез осталось 16 м. Местные крестьяне часть урожая взяли с собой, а остальное распродали по очень низкой цене кочевникам.

		Дан о Сарезси	цње ми ком земј	ровой сети тетрясения	наблюден 11 феврал	ıü n 1911r				>	т. Ф×	19'
е Станция /п	Время вступления Р ч м с	Время вступления S ч м с	Пернод Т сек	Амилитуда А	Магюпуда MLH	Длительность запися t мин	Расстояние	Прибор регистрации				
Пулково	18: 47: 45	18:53:14	14.5	82	6.6	135	3800	Гозицыя	16	>		n
Львов	18: 47: 52	1. S.						Бош	11	1-1	A	
Бенград	18: 47: 52(?)	18:54:19			7.3	122	4720	Вихерт		y u	71 -	1
Сараево	18:48:39	18:54:59						Вихерт	11		T	a spend
Bena	18:48:48	18:55:12	14		7.5	116	4700	Вяхерт				1-100
Грац	18:48:57		15	220		131	4000-5000	Вихерт	T		1 -	200
Любляна	18:49:02	18:55:14			6.9	101		Вихерт	11	A		h
Триест	18:49:08	18:55:38			7.1	111		Вихерт		1	1	1
Палуя	18:49:14	18:55:56				86			16	m.	A Land	A Alyanor
). Исна	18:49:16	18:55:29			7.7			Вихерт)	Access	-
. Геттингем	18:49:21	18:55:59			7.8		4960	Вихерт	-		3 10 1	/
2. Гамбург	18:49:22	18:55:55			7.6	150	4830	Вихерт		1 9	1 home -	a Armysond age
3. Aaxen	18:49:39	18:56:03	12	255	7.5	130	5200	Вихерт	1	1 6	- Vo.	1/
4. Монкальери	18:49:52	18:56:31	[130		Стматезн		1 .44		time
5. Баталья	18:51:02		17	142.7	7.0	94		Buxept		V F	1	V
5. Картуя	18:51:07				7.3	129	6580	Омори	- 11	N (1 (
7. Алма	19:00:00							Омори	×	-1-1-		
3. Оттава	19:04:45				7.1	118		Омори-Бош	- 11	1.1	1	
. Кембридж	19:04:59	19:24:31			7.2	80		Омори-Бош	- 11	1	A H H O T	1
). Беркли	1		20	110	7.4	90		Оморы-Бош	1-			n'

Рисунок 8. Фрагмент публикации о последствиях Сарезского землетрясения 18.02.1911 г.

Активизация сейсмического процесса в верхних слоях земной коры Памирской зоны вызвана, несомненно, глубоким Гиндукушским землетрясением 26 октября 2015 года (M=7,2) [8].

За 1 месяц и 12 дней до сейсмического события 07.12.2015 г. в северо-восточной части Афганистана произошло сильнейшее землетрясение с М=7,2 с человеческими жертвами, нанесшей значительный материальный ущерб, в приграничных районах Афганистана и Пакистана. Это землетрясение в регионе стало сильнейшим за последние десятилетия. Эпицентр землетрясения был зарегистрирован в пределах Памиро-Гиндукушской зоны, на глубине 230 км. В эпицентре интенсивность сотрясений достигала 8 баллов.

Особенностью этого землетрясения является то, что в одном очаге в течение 10 секунд произошли два сильных подземных толчка, создав сложные механизмы очага. Это событие, которое произошло на достаточно большой глубине, очевидно, вызвало перераспределение напряжений в земной коре на Памире и южном Тян-Шане, что спровоцировало сильное Сарезское землетрясение 7 декабря 2015 г. и многочисленные сильные подземные толчки в юговосточной части Алайской долины.

Возможно такая же ситуация была и при возникновении Сарезского землетрясения 1911 г. Данные о характере проявления этого землетрясения в пределах Таджикистана и Афганистана даются в работе Шпилько Г.А. [9]: Сравнение оценки силы сотрясений в Сарезе и Афганистане (рисунок 8), для которых приводится описание повреждений, привело к выводу, что, вероятнее всего, до Сарезского 1911 года, с небольшим интервалом времени, возник очаг – уже в северо-восточной области Гиндукуша, Он ощущался на территории Афганистана до 5 баллов. Исторического подтверждения в каталогах не имеется.

Изосейсты землетрясения 7 декабря 2015 г. (рисунок 6) имеют форму эллипса, вытянутого в субширотном направлении, и совпадают с простиранием Бартанг-Пшартского разлома. Площадь 7 балльной изосейсты составляет около 1 900 км², 6 балльной – 32 000 км² и 5 балльной – более 125 000 км². Площадь 6 балльной изосейсты землетрясения 1911 г. (рисунок 8) составляла 33 000 км², а 5 балльной – 117 000 км². Направление главных осей изосейст и площадей 6 и 5 балльных зон этих двух сейсмических событий почти совпадают.

Очаг землетрясения определен по нескольким методам:

по инструментальным данным – на глубине 20 км;

по макросейсмическим данным [10]:

$$I_0 = b \cdot M - v \cdot \lg h + c,$$

средние значения коэффициентов макросейсмического поля по Н.В. Шебалину.

С учетом того, что $I_0 = 8,0, b = 1,5, v = 3,5$ и c = 3,0, глубина h составила 40 км;

по изосейстам:

$$I_0 - I_i = v \cdot \lg \sqrt{\frac{\Delta_i^2 + h^2}{h^2}},$$

где: I_0 – интенсивность в эпицентре; I_i – интенсивность на *i*-той изосейсте; Δ_i – среднее расстояние от эпицентра (средний радиус *i*-той изосейсты); h – глубина очага. С учетом полученных исходных данных глубина определена равной 30 км.

Коэффициенты макросейсмического поля: v – коэффициент затухания; b и с – коэффициенты, характеризующие соотношение масштабов шкал силы землетрясений (Io) и магнитуды (M).

Относительно большая площадь плейстосейстовой зоны свидетельствует о больших размерах очаговой области землетрясения. Горизонтальная протяженность очага L_x вычислена по формуле [11]:

$$L_{\rm v} = d_i \max - d_i \min = 15,0 \text{ км}.$$

где: $d_i \max u d_i \min - наибольший и наименьший диаметры первой изосейсты.$

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Негматуллаев, С.Х. Каталог ощутимых землетрясений Таджикистана с 1955-по 2015 гг. Душанбе: Геофизическая служба АН РТ : изд. Дониш 2016 г. С. 134.
- Негматуллаев, С.Х. Современная цифровая сеть сейсмического мониторинга Таджикистана / С.Х. Негматуллаев // Землетрясения Северной Евразии. – Обнинск:ГС РАН, 2012. – С. 125–131.
- Негматуллаев, С.Х. Обеспечение сейсмического мониторинга землетрясений Таджикистана цифровыми широкополосными станциями / С.Х. Негматуллаев, Т.Р. Улубиева, Р.У. Джураев, З. С. Маматкулова // Тезисы докладов VIII Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий». – Курчатов (Казахстан), 2014. – С. 19.
- 4. Кухтиков, М.М, Краевые долгоживущие разломы Памира / М.М.Кухтиков, Г.П. Винниченко. Душанбе: Изд. Дониш, 1977. 167 с.
- 5. Ачилов, Г.Ш. Сейсмогенные зоны Памира / Г.Ш. Ачилов, А.М Бабаев, К.М. Мирзоев, Р.С. Михайлова // Геология и геофизика Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1985. № 1– С. 117–138.
- 6. Михайлова, Р.С. Средняя Азия и Казахстан [300 до н.э. 1974 г., М ≥5, MPSP≥5.6, MVPA≥I0≥6.0] / Р.С. Михайлова, А.П. Каток, Л.М. Матасова, Л.М. Джанузаков, А. Сыдыков (отв. сост.) // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. С. 198–296.
- Медведев, С.В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64 / С.В. Медведев, В. Шпонхойер, В. Карник. М.:МГК АН СССР, 1965. – 11 с.
- Негматуллаев, С.Х. Проявление сильных землетрясений на территории Таджикистана в 2015 году / С.Х. Негматуллаев, Р.У. Джураев, Т.Р. Улубиева // Изв АН РТ, 2016 – № 4(165). – С. 84–94.
- 9. Шпилько Г.А. Новые сведения об Усойском завале и Сарезском озере / Г.А. Шпилько. Известия Туркестанского отдела императорского русского географического общества. Ташкент, 1915. Т. XI, вып. 2, ч. 2. С. 60–62.
- Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-геологических данных в сейсмическом районировании. В сб. Сейсмическое районирование СССР. – М.: Наука, 1968. – С 95–111.
- 11. Шебалин, Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР / Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1974. 54 с.
- Ищук, Н.Р. Еще раз о проблемах озера Сарез // Материалы международной конференции «Опыт изучения оползней и обвалов на территории Таджикистана и методы инженерной защиты» / Н.Р. Ищук, А.Р. Ищук. – Душанбе, 2002. – С. 20– 25.
- 13. Негматуллаев С.Х., Ищук Н.Р. Озеро Сарез : подведение итогов исследований / С.Х. Негматуллаев, Н.Р. Ищук // ГеоРиск, 2011. № 4. С. 4–10.
- Palmieri, A. Lake Sarez: from the Dragon of Pamir to a development opportunity / A. Palmieri, G. Pulatova, S. Negmatullaev, K. Maskaev // The International Journal on Hydropower&DAMS, 2016. – Vol. 23, Is. 6. – P. 1–5.

Детальное обследование акватории Сарезского озера показало устойчивость Усойского завала (естественная каменно-набросная плотина высотой более 500 м) к сейсмическим колебаниям интенсивностью 7–8 баллов, что говорит в пользу такой конструкции при строительстве крупных ГЭС в сейсмически активных районах, особенно в Таджикистане. Что касается Правобережного «оползневого» склона, его возможным сходом, то 7–8 балльное землетрясение 07.12.2015 г. показало, что на её поверхности никаких изменений не произошло и реальной угрозы смещения со склонов огромных масс горных пород, могущих вызвать катастрофу на озере Сарез, не существует [12–14].

Большие разрушения в эпицентральной зоне Сарезского землетрясения больше связано с сейсмостойкостью местных жилых построек, что необходимо учесть строителям при возведении новых строений из местного материала и усилении старых жилых домов.

2015 ЖЫЛҒЫ 7 ЖЕЛТОҚСАНДАҒЫ САРЕЗ ЖЕРСІЛКІНУІ

¹⁾ Негматуллаев С.Х., ²⁾ Джураев Р.У., ¹⁾ Улубиева Т.Р.

¹⁾ Тәжікстан Республикикасы ғылым академиясының Геофизикалық қызметі, Душанбе

²⁾ Тәжікстан Республикикасы ғылым академиясының геология, сейсмоберікті құрылыс және сейсмология Институты, Душанбе

2015 жылғы 7 желтоқсандағы Сарез жерсілкінудің, ол жер бетінде біліну ерекшеліктерінің, геологиялық құрылымдарына тұстасталудың және изосейстер картасының сипаттамасы келтірілген. 1911 ж. 18 ақпандағы жерсілкінумен салыстырма талдауы берілген және 2015 ж. сценарийі бойынша Сарез көлі ауданында тереңдегі ықтимал жерсілкіну туралы қорытынды жасалған.

SAREZSKOYE EARTHQUAKE OF DECEMBER 7, 2015

¹⁾ S.Kh.Negmatullayev, ²⁾ R.U. Dzhurayev, ¹⁾ T.R. Ulubiyeva

¹⁾ Geophysical service of the Academy of Sciences of the Republic of Tajikistan, Dushanbe ²⁾ Insitute of Geology, Anti-seismic Construction and Seismology of the Academy of Sciences of the Republic of Tajikistan, Dushanbe

Description of Sarezskoye earthquake of December 7, 2015, features of its manifestation on the surface, confinement to the geological structures and isoseist maps have been presented. A comparative analysis with the earthquake of February 18, 1911, have been presented and there is a conclusion on a possible deep earthquake in the vicinity of Sarez lake according to 2015 scenario.

Ardhuin F., 144 Campbell G., 100 De Carlo M., 144, 152 Grützner C., 100 Jackson J., 100 Kim W.-Y., 11 Le Pichon A., 144, 152 Mackenzie D., 100 Näsholm S.P., 144 Richards P.G., 11 Schaff D., 11 Shapiro N.M., 152 Smirnov A.A., 152 Walker R.T., 100 Абдрахматов К.Е., 100 Айтмырзаев Ж.С., 100 Алдабергенова Г.Н., 92 Ан В.А., 27, 32 Аронов А.Г., 129 Аронов Г.А., 129 Аширов Б.М., 100 Багманова Н.Х., 135 Берёзина А.В., 135, 161 Васильев А.П., 58 Воскобойникова Г.М., 44 Габсатарова И.П., 5, 20 Гессель М.О., 116

СПИСОК АВТОРОВ

Горбунова Э.М., 78 Горин Н.В., 58 Гребенникова В.В., 135 Джанабилова С.О., 100 Джураев Р.У., 171 Довгань В.И., 121 Дубасов Ю.В., 58 Дубянский А.И., 125 Елдеева М.С., 100 Ефременко М.А., 125 Ефремов М.В., 92 Жолдыбаев А.К., 92 Ильичев В.А., 58 Каазик П.Б., 27, 32 Караваев Д.А., 64 Касаткин В.В., 58 Ковалевский В.В., 44 Колесников И.М., 88 Коломиец М.В., 5, 20 Кушербаева Н.Н., 92 Малимбаев А.М., 54 Маловичко А.А., 5, 20 Мариненко В.А., 92 Минахудин Р.Ф., 49 Молдобекова С., 135 Мукамбаев А., 100 Мукашева С.Н., 54

Надёжка Л.И., 88 Неверова Н.П., 116 Негматуллаев С.Х., 171 Непеина К.С., 27, 32, 107 Остапкевич М.Б., 49 Пак Г.Д., 69 Першина Е.В., 135, 161 Пивоваров С.П., 125 Погода Э.В., 167 Рыжикова М.И., 5 Рябова С.А., 36 Салихов Н.М., 69 Седухина Г.Ф., 44 Семёнов А.Е., 88 Соколова И.Н., 161 Соколова О.И., 54 Старовойт О.Е., 5 Улубиева Т.Р., 171 Утегенова М.А., 92 Фролова А.Г., 121, 135 Хайдаров М.С., 116 Хайретдинов М.С., 44, 49, 64 Челюбеева Т.В., 27 Шайторов В.Н., 92 Шульга М.В., 92 Якименко А.А., 44, 64

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 A4 (210×297 мм) с полями: сверху 30 мм; снизу 30 мм; слева 20 мм; справа 20 мм, на принтере с высоким разрешением (300-600 dpi). Горизонтальное расположение листов не допускается.

Используются шрифт Times New Roman высотой 10 пунктов для обычного текста и 12 пунктов для заголовков. Пожалуйста, для заголовков используйте стили (Заголовок 1, 2...) и не используйте их для обычного текста, таблиц и подрисуночных подписей.

Текст печатается через одинарный межстрочный интервал, между абзацами – один пустой абзац или интервал перед абзацем 12 пунктов.

В левом верхнем углу должен быть указан индекс УДК. Название статьи печатается ниже заглавными буквами. Через 3 интервала после названия, печатаются фамилии, имена, отчества авторов и полное наименование, город и страна местонахождения организации, которую они представляют. После этого, отступив 2 пустых абзаца или с интервалом перед абзацем 24 пункта, печатается 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 из форматов *.tif, *.gif, *.png, *.jpg, *.wmf с разрешением 600 dpi.
- Математические формулы в тексте должны быть набраны как объект Microsoft Equation или MathType. Химические формулы и мелкие рисунки в тексте должны быть вставлены как объекты Рисунок Microsoft Word. Следует нумеровать лишь те формулы, на которые имеются ссылки.

К статье прилагаются следующие документы:

- 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. Красноармейская, 2, зд. 054Б http://old.nnc.kz/zhurnalvestnik.html

© Редакция журнала «Вестник НЯЦ РК», 2018

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. Красноармейская, 2, зд. 054Б





