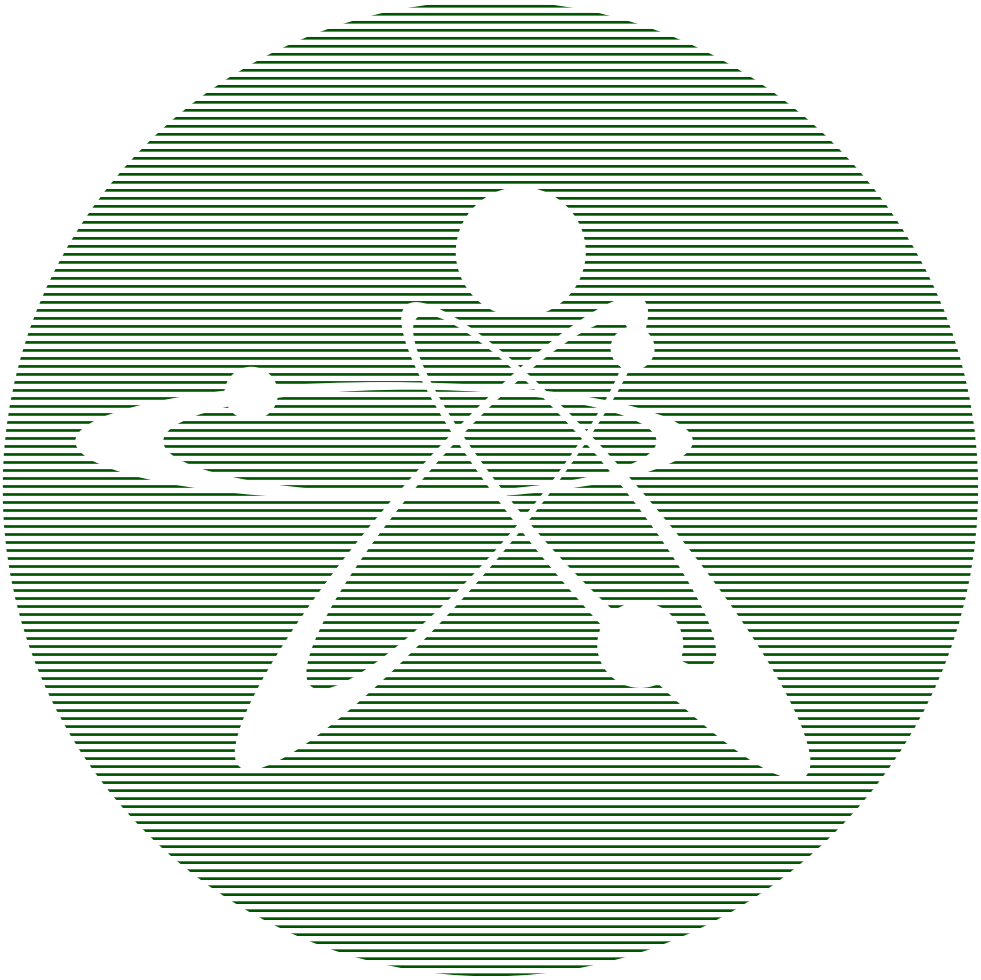
2017
ВЫПУСК 2
ISSN 1729-7516

# ВЕСТНИК ННЦ

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН



# Вестник НЯЦ РК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 2(70), ИЮНЬ 2017

*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), ЛУКАШЕНКО С.Н.,
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(70) ШЫҒАРЫМ, МАУСЫМ, 2017 ЖЫЛ

# NNC RK Bulletin

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

ISSUE 2(70), JUNE 2017

**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

**STUDYING SEISMICITY OF THE ATLANTIC OCEAN USING WAVEFORM CROSS-CORRELATION**
D. Bobrov, I. Kitov, M. Rozhkov ..... 5

**THE COMPLEX CEPSTRUM – REVISITED**
R.C. Kemerait, J.T. Hertzog ..... 20

**INVESTIGATING WIND EFFECTS ON LONG-DISTANCE INFRASOUND AMPLITUDE**
J.T. Hertzog, D.A. Clauter ..... 29

**ЛОКАЛЬНЫЕ ГОДОГРАФЫ ПРОДОЛЬНОЙ ВОЛНЫ НА ТРАССЕ НЕВАДСКИЙ ПОЛИГОН – СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ «БОРОВОЕ», 1967–1992 гг.**
Ан В.А., Каазик П.Б., Челюбеева Т.В. ..... 36

**АНАЛИЗ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В КЫРГЫЗСТАНЕ**
Берёзина А.В., Першина Е.В., Гребенникова В.В. ..... 43

**ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА**
Соколова И.Н., Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Полешко Н.Н. ..... 47

**ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА НА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «МИХНЕВО» ИДГ РАН**
Рябова С.А., Спивак А.А. ..... 58

**НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА ПО ДАННЫМ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**
Полешко Н.Н., Аристова И.Л., Михайлова Н.Н. ..... 64

**ОПЫТ ИНФОРМАЦИОННОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ДЛЯ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ОТВЕТСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ НА ПРИМЕРЕ УЛЬБИНСКОГО УЧАСТКА**
Гаджимагомедова М.Г., Яковенко А.М. ..... 71

**СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА РАСПОЛОЖЕНИЯ ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС**
Фролова А.Г., Довгань В.И., Абдрахматов К.Е., Берёзина А.В., Першина Е.В. ..... 78

**АФТЕРШОКОВЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН**
Аристова И.Л., Михайлова Н.Н. ..... 83

**СЕЙСМОИОНОСФЕРНЫЕ СВЯЗИ И ИОНОСФЕРНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**
Погода Э.В. ..... 93

**ОПРОБОВАНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЙ АППАРАТУРЫ ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СОПРОТИВЛЕНИЯ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ В УСЛОВИЯХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПОМЕХ**
Мариненко В.А., Максимов Е.М., Шевченко В.П. ..... 99

**ПРЕДПОСЫЛКИ ОБВОДНЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP), СПРОВОЦИРОВАННОГО ПОДЗЕМНЫМ ЯДЕРНЫМ ВЗРЫВОМ «ГНОМ». Часть 1: Сведения об объектах**
Голубов Б.Н. ..... 103

**ПРЕДПОСЫЛКИ ОБВОДНЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP), СПРОВОЦИРОВАННОГО ПОДЗЕМНЫМ ЯДЕРНЫМ ВЗРЫВОМ «ГНОМ». Часть 2: Современные факторы возможного обводнения WIPP**
Голубов Б.Н. ..... 114

**СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА НА УЧАСТКЕ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА ПО ПОПЕРЕЧНЫМ ВОЛНАМ**
Беляшов А.В., Суворов В.Д., Мельник Е.А., Шелехова О.Х., Ларина Т.Г. ..... 126

**МОДИФИКАЦИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ДЛЯ ГЕОСФЕРЫ**
Романов А.М. ..... 133

**ЛОКАЛИЗАЦИЯ РАДИОНУКЛИДОВ В ПОТОКАХ ВОД**
Романов А.М. ..... 137

**МИГРАЦИЯ ТРИТИЯ НА РЕКЕ ШАГАН**
Бахтин Л.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М. ..... 142

**РАЗЛИЧИЯ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ**
Бахтин Л.В., Иванова И.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М. ..... 146

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ БАРЬЕРНОГО ОГРАНИЧЕНИЯ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ**
Бахтин Л.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М. ..... 150

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ**
Марченко И.О., Мельничук М.А., Романов А.М. ..... 154

**СПИСОК АВТОРОВ ..... 157**

УДК 550.34:621.039.9

# STUDYING SEISMICITY OF THE ATLANTIC OCEAN USING WAVEFORM CROSS-CORRELATION

**D. Bobrov, I. Kitov, M. Rozhkov**

***Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization***

In this paper, we consider the possibility to improve the completeness of the catalogue by reducing the detection threshold by 0.3 to 0.4 units of magnitude for the whole Atlantic Ocean using waveform cross correlation with master waveform templates selected from the IDC archive.

## INTRODUCTION

The International Monitoring System (IMS) of the (currently Provisional) Technical Secretariat (TS) of the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization (CTBTO) is a global network. The IMS includes 50 primary and 120 auxiliary seismic stations. The International Data Centre (IDC) of the CTBTO receives, collects, processes, analyses, reports on and archives data from the IMS. The IDC is responsible for automatic and interactive processing of the IMS data and for standard IDC products. The Reviewed Event Bulletin (REB) is the principal product of the IDC. Its quality is guaranteed by multistage automatic processing and strict rules of interactive review conducted by experienced analysts. The REB is available to the seismological community through the International Seismological Centre (ISC). The IDC is a major contributor to the ISC. Thus, any improvement in the completeness of the IDC bulletin is transmitted to the ISC bulletin - the main sources of seismological information.

The IMS seismic network is designed for globally uniform station coverage and many events in the ISC bulletins are unique to the IDC. The input of the IDC is especially important in the zones not covered by regional networks. The Atlantic Ocean (seismic region 32 in the Flinn-Engdahl regionalization scheme) is a good example. Woessner and Wiemer [1] estimated the magnitude of completeness of the ISC catalogue from 1980 to 2001 between 4.3 in the northernmost part of the Atlantic Ocean, 4.7 in the central segment, and 5.0 in the southernmost part. For the IDC Kitov *et al*. (2011) [2] and Bobrov *et al*. (2011) [3] found practically the same value for the North Atlantic and a slightly lower threshold for the South Atlantic, which is likely associated with the difference in body wave magnitude definitions used by the ISC and IDC, as described in [4] and [5]. In this paper, we consider the possibility to reduce the completeness threshold by 0.3 to 0.4 units of magnitude for the whole Atlantic Ocean using waveform cross correlation with master waveform templates selected from the IDC archive.

The improvement in detection and phase association is the principal goal of the IDC. Seismic monitoring of underground nuclear explosions (UNE) critically depends on the time-varying detection threshold [6] associated with the primary seismic network of the International Monitoring System. The overall network resolution or individual sensitivity of IMS station(s) is directly transformed into the completeness of the Reviewed Event Bulletin.

Waveform cross correlation enhances detection of the smallest events [7 - 9]. At regional distances, many studies show significant improvement in detection [10 - 14] and location [15 - 19] of smaller earthquakes. Withers *et al*. (1999) [20] developed an automated system of local and regional events detection and location based on envelope cross correlation. Gibbons and Ringdal (2004) [21] applied cross correlation technique to multichannel signals generated by small, cavity-decoupled, underground tests and recorded by NORES, NORSAR, and Hagfors. Seven out of eight explosions were not detected by standard beamforming technique. Cross correlation allowed detecting all eight events. Following the first success of array-based cross correlation, Gibbons *et al*. (2007) [22] demonstrated substantial improvements in detection of signals and location of low-magnitude earthquakes at regional distances using station NOA. Harris and Dodge (2011) [23]. Slinkard *et al*. (2013) [24], and Kitov *et al*. (2013) [25] applied array-based multichannel cross correlation algorithms to automatic recovery of aftershock sequences within relatively small footprints of intermediate size earthquakes. Bobrov *et al*. (2014) [26] extended the process of recovery of an aftershock sequence to larger earthquakes and used teleseismic array stations.

There are two linked features characterizing all regional studies using cross correlation. The length of template waveform is larger than 20 s and the range of cross correlation is limited to a few kilometers. The lengthy templates provide higher resolution and lower detection threshold at the expense of spatial coverage. Regional wavefield is subject to high variations associated with inhomogeneous velocity structure. The change in signal shape and amplitude is accompanied by increasing travel time differences between regular phases (*e.g*., Pg, Pn, Lg). To use cross correlation for global monitoring of nuclear explosions the CTBTO needs a global grid of master events [27]. To populate such a grid with regional waveform templates one would need millions of master events.

For teleseismic ranges, signals of interest are short, for explosions - just a few cycles, and high cross correlation is observed for sources spaced by 100 kilometers (Bobrov et al., 2014 [28]; Kitov et al., 2012 [29]. This

reduces the total number of master events in the global grid to 25,000 [27 - 30]. The problem of master events in aseismic areas can be resolved by the use of grand masters (i.e. master events having the best cross correlation properties for broader areas) replicated over thousands of kilometers around their actual positions [28]; [27] or synthetic templates [30 - 31]. In this study, we calculate the level of similarity between waveforms generated by events on the opposite ends of the Mid-Atlantic Ridge in order to justify the use of grand masters. Specifically for the nuclear monitoring purposes, several studies have demonstrated a significant improvement in detection, location, and magnitude estimation of two underground nuclear tests announced by the Democratic People Republic of Korea using waveform cross correlation when applied to teleseismic [32], [33] and regional/teleseismic [34], [35] waveforms. Hence, global seismology and seismic monitoring may both benefit from the use of waveform cross correlation at the IDC.

We have already applied the cross correlation technique to a relatively short aftershock sequence in the North Atlantic with the main shock on October 5, 2011 [33]. This earthquake had magnitude mb (IDC)=4.23 and the related sequence contained 38 events in the REB. In interactive processing, an experienced analyst added 26 (68%) new events to the official REB using cross correlation detections. These REB capable events had not been found in routine IDC processing. Therefore, the REB for this aftershock sequence is not a reliable bulletin. It misses at least 70% of valid events, which were found by cross correlation in the same waveform data. In turn, these valid events are missing from the ISC and not available for seismologists.

## DATA AND METHOD

The Atlantic Ocean is characterized by a relatively low seismicity despite active tectonics of the Mid-Atlantic Ridge and associated transform faults. The ISC reports a few hundred events per year. With the growing number of primary stations, the sensitivity of the IMS has been improving since 2001. Table 1 shows that the International Seismological Centre [38] reports more events by a factor of 1.3 (2001) to 3.6 (2005). The years of 2005 and 2006 look like outliers with the number of events reported by the ISC above 1,000. Since 2007, this factor has been varying between 1.4 and 1.8. The total number of IDC found earthquakes in 2011 and 2012 is 1152 (576+576). The IDC catalogue for seismic region 32 is complete only to magnitude 4.3 to 4.5 [2]. The high detection threshold for the Atlantic Ocean is explained by the absence of regional stations and large amplitude of the ambient microseismic noise generated within this region.

To characterize the level of cross correlation between signals from earthquakes within the Atlantic Ocean we selected all REB events having arrivals at three and more primary IMS array stations in 2011 and 2012. In total, there were 931 such events or 81 per cent of the total number in the REB. Figure 1 presents geographical distribution of the selected events. This Figure also displays the configuration of twenty two involved primary array stations. Stations NOA and ESCD are excluded from our analysis because of problems with data quality and processing [26]. Waveform data from several auxiliary IMS arrays (e.g., EKA, HFS, SPITS, BVAR, KURK) detecting P-waves from the Atlantic Ocean are not continuous, and thus, not included in our analysis. Twenty two stations reported 6,436 arrivals from 931 events. Figure 2 displays the frequency distribution of the number of primary IMS arrays, NSTA, and that of (IDC) body wave magnitude for the selected 931 REB events. One third of events have NSTA=3 and 4. Figure 3 de-picts the aggregate frequency distributions of SNR for all 22 stations and three distributions for stations with the largest number of detections. Station TORD detected 869 arrivals, AKASG – 632, and TXAR – 551 arrivals. The slope for TORD is lower than for other two stations. This observation may reflect better noise suppression due to larger aperture, signals of higher amplitude from the same sources, and more efficient beam forming at TORD.

*Table 1. The number of events reported by the ISC and IDC for Flinn-Engdahl seismic region 32 (Atlantic Ocean)*

| Year | ISC | IDC | IDC/ISC |
|---|---|---|---|
| 2012 | | 576 | |
| 2011 | | 576 | |
| 2010 | 943 | 537 | 0.57 |
| 2009 | 699 | 501 | 0.72 |
| 2008 | 664 | 423 | 0.64 |
| 2007 | 936 | 590 | 0.63 |
| 2006 | 1146 | 440 | 0.38 |
| 2005 | 1137 | 317 | 0.28 |
| 2004 | 733 | 454 | 0.62 |
| 2003 | 563 | 412 | 0.73 |
| 2002 | 533 | 393 | 0.74 |
| 2001 | 541 | 410 | 0.76 |

To calculate a single time series of cross correlation coefficient, CC, between a multichannel template and continuous waveform at a given station, we estimate CC time series at individual channels and then average them, as proposed by [12]. This procedure allows smooth exclusion of poor channels without loss of continuity [33]. Teleseismic signals from low-magnitude events are generally short and hardly include any phase except the primary longitudinal wave. Therefore, we use waveform templates containing only several seconds of the P-wave. To enhance detection of weak signals all templates and continuous waveforms are filtered in four frequency bands. For the low-frequency (Butterworth, order 3) filter between 0.8 Hz and 2.0 Hz, the total template length is 6.5 s and includes 1 s before arrival time. For the intermediate 1 Hz to 3 Hz frequency band, the length is 5.5 s. For two, 2 Hz to 4 Hz and 3 Hz and 6 Hz

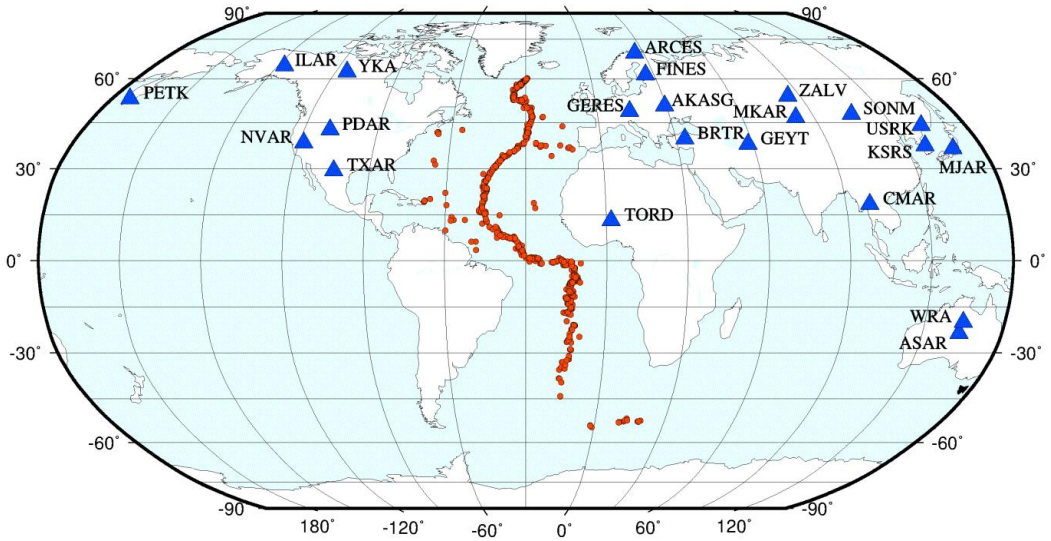



*Figure 1. Locations of 931 REB events with three and more IMS array stations in Flinn-Engdahl seismic region 32 (Atlantic Ocean) in 2011 and 2012. There are 685 events in the northern hemisphere*

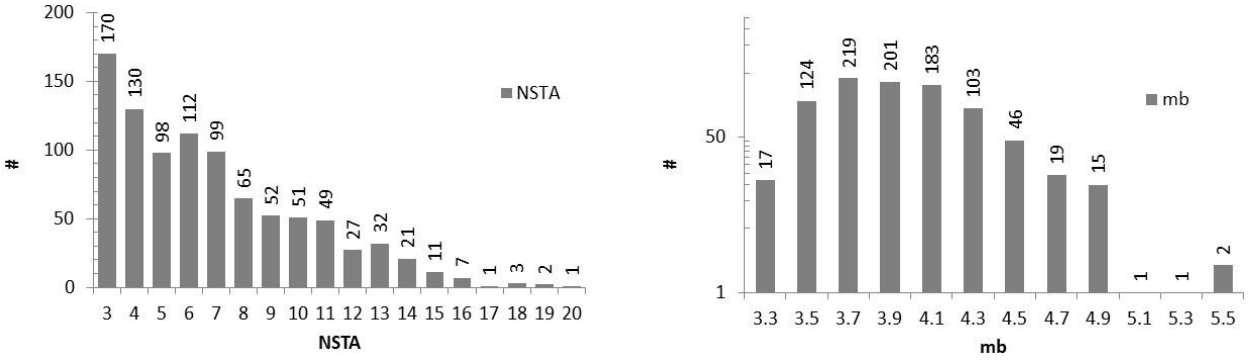



*Figure 2. Frequency distribution of the number of primary IMS arrays, NSTA, (left panel) and body wave magnitude (right panel) for 931 REB events. Only events with NSTA>3 were selected from the REB*

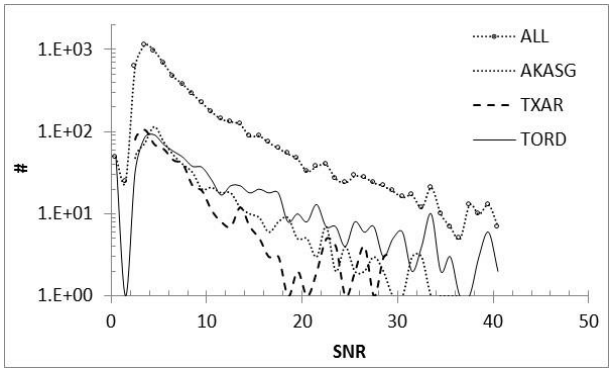



*Figure 3. Frequency distribution of SNR for all arrivals in 931 REB events and three frequency distributions for AKASG, TORD, and TXAR*

high frequency filters, the full length is only 4.5 s. The number of vertical sensors for the involved array stations varies from 6 (BRTR) to 24 (WRA). When concatenating all channels in one record one would have from ~30 s to ~160 s long templates to cross correlate with segments of continuous waveform of the same length. The time shifts between arrivals at individual channels provide high sensitivity of the template records to azimuth and slowness of correlating signals.

The signal detection is performed with a standard short-term/long-term moving absolute amplitude average ratio (STA/LTA) as applied to the aggregate CC-trace. This ratio is also considered as signal-to-noise ratio characterizing signals in the CC domain, SNRCC. The STA and LTA length is 0.8 s and 40 s, respectively. The detection threshold is defined by SNRCC>2.5, but no detection with |CC|<0.2 is allowed. Both thresholds have been estimated in our previous studies [26] in order to produce high quality cross correlation detections retaining the rate of missed signals at a low level.

Cross correlation is a nonlinear transformation, which is also not a bijective function. Therefore, the CC-traces at individual channels cannot be projected back to the original waveforms. However, having a set of individual CC-traces one can formally apply standard array processing and obtain meaningful results. The advantages of this approach: all CC-traces are always within ±1.0 range and they do contain the portion of

signal correlating with the template; incoherent noise and not-correlating signals are effectively suppressed. These conditions are favourable for f-k analysis, which is practically confined to a small footprint around the azimuth and slowness of the template signal. In the [12, 34] demonstrated efficient rejection of signals with different vector slowness. We estimate pseudo-azimuth and pseudo-slowness in automatic cross correlation processing using f-k analysis. (The term "pseudo" expresses the absence of one-to-one correspondence between the ground motion and CC domains.) When the deviation from the master's azimuth and slowness is above some predefined thresholds the detection under investigation is rejected.

Conventional body wave magnitude cannot be estimated for a detection not associated with an event because of the absence of origin information. For a signal detected by cross correlation with a template at a given station, Gibbons and Ringdal (2006) [12] introduced an amplitude scaling factor,

$$\alpha = s \cdot m / m \cdot m = CC \cdot |s| / |m|, \quad (1)$$

where *s* and *m* are the vectors of data for the slave and master event, respectively. This factor takes into account only the portion of the sought signal correlating with the template. For stations at regional distances, Schaff and Richards (2011) [11] demonstrated that $\alpha$ is an accurate and reliable measure of the relative size of a slave event compared to the master event when they are close in space. For teleseismic distances, the spacing between well correlating slave and master events may reach tens of kilometres and their signals may have different shapes. Then the assumption behind (1) is not valid and the relevant estimates are biased. In the [26] proposed to use $\|s\|/\|m\|$ instead of $\alpha$. The logarithm of this ratio,

$$RM = \log (|s|/|m|) \quad (2)$$

is the magnitude difference or the relative magnitude. This definition is also biased when the slave signal has the same amplitude as the ambient noise. For SNR < 2.0, equation (1) may effectively replace (2) - cross correlation can detect only weak signals from the events similar in shape and close in space to the master.

Having the set of detections for a given master one can associate these arrivals with their source, and thus, build events. The Global Association *(GA)* currently used at the IDC is based on a sophisticated set of algorithms [5]. The *GA* plays with an enormous number of hypotheses, which may link one arrival with various events worldwide. The association of cross correlation detections obtained by one master is simple. We are looking for slave events in a small footprint of the master. Thus, all qualified phases are associated with events local to the master. This process is called "local association", *LA*.

For *CC*-detections, there are estimated arrival times at each station, $at_{ij}$, where i is the index of the i-th arrival at station *j*. Under the *LA* framework, it is assumed that all valid arrivals have to be generated by slave events near the master. For a fixed master location, theoretical travel times, $tt_j$, can be calculated to all involved stations. We use *ak135* velocity model, which is also used in the current version of IDC processing. The travel times from the sought slave events can be approximated by the master/station travel times. Using these approximate travel times and the measured arrival times we calculate the origin times, $ot_{ji}$, for all detections:

$$ot_{ji} = at_{ij} - tt_j \quad (3)$$

The set of arrival times is converted into a set of origin times. A tight sub-set of a few origin times might be associated with one source and creates an event hypothesis. Because we are working within the IDC framework, an REB event has to match the set of event definition criteria (EDC) [5]: three or more origin times at different stations have to group within a few seconds. The REB event requires travel time, azimuth, and slowness residuals as well as station/network magnitude differences within the phase and station related uncertainty bounds. For the cross correlation detections, we process the original waveforms and estimate all standard parameters. Analysts use this information during the interactive review.

The set of arrival times is converted into a set of origin times. A tight sub-set of a few origin times might be associated with one source and creates an event hypothesis. Because we are working within the IDC framework, an REB event has to match the set of event definition criteria (EDC) [5]: three or more origin times at different stations have to group within a few seconds. The REB event requires travel time, azimuth, and slowness residuals as well as station/network magnitude differences within the phase and station related uncertainty bounds. For the cross correlation detections, we process the original waveforms and estimate all standard parameters. Analysts use this information during the interactive review.

We have designed a global grid of master events with ~1° spacing [27, 29, 30]. The master/slave distance may reach 70 km. The difference between the theoretical (master/station) and actual (slave/station) travel times scatters the projected origin times. To reduce the influence of master/slave spacing, two concentric rings of 6 and 12 virtual masters at distances 0.225° and 0.450° from each and every master were introduced. The theoretical master/station travel times were recalculated for these eighteen virtual masters and nineteen sets of origin times were created for one master. These sets were used to build slave event hypotheses by the local association algorithm. Hence, one may have from 1 to 19 event hypotheses based on the same sub-set of *CC*-detections. We select the one with the largest number of associated stations and the lowermost origin time RMS residual. In the global grid, many adjacent masters may find the same event using cross correlation. To resolve this conflict, we also chose the event with the largest

number of stations and the smallest origin time RMS residual from the set of conflicting hypotheses. The arrivals associated with the rejected hypothesis are removed from the list of detections, which can be done iteratively. With all conflicts resolved, we obtain the final cross correlation standard event list (XSEL) version, which is the start point of interactive processing.

The XSEL events are characterized by several quantitative parameters related to cross correlation, which can be interpreted in terms of event quality or the probability of hypotheses. This allo ws formulating a probabilistic approach to XSEL hypotheses similar to that underlying the event definition criteria (EDC) adapted at the IDC. For example, the cross correlation coefficient averaged over all detections associated with a given event, $CC_{AV}$, characterizes the average quality of these arrivals and the event as a whole. The cumulative cross correlation coefficient, $CC_{CU}$, can be a proxy to the overall event quality. Together with the number of associated stations and various individual characteristics of associated arrivals we use $CC_{AV}$ and $CC_{CU}$ in a machine learning exercise.

**CROSS CORRELATION OF REB EVENTS**

At first, we calculate cross correlation between signals generated by earthquakes in seismic region 32 and detected by the IDC. Each REB event has detections obtained by standard IDC tools and reviewed by analysts. This procedure practically guarantees the presence of clear signals with appropriate travel time, azimuths, and slownesses residuals. Generally, the P-wave arrivals are characterized by SNR above 2.0. For the sake of quality we removed all SNR<2 arrivals from the following analysis. Since we do not need to re-detect REB arrivals, cross correlation between two events at a given station is a straightforward procedure. In a given pair, one event can be first considered as a master and then as a slave. The master template is defined by the arrival time in the REB. The cross correlation coefficient is calculated using the slave's continuous waveform with individual channels steered according to the theoretical azimuth and slowness of the P-wave propagating from the master event to the station. The swap of master and slave may result in a different time delay pattern between channels steered to different sources. Therefore, the estimates of *CC* are not master/slave symmetric. The calculation of *CC* starts 3 s before the slave arrival time and ends 3 s after it. The peak |*CC*| value characterizes the master/slave pair. When there is no REB arrival in the slave, we process the same 6 s interval around the relevant theoretical arrival time. In other words, when a master has REB arrivals at 15 IMS array stations and a slave only at 5, we estimate 15 *CCs*. When the master and the slave are swapped, only 5 *CCs* are estimated.

For a given array station, there might be two different time delay settings to calculate *CC, SNRCC,* and *RM* for two REB events. In a standard setting, we steer individual channels in the slave waveform according to the time delays in the master template. We call this setting "master/master" (MM) since individual traces in the master and slave templates are steered according to the master time delays. This is the setting for detection of any two events using cross correlation. For example, when cross correlating signals from REB events in the Atlantic Ocean, one faces some cases where two events are separated by 120º. For such spacing, the slave signal has time delays at individual channels quite different from those in the master template. When the genuine slave's time delays are retained for cross correlation we have a different setting called "master/slave" (MS). Technically, all channels in the slave and master waveforms are synchronized with the reference sensor using their respective theoretical travel time delays. For the MS setting, *CC* for a master/slave pair spaced by a few thousand kilometres has to be larger than in the MM setting.

Table 2 presents general arrival statistics for 22 IMS array stations reported 931 REB events in 2011 and 2012. Station TORD is the most sensitive to earthquakes in the Atlantic Ocean with 869 arrivals (93%) and the poorest station is USRK with only 7 arrivals (<1%). Two excellent from the conventional CTBT monitoring practice stations WRA and ASAR provide poor statistics because the epicentral distance is beyond 100º for most of events in seismic region 32. Seven stations have more than 50% of arrivals from 931 events (highlighted bold in Table 2): AKASG, BRTR, GERES, ILAR, PDAR, TORD, and TXAR. Stations FINES, MKAR, and YKA (italicized in Table 2) demonstrate a relatively good performance. These ten stations are used for building XSEL in the next Section.

*Table 2. Statistics for REB arrivals with SNR>2 at 22 IMS stations. Cross correlation statistics in two configurations – MM and MS*

| STA | ARIDS | ARIDS/931 | MM | MS | MS/MM |
|---|---|---|---|---|---|
| **AKASG** | 632 | 0.68 | 55018 | 201524 | 3.66 |
| **ARCES** | 243 | 0.26 | 14464 | 22101 | 1.53 |
| **ASAR** | 18 | 0.02 | 165 | 162 | 0.98 |
| **BRTR** | 679 | 0.73 | 71629 | 133909 | 1.87 |
| **CMAR** | 28 | 0.03 | 420 | 369 | 0.88 |
| ***FINES*** | 415 | 0.45 | 14030 | 19020 | 1.36 |
| **GERES** | 481 | 0.51 | 35360 | 58641 | 1.66 |
| **GEYT** | 135 | 0.14 | 2315 | 2657 | 1.15 |
| **ILAR** | 498 | 0.53 | 86020 | 127472 | 1.48 |
| **KSRS** | 18 | 0.02 | 95 | 90 | 0.95 |
| **MJAR** | 10 | 0.01 | 45 | 46 | 1.02 |
| ***MKAR*** | 332 | 0.36 | 49696 | 55443 | 1.12 |
| **NVAR** | 190 | 0.20 | 4839 | 5965 | 1.23 |
| **PDAR** | 505 | 0.54 | 79908 | 87366 | 1.09 |
| **PETK** | 9 | 0.01 | 69 | 65 | 0.94 |
| **SONM** | 184 | 0.20 | 11966 | 11624 | 0.97 |
| **TORD** | 869 | 0.93 | 144009 | 511110 | 3.55 |
| **TXAR** | 551 | 0.59 | 75072 | 106139 | 1.41 |
| **USRK** | 7 | 0.01 | 37 | 28 | 0.76 |
| **WRA** | 18 | 0.02 | 38 | 41 | 1.08 |
| ***YKA*** | 450 | 0.48 | 38304 | 86362 | 2.25 |
| **ZALV** | 163 | 0.17 | 4300 | 4658 | 1.08 |

There are 865,830 possible pairs of events (we exclude 931 autocorrelation cases) and CCs can be arranged as a 931×931 matrix. The number of stations with signals qualified as a template waveform varies with event. Many of the studied REB events have only 3 stations with relatively weak signals. In total, there are 355,382 (45%) master/slave pairs with at least one station with correlating signals (|CC|>0.2) in the MM setting and 690,337 (80%) pairs in the MS configuration. Figure 4 displays the frequency distribution of the number of stations, nsta, with $|CC|>0.2$ for all possible pairs of events.

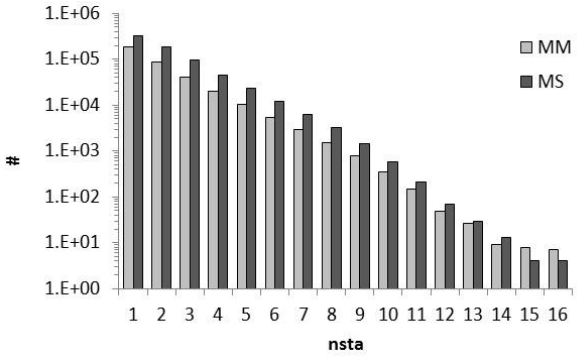



*Figure 4. Frequency distribution of the number of stations, nsta, with |CC|>0.2 for all possible pairs of events. Notice the lin-log scale*

Table 2 also lists station-by-station statistics of cross correlation between all pairwise permutations of 931 REB events. Station TORD gives 144,009 absolute *CCs* above 0.2 from 755,161 (869×869) estimated (19%) in the MM configuration and 511,110 *CCs* (68%) above the threshold in the MS setting. There are a few possible reasons behind the relatively low rate of successful correlations. Firstly, most of signals are weak with smaller SNR and the ambient noise destroys correlation. Secondly, for the MS setting the deviations from the theoretical time delays may increase with the master/slave distance that ruins the coherency of *CCs* at individual channels and suppresses the aggregate *CC* estimate. Thirdly, for the MM setting, the increase in the master/slave distance leads to misalignment of individual channels in the slave waveform where all channels are shifted by the master theoretical time delays. Fourthly, focal mechanisms and source functions change even between close events and may differ significantly for remote events. Fifthly, the change in geometrical spreading and nonlinear attenuation along varying propagation paths results in the change of signal shape.

Figure 5 displays the distribution of distance between the REB events which are ordered by latitude (north-south). Several aftershock sequences and areas with repeated events can be recognized along major diagonal. The size of these zones is proportional to the number of events in the relevant series. Almost each of 931 events has tens of events within a few hundred kilometers. It is reasonable to expect that, ceteris paribus, signals from the closest events are characterized by higher cross correlation coefficients. In Figure 6, we depict the matrix of the cross correlation coefficient averaged over all involved stations ($CC_{AV}$) as an aggregate measure of correlation between two events. For the MM setting, cross correlation is high between adjacent events and falls with distance.

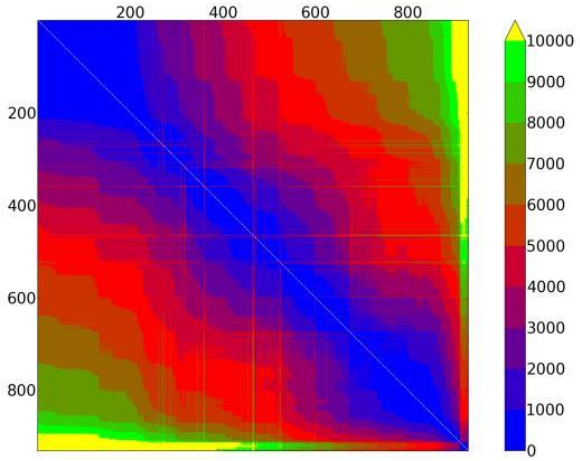



*Figure 5. Distance (in km) between the REB events, which are ordered by latitude*

The MS setting retains theoretical synchronization between individual channels for all master/slave distance. However, the empirical deviations from the theoretical time delays do change with the master/slave azimuth and slowness difference. Right panel of Figure 6 demonstrates that CCAV for the MS setting is high for all distances. Therefore, it is feasible to move a master event from the northernmost part of the Atlantic Ocean to the southernmost one, changing time delays at individual channels correspondingly, and using it as a master event in the new position. This observation strongly supports our suggestion to populate vast aseismic areas with replicas of grand master events [28].

Figure 7 illustrates the quantitative gain of the MS setting for cross correlation of remote events. Having a limited effect at distances less than a few hundred kilometers, the MS setting improves the average *CC* by more than 0.3 for the events at distances of a few thousand kilometers. The cumulative $CC_{CU}$ generally gains more than 0.5, and for many event pairs more than 1.0. There are some event pairs with negative $CC_{AV}$ and $CC_{CU}$ differences, mainly for closer events. Poor piking of the involved REB arrivals may result in severe mislocation of smaller events. They are actually closer to bigger events than reported by the IDC that slightly biases the MS setting. Then the MM may present a more accurate approximation.

Figure 8 displays |CC| matrices for six IMS stations. TORD is the best station with the largest number of correlating signals and relatively high CCs. Station BRTR is characterized by very high CCs but the number of correlations above 0.2 is lower than that for TORD.

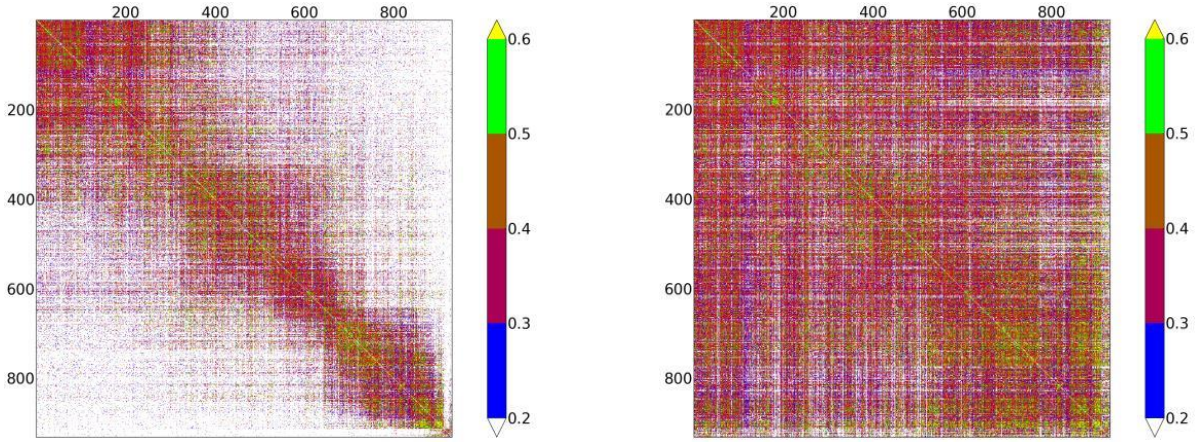



*Figure 6. The average cross correlation coefficient, $CC_{AV}$, for 931×931 pairs of REB events. There are MM (left panel) and MS (right panel) configurations of time delays at individual channels. The REB events are ordered by latitude*

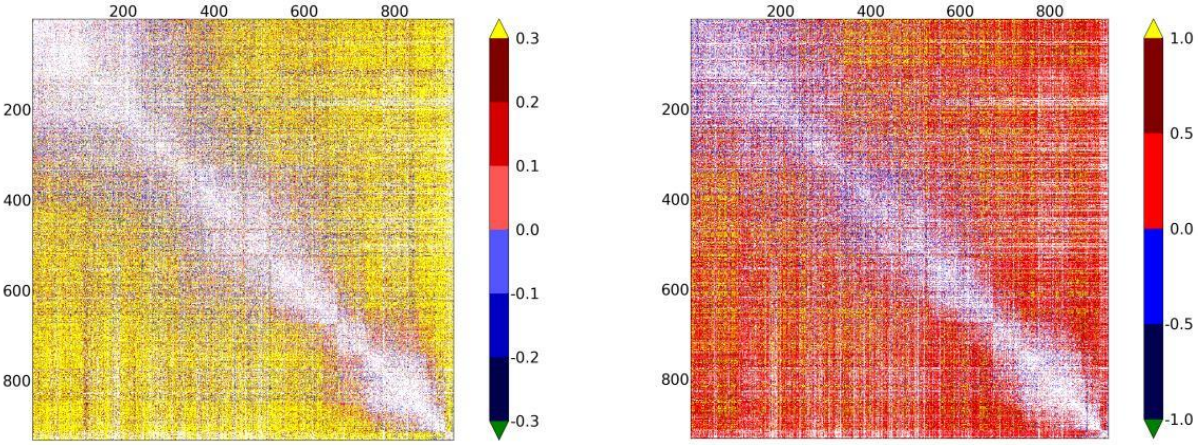



*Figure 7. The difference between MS and MM matrices for $CC_{AV}$ (left panel) and $CC_{CU}$ (right panel). The zero differences are shown in white*

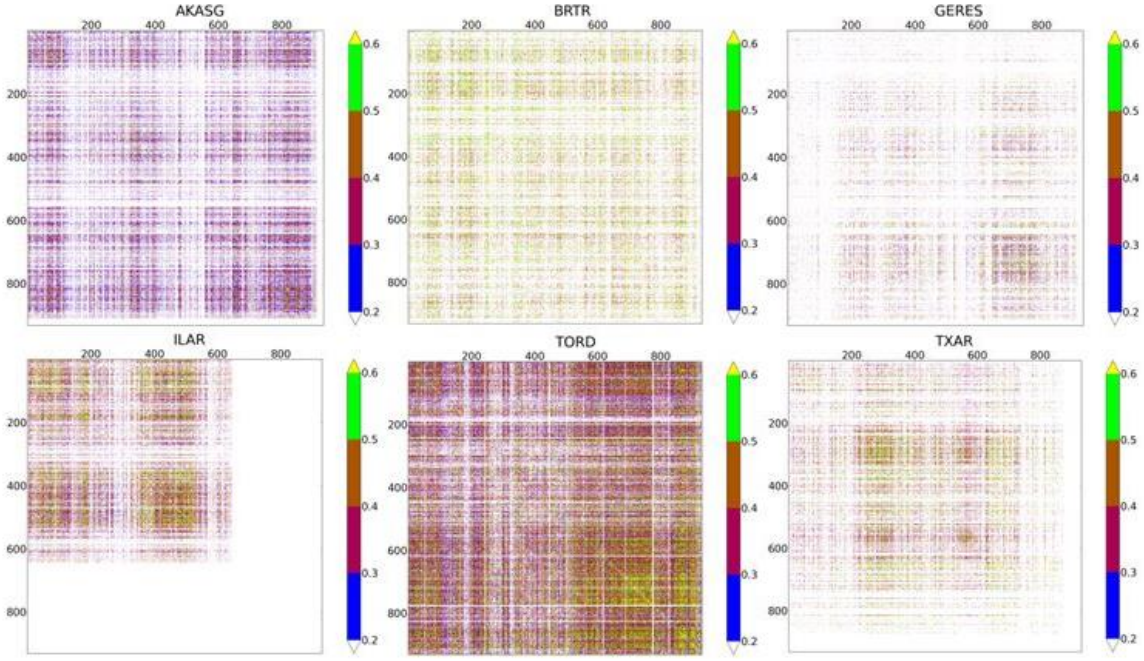



*Figure 8. Absolute CC for the MS setting for sixIMS stations with the highest number of correlating events*

Overall, the distribution of CCs at stations AKASG is similar to that at BRTR, but the level of correlation is by 0.2 lower. TORD and BRTR cover the whole length of the Mid-Atlantic Ridge. On the contrary, all IMS stations within North America (ILAR, PDAR, TXAR, and YKA) do not provide CC estimates for the southernmost events because of the P-wave propagation shadow zone beyond ~100º. As a result, the coverage of the North Atlantic with IMS stations is much better than that for the most southern part of region 32.

Having estimated all cross correlation coefficients for all REB pairs one can calculate the frequency distribution or the probability density function (PDF) for the average and cumulative CC for the pairs where at least one station has |CC| > 0.2. Figure 9 illustrates this result and shows that, in relative terms, the MS setting is slightly more efficient between 0.3 and 0.5. For the cumulative CC, the MS setting gives relatively more events between 1.0 and 3.5.

Figure 10 presents two important characteristics of CC-detections: SNRCC and CCSTDEV, which is the standard deviation of the CC estimates at individual channels. Two SNRCC distributions reveal that the MS setting provides a higher portion of larger SNRs measured from the CC-traces. The superiority of detection using cross correlation is clear when SNRCC and standard SNR are compared for the same arrival set. The SNR curve in Figure 10 estimated from 6,436 arrivals associated with 931 REB events is lower than both SNRCC curves in the range between 2.5 (minimum SNRCC) and 4.8. Approximately 10% of these REB arrivals are characterized by SNR<3 (28% have SNR<4 and 43% SNR<5). For these arrivals, the gain in SNR provided by cross correlation is most prominent. By definition, |CC|≤1.0 and SNRCC cannot reach larger values since the RMS level of noise CC fluctuates around 0.1 for IMS array stations. Therefore, standard SNR is larger than SNRCC for high-amplitude signals.

Both $CC_{STDEV}$ curves peak between 0.15 and 0.2. This might be too large value for the 0.2 detection threshold and we are going to use $CC_{STDEV}$ as a parameter rejecting unreliable arrivals. Obviously, the reliability of *CC* estimates depends on $CC_{STDEV}$ – the detections with low *CC*s and high $CC_{STDEV}$ are likely false alarms. The events consisting of a few arrivals with unreliable CC-detections are more probable to be invalid. Figure 10 also demonstrates that the MS-related PDF for $CC_{STDEV}$ has slightly higher amplitude above 0.3, but otherwise both distributions practically coincide. Eighty per cent of *CC*s have $CC_{STDEV}$<0.2 and only 1% has $CC_{STDEV}$>0.3.

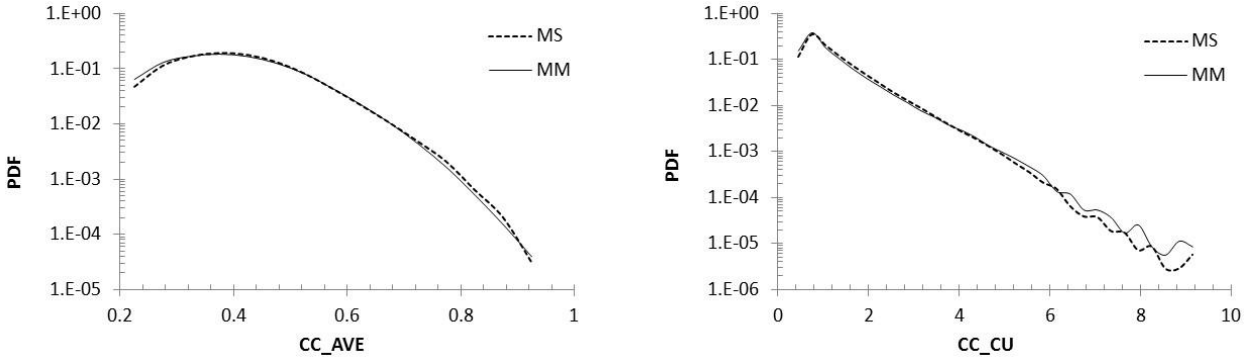



*Figure 9. PDF of $CC_{AV}$ (left panel) and $CC_{CU}$ (right panel) for all qualified event pairs*

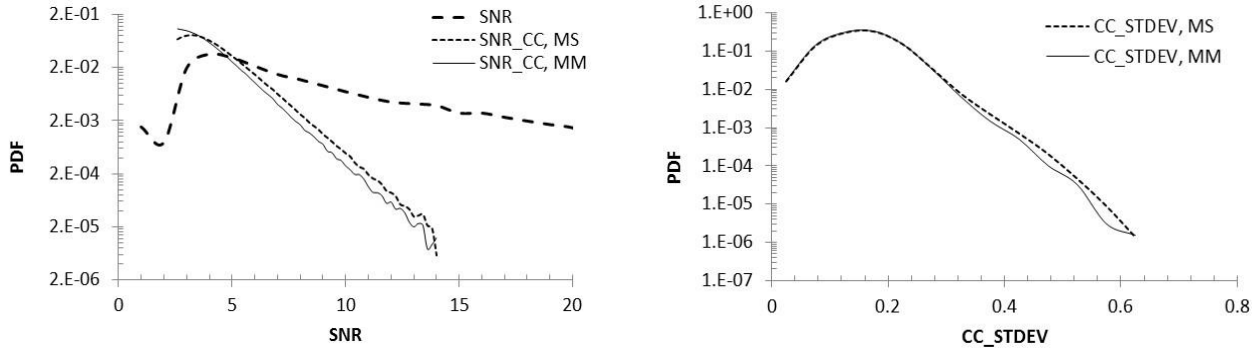



*Figure 10. PDF of SNR vs. $SNR_{CC}$ (left panel) and $CC_{STDEV}$ (right panel) for all detections in all pairs of correlating REB events. Notice the lin-log scale*

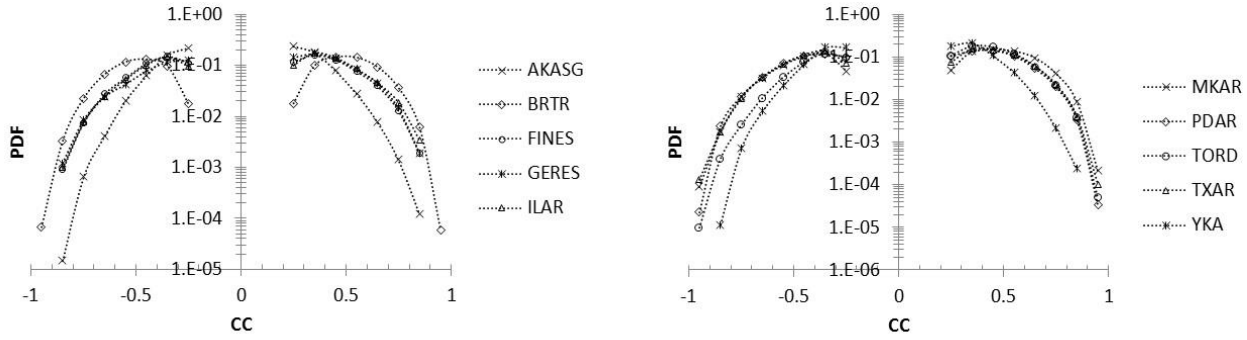



*Figure 11. PDF for CCs at ten IMS stations*

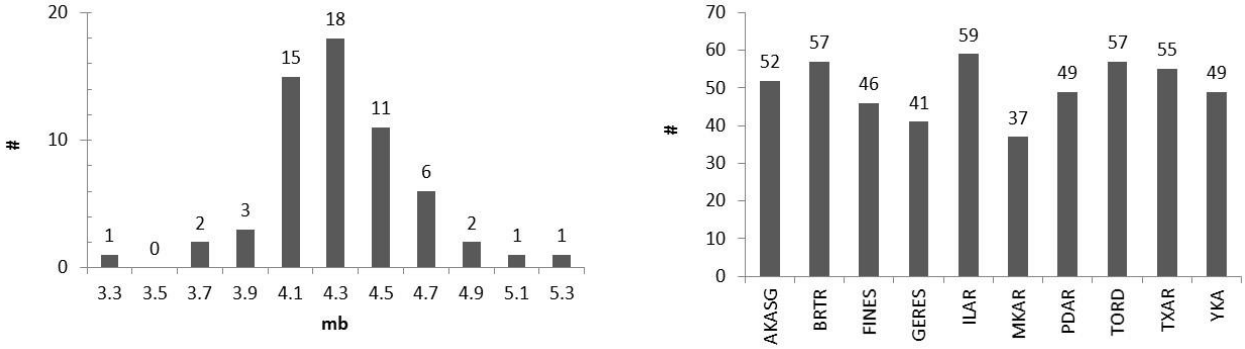



*Figure 12. Frequency distribution of magnitudes in 60 master events (left panel) and the number of templates with SNR>5 for ten stations (right panel)*

Figure 11 depicts ten PDFs for CC as estimated for 931 REB events. There are three stations with PDFs different from other seven: GERES, YKA, and BRTR. The latter curve has a prominent peak at 0.45. The other two stations show a much faster fall in the relevant PDFs, which is compensated by an increased density of positive (GERES) or negative (YKA) CCs.

From ten selected stations, four IMS stations are in North America and six on the other side of the Atlantic Ocean. Overall, the azimuthal coverage is not perfect and is characterized by low sensitivity to epicenter movement along the Mid-Atlantic Ridge. Station triplets on one side of the Mid-Atlantic Ridge can produce many false hypotheses based on similar errors in master/station travel times. Same effect is observed in standard IDC processing when three-station event hypotheses with poor azimuthal coverage (large azimuthal gap) have locations with confidence ellipses of 10,000 km2 and aspect ratios of 1:10 [36].

### FINDING EVENTS IN THE NORTH ATLANTIC

In this Section, our interest is focused on the North Atlantic due to its higher seismicity as measured by the IDC. We selected sixty master events from the REB and retrieved the corresponding waveform templates at ten IMS array stations from the IDC archive database to cover the Mid-Atlantic Ridge between 3º N and 60º N. All signals used as templates have SNR>5. Figure 12 depicts the frequency distribution of (IDC) body wave magnitudes for these 60 masters. Six events have mb(IDC)<4.0. Due to similar frequency content, the waveforms from these lower magnitude masters may cross correlate better with the smallest events. Right panel of Figure 12 displays the number of templates with SNR>5 for 10 stations. The best one is ILAR with 59 templates from 60. This does not contradict Figure 8, where ILAR demonstrates a higher level of cross correlation for the North Atlantic events. MKAR and GERES are the poorest stations.

As described in [33], [26], [28], we put the CC detection thresholds low: SNRCC>2.5 and |CC|>0.2. The back azimuth and slowness residuals for the detections associated with an XSEL event should not be out of ±20º and ±2 s/deg, respectively, from their theoretical values. The station/network RM residuals should be less than 0.7. The LA algorithm includes a constraint on the maximum azimuthal gap of 270º for the XSEL events.

At first, we processed the first half of 2009 and obtained 195,339 detections. There were 64,063 event hypotheses built in the LA process. We were using the origin time window of 6 s for slave events. After the conflict resolution (CR) between adjacent masters an XSEL containing 58,443 events was built with 177,520 associated arrivals (see Table 3 for details). Therefore, only a small portion of all detections was not associated with the XSEL events.

Only 135 events within the North Atlantic were reported in the REB during the same period. This enormous difference can be explained by various reasons. To exclude the possibility that these features are specific only for 2009, we processed the first half of 2012 and built 46,804 XSEL events, with 184 events in the REB. Therefore, the North Atlantic seismicity is likely higher than that reported by the REB, but the XSEL may contain many invalid events. The Mid-Atlantic Ridge is a tectonically active region. The sea floor spreading driven by mantle convection creates fresh crust and lithosphere in the ridge zone. This process is accompanied by extremely high heat flow and temperature gradients as well as active tectonic movements in the crust, which is subject to brittle fracturing. This is likely a permanent process generating low-amplitude signals or continuous noise especially well measured by the involved IMS arrays steered to the master events.

*Table 3. Statistics of detections and XSEL events*

| | Detections | | | Events | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | All | Assoc. | % | All | After CR | % |
| **2009** | 195339 | 177520 | 91 | 64063 | 58443 | 91 |
| **2012** | 178875 | 142167 | 79 | 58751 | 46804 | 80 |
| **2012_20** | 12899 | 8838 | 69 | 4048 | 2830 | 70 |

The reliability of a detection obtained by a given waveform template depends on the template length relative to the length of the slave signals. Routinely, we use frequency dependent time widows from 3.5 s to 6.5 s. For a middle-aperture ten-element array, these windows are enough to suppress random incoherent noise. For the coherent noise from the Mid-Atlantic Ridge, we increased the length of all widows approximately by a factor of four with the longest window of 20 s that reduced the number of events built for the first half of 2012 to 2,830 (line "2012_20" in Table 3). These events are more reliable and better reflect the true seismicity of the North Atlantic. However, longer windows also suppress weak signals from low-magnitude events and many true but short signals are likely missed.

Table 4 lists the number of detections for ten stations in four frequency bands used for cross correlation and detection. The detection performance varies significantly from station to station and with frequency band. Station TORD has the highest number of detections in 2009 and 2012: 31,386 and 26,774, respectively. For AKASG, the number of detection is unexpectedly low considering the level of cross correlation discussed in the previous Section. On average, four stations within North America have more detections than arrays in Eurasia, with TXAR being the most sensitive to signals from the northern part of the Atlantic Ocean.

Two lower frequency bands provide the largest portion of all detection at all stations except FINES and MKAR. We suggest that most of these detections are related to low-frequency and highly-coherent noise. These noise arrivals should be effectively eliminated by longer templates. At best stations, 20-second master signals reduce the number of detections by a factor of 10 to 50. Longer windows can be even more effective at higher frequencies. At FINES, the frequency band 2.0 Hz to 4.0 Hz gave the highest overall input because of the well-known ambient noise conditions.

In order to distinguish between valid and irrelevant detections we compare their principal properties. We analyze only those detections associated with events in the 2009 XSEL and two 2012 XSELs as obtained with standard and long templates.

*Table 4. Number of associated detections by ten IMS stations in four frequency bands*

| | AKASG | BRTR | FINES | GERES | ILAR | MKAR | PDAR | TORD | TXAR | YKA |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **2009** | | | | | | | | | | |
| **P0820** | 706 | 10723 | 1419 | 5006 | 13547 | 3977 | 7172 | 17212 | 13672 | 15488 |
| **P1530** | 781 | 7333 | 1040 | 2825 | 4074 | 4893 | 4308 | 4704 | 9444 | 2870 |
| **P2040** | 106 | 4750 | 2150 | 2083 | 4396 | 4079 | 2599 | 5876 | 5976 | 535 |
| **P3060** | 22 | 1190 | 1077 | 2437 | 485 | 1101 | 2002 | 3594 | 1768 | 100 |
| **Total** | 1615 | 23996 | 5686 | 12351 | 22502 | 14050 | 16081 | 31386 | 30860 | 18993 |
| **2012** | | | | | | | | | | |
| **P0820** | 1280 | 9635 | 733 | 4504 | 10017 | 2772 | 10003 | 12576 | 10091 | 11156 |
| **P1530** | 491 | 6808 | 714 | 1379 | 4805 | 3990 | 4726 | 5667 | 7975 | 3172 |
| **P2040** | 17 | 1715 | 1130 | 1464 | 4362 | 3321 | 2720 | 6227 | 4148 | 274 |
| **P3060** | 6 | 31 | 200 | 1 | 127 | 213 | 744 | 2304 | 667 | 2 |
| **Total** | 1794 | 18189 | 2777 | 7348 | 19311 | 10296 | 18193 | 26774 | 22881 | 14604 |
| **2012_20** | | | | | | | | | | |
| **P0820** | 104 | 1068 | 230 | 277 | 432 | 532 | 1473 | 1201 | 1383 | 364 |
| **P1530** | 7 | 266 | 112 | 6 | 70 | 125 | 61 | 254 | 127 | 43 |
| **P2040** | 0 | 86 | 64 | 78 | 144 | 76 | 18 | 101 | 77 | 5 |
| **P3060** | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 10 | 8 | 14 | 19 | 0 |
| **Total** | 112 | 1421 | 407 | 361 | 646 | 743 | 1560 | 1570 | 1606 | 412 |

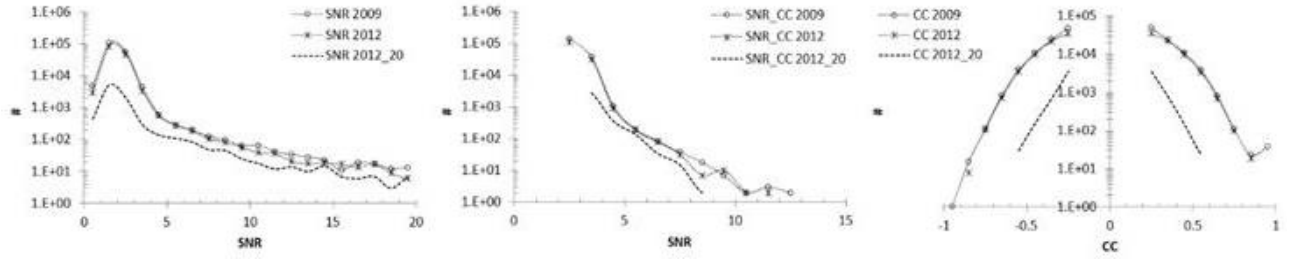



*Figure 13. The overall frequency distribution of SNR, SNRCC, and CC in three XSELs obtained in the first halves of 2009 and 2012. Dashed line represents the 2012 XSEL based on detections using 20-second-wide templates*

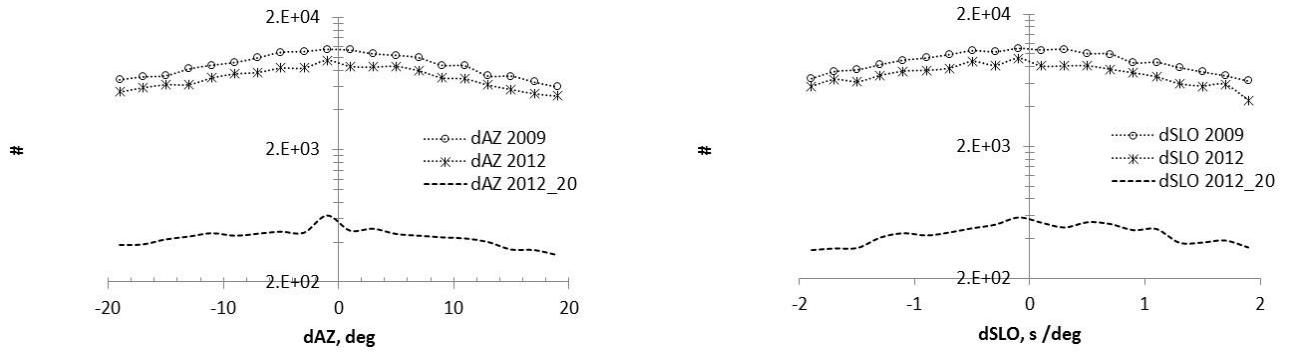



*Figure 14. The overall frequency distribution of dAZ and dSLO in three XSELs obtained in the first halves of 2009 and 2012*

Figure 13 shows that most of detections have small $SNR_{CC}$ and even smaller standard *SNR* indicating their low reliability. For proved detections from the REB in Figure 10, the distribution of $SNR_{CC}$ is practically exponential while the relevant distribution in Figure 13 has a sharp peak at 2.5. The exponential segment in these distributions starts at $SNR_{CC}$=5, with 333 and 330 detections having $SNR_{CC}$>6 in 2009 and 2012, respectively. Overall, the number of cross correlation detections could be reduced by two orders of magnitude when a higher $SNR_{CC}$ threshold is applied. This was the case for the aftershock sequence of the October 5, 2011 earthquake in the North Atlantic [33]. The distribution of *SNR* peaks between 1 and 2 and such detections are definitely not good for the REB. At the same time, the level of *CC* in Figure 13 for regular templates is similar to those in Figure 11. Longer templates lower the value of *CC* estimates for weak signals and noise.

These observations provide strong evidence that the low-SNR signals are rather related to the coherent noise or continuous low-amplitude signals from the Mid-Atlantic Ridge. In addition, the estimates of azimuth and slowness residuals in Figure 14 demonstrate almost uniform frequency distributions also indicating the coherent noise as the source of signals. It is especially important that all distribution have no prominent peak near 0, i.e. the signals with azimuths and slownesses different from those of the master event have the same chance to be associated. Therefore, the involved masters have a very limited azimuth and slowness resolution for low-SNR signals from the Mid-Atlantic Ridge.

The abundance of high *CC* detections is a challenge to the use of cross correlation for purposes of event building. The cross correlation properties of the built events might be helpful to distinguish between valid and irrelevant ones. Figure 15 depicts the frequency distributions of average and cumulative $CC_s$ for three studied XSELs. Most of the events have $CC_{AV}$ values much lower than those in Figure 9 for the REB events with the highest $CC_{AV}$ of 0.7. Three $CC_{CU}$ curves do not demonstrate the same exponential roll-off as the observed for 931 REB events. Most of these XSEL events are unreliable and likely invalid.

All three *RM* frequency distributions in Figure 16 peak at -0.7. The corresponding IDC magnitude estimates for these XSELs peak near 3.8. This could be the detection threshold for the North Atlantic if not the input of the coherent noise. The number of three station events shown in Figure 16 is by an order of magnitude larger than that of four station events. The events with five and more defining stations are more reliable and their total number does not differ between short (118 events) and long (91 event) template windows. In 2009, there were a few 9-and 10-station events, which were absent in 2012. It is likely that the events characterized by low $CC_{AV}$ and the average *RM* below -0.5 deserve rejection. In this study, we intentionally put all thresholds low and opened the XSEL for invalid hypotheses. Based on a well prepared training set, which should include valid and invalid events and detections, standard classification algorithms may be used for removing inappropriate hypotheses.

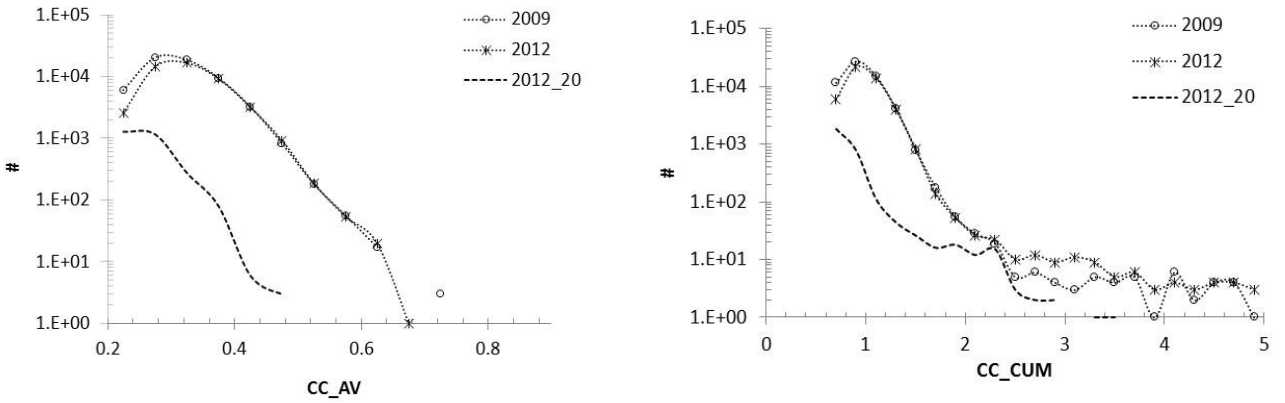



*Figure 15. The frequency distribution of the average and cumulative cross correlation coefficient of three XSELs obtained in the first halves of 2009 and 2012*

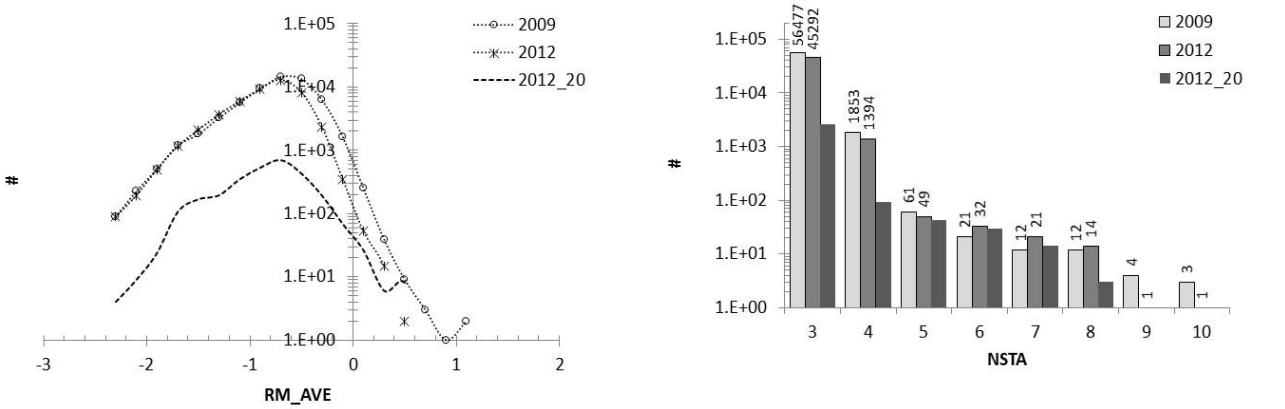



*Figure 16. The frequency distribution of the average relative magnitude and the number of stations in the XSEL events obtained in the first halves of 2009 and 2012*

In order to assess the portion of valid XSEL hypotheses machine learning was used. This procedure has been already tested on the example of the 2012 Sumatera aftershock sequence (Kitov et al., 2014). We successfully found approximately 700 valid XSEL hypotheses from the total number of ~2700 hypotheses applying a bootstrap aggregation (bagging) procedure for an ensemble of decision trees. We used the MATLAB TreeBagger construction for bagging. This result was confirmed by interactive review of valid and invalid XSEL hypotheses. Following the procedure developed in [37] we have compiled a dataset containing two classes of arrivals: valid and invalid. (It has to be noted that many "invalid" arrivals are consistent physical signals, which just cannot be associated with the events of interest.) The best way to select correct arrivals is the analyst review of all XSEL hypotheses. Since human resources needed for interactive review were not available for this specific purpose we selected those XSEL events having close origin times to the events reported in the ISC catalogue. The ISC is a major aggregator of regional seismological information and produces most accurate global catalogues, although with a two-year delay. The IDC is still a key contributor but may miss many events reported by regional networks.

For the first half of 2009, the not reviewed ISC catalogue for the northern part of the Atlantic Ocean includes 611 events (711 for the whole seismic region 32). The reviewed ISC catalogue has only 234 (323) events for the same period including 134 (231) events detected by the IDC. In both versions of the ISC catalogue, there are 73 events unique to the IDC. The difference between the reviewed and not reviewed ISC catalogues is mainly defined by the input of two agencies. The European Mediterranean Seismological Center (CSEM/EMSC) reported extra 194 events and the University of the Azores (PDA) added 157 events not confirmed by the ISC. These events belong to the Azores archipelago and the Gloria Fault. They are too small to be detected at teleseismic distances, even by the cross correlation technique.

Having origin times of 611 ISC events, we selected all XSEL event hypotheses within 40 s from the relevant ISC origin times. We use the origin time as a defining parameter since smaller events have poor locations and thus cannot be compared by their positions. The 40 s difference in origin times takes this mislocation in account. In total, there were 393 XSEL hypotheses within 40 s from at least one ISC event. However, we selected only 258 XSEL events for the training set.

Generally, big earthquakes create coda-waves consisting of a larger number of reflected/refracted waves repeating the direct P-wave. Due to the similarity of signal shapes and propagation paths, waveform cross correlation effectively detects these later arrivals and produces virtual events with slightly different origin times. We rejected 135 XSEL hypotheses from 393 because they were based on the coda waves. The set of invalid events was created by random choice of ~3% (1859) of the XSEL hypotheses far enough (600 s) from the ISC events.

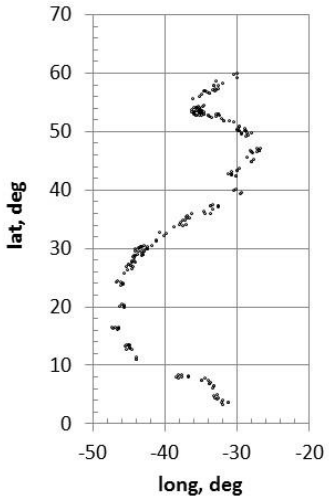



*Figure 17. Locations of 252 qualified XSEL hypotheses, which are new to the REB*

In total, the class of valid events included 1031 arrivals and there were 5631 invalid arrivals. We have classified 177,520 arrivals in 48,443 XSEL hypotheses with the MATLAB TreeBagger. After classification, there were 252 valid XSEL events defined by three or more valid arrivals. Figure 17 displays locations for these qualified XSEL events (new to the REB), which repeat the pattern of the Mid-Atlantic Ridge seismicity. To be included in the official REB, all selected hypotheses have to be confirmed interactively. As in our previous studies, cross correlation approximately doubles the amount of REB events and reduces the detection threshold by 0.4 magnitude units.

## CONCLUSION

We have investigated cross correlation between signals generated by earthquakes in the Atlantic Ocean and recorded by IMS array stations at teleseismic distances. It has been found that signals from the opposite ends of the Mid-Atlantic Ridge have similar shapes ($|CC|$ ~0.5). For arrivals with $SNR$>5, cross correlation coefficients may reach 0.7. For the weakest signals, cross correlation traces provide higher *SNRs* than those obtained from the original waveforms. This defines the advantage of cross correlation in detection.

As a contributor to the International Seismological Centre , the IDC makes the REB available to the broader seismological community. The IMS has an advantage of global coverage with array stations, which provide higher signal enhancement using cross correlation than that for standard beam forming. When applied to the IMS seismic data, cross correlation allows finding more qualified REB events that improves the completeness of the ISC catalogue and the quality of the ISC Bulletin.

We demonstrated the possibility of substantial improvements in the completeness of the IDC bulletin. The improvement of the IDC detection and monitoring threshold is most valuable for remote regions without regional networks. Having analysed the vast area of the Mid-Atlantic Ridge one can transport all general findings to other seismic regions poorly covered by seismic networks.

For the Atlantic Ocean, the gain from cross correlation is hindered by practically permanent generation of coherent noise associated with active tectonic and volcanic activity along the Mid-Atlantic Ridge. The cross correlation detector tuned to continental aftershock sequences [26] finds enormous number of weak signals, which are physically sound but cannot be associated with valid REB events . With increasing template length, these spurious detections are better suppressed. Unfortunately, many valid but weak signals are also eliminated. The high level of coherent noise from the ridge also affects the beam forming technique: the detection threshold for routine IDC processing is high and the number of REB events in region 32 is relatively low. All in all, the relative gain in detection provided by cross correlation in the Atlantic Ocean is as high as in different regions.

A larger portion of detections obtained using cross correlation with waveform templates from 60 master events have *SNR_CC* between 2.5 and 4.0. Our analysis showed their low reliability and limited usefulness for the XSEL. In addition, the estimates of relative magnitude, azimuth, and slowness residuals demonstrate uniform distribution also revealing coherent noise as the source of spurious arrivals. Many events are built by low *SNR_CC* detections with relatively high *CC*. These events are unreliable and deserve rejection. The *CC* and *SNR_CC* thresholds in this study were very low and opened the XSEL for invalid events. Machine learning and classification algorithms effectively remove these invalid hypotheses

## ACKNOWLEDGEMENTS

This publication has been produced with the assistance of the European Union, EU Council Decision 2010/CFSP of 26 July 2010.

## DISCLAIMER

The contents of this publication are the sole responsibility of the authors and can in no way be taken to reflect the views of the European Union and the CTBTO Preparatory Commission.

## REFERENCES


1. Woessner, J. Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitudeof Completeness and Its Uncertainty / J. Woessner, S. Wiemer // Bull.Seismol. Soc. Am., 2005. - vol. 95, N2, - pp. 684 – 698.
2. Kitov, I. Recurrence curves from the IDC catalogue / I. Kitov, D. Bobrov, J. Coyne // Geophysical Research Abstracts, 2011. - Vol. 13. - EGU2011-9780, EGU General Assembly 2011.
3. Bobrov, D. Comparison of recurrence curves from the IDC and ISC catalogues / D. Bobrov, J. Coyne, I. Kitov, R. Pearce // Proceedings of the Science and Technology 2011 Conference, Hofburg Palace, Vienna, Austria, 8 10 June.
4. Kim, W.-Y. Discrepancies between PIDC, ISC, and USGS seismic magnitudes / W.- Y. Kim, P. Richards, J. Granville // 23rd Seismic Research Review, Worldwide Monitoring of Nuclear Explosions, Jackson Hole, Wyoming, October 2 - 5, 2001.
5. Coyne, J. Chapter 17: CTBTO: Goals, Networks, Data Analysis and Data Availability / J. Coyne, D. Bobrov, P. Bormann, E. Duran, P. Grenard, G. Haralabus, I. Kitov, Yu. Starovoit // New Manual of Seismological Practice Observatory, ed. P. Bormann (forthcoming), 2012. - doi: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_ch17.
6. Kværna, T. North Korea's Nuclear Test: The Capability for Seismic Monitoring of the North Korean Test Site / T. Kværna, F. Ringdal, U. Baadshaug // Seismological Research Letters, 2007. - vol. 75. - pp. 487 – 497.
7. Geller, R. J. Four similar earthquakes in central California / R. J Geller, C. S. Mueller // Geophys. Res. Lett., 1980. - vol. 7, N10. - pp. 821 - 24.
8. Israelsson, H. Correlation of waveforms from closely spaced regional events / H. Israelsson // Bull. Seismol. Soc. Am., 1990. - vol. 80, N6. - pp. 2177 – 193.
9. Joswig, M. Master-event correlations of weak local earthquakes by dynamic waveform matching / M. Joswig, H. Schulte-Theis // Geophys. J. Int., 1993. - vol. ll3. - pp. 562 - 574.
10. Schaff, D.P. Waveform cross-correlation-based differential travel-time measurements at the Northern California Seismic etwork / D.P. Schaff, F. Waldhauser / Bull. Seismol. Soc. Am., 2005. – 95. – pp. 2446 - 2461, doi:10.1785/0120040221.
11. Schaff , D. P. On finding and using repeating events in and near China / D. P. Schaff , P. G. Richards // J. Geophys. Res., 2011. - 116, B03309, doi: 10:1029/2010/B007895.
12. Gibbons, S. J. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation / S. J. Gibbons, F. Ringdal // Geophys. J. Int., 2006. - vol. 165. - pp.149 – 166.
13. Schaff, D. Semiempirical Statistics of Correlation-Detector Performance / D. Schaff // Bull. Seismol. Soc. Am., 2008. – 98, - pp.1495 – 1507. DOI: 10.1785/0120060263
14. Schaff, D. P. One magnitude unit reduction in detection threshold by cross correlation applied to Parkfield (California) and China seismicity / D. P. Schaff, F. Waldhauser // Bull. Seismol. Soc. Am., 2008. - vol. 1006. - pp. 3224 – 3238.
15. Richards, P. The Applicability of Modern Methods of Earthquake Location / P. Richards, F. Waldhauser, D. Schaff, W.-Y.Kim // Pure and Appl. Geophys, 2006. - vol. 163. - pp. 351 – 372.
16. Schaff, D. P. Optimizing correlation techniques for improved earthquake location / D. P. Schaff, G. H. R. Bokelmann, W. L. Ellsworth, E. Zanzerkia, F. Waldhauser, G. C. Beroza // Bull. Seismol. Soc. Am., 2004. - vol. 94, N2. - pp. 705 – 721.
17. Schaff, D.P. Waveform cross-correlation-based differential travel-time measurements at the Northern California Seismic Network / D.P. Schaff, F. Waldhauser // Bull. Seismol. Soc. Am., 2005. - vol. 95. - pp. 2446 - 2461. DOI:10.1785/0120040221.
18. Waldhauser, F. Large-scale cross correlation based relocation of two decades of northern California seismicity / F. Waldhauser, D. P. Schaff // J. Geophys. Res., 2008. - vol. 113.
19. Yao, H. Subevent location and rupture imaging using iterative back-projection for the 2011 Tohoku Mw 9.0 earthquake / H. Yao, P. Shearer, P. Gerstoft // Geophys. J., 2012.- Int. DOI:10.1111/j.1365-246X.2012.05541.
20. Withers, M. An automated local and regional seismic event detection and location system using waveform correlation / M.Withers, R. Aster, C. Young // Bull. Seismol. Soc. Am., 1999. - vol. 86. - p. 657 – 669.
21. Gibbons, S. A waveform correlation procedurefor detecting decoupled chemical explosions / S. Gibbons, F. Ringdal // NORSAR Scientific Report: Semiannual Technical Summary, 2004. - No. 2, NORSAR, Kjeller, Norway. - pp. 41 – 50.
22. Gibbons, S. The detection and location of low magnitude earthquakes in northernNorway using multi-channel waveform correlation at regionaldistances / S. Gibbons, M. Bøttger Sorensen, D. Harris, F. Ringdal // Phys. Earth Planet. In., 2007. - vol. 160. - pp. 285 – 309.
23. Harris, D. An autonomous system for grouping events in a developing aftershock sequence / D. Harris, D. Dodge // Bull. Seism. Soc. Am. – 2011. - 101 oi:10.1785/0120100103.
24. Slinkard, M. Applying Waveform Correlation to Three Aftershock Sequences / M. Slinkard, D. Carr, C. Young // Bull.Seismol. Soc. Am., 2013. - vol. 103. - pp. 675 – 693. DOI: 10.1785/0120120058.
25. Kitov, I. Waveform cross correlation at the International Data Centre: comparison with Reviewed Event Bulletin and regional catalogues / I. Kitov, D. Bobrov, M. Rozhkov, P. Johansson // Geophysical Research Abstracts, 2013. - Vol. 15. - EGU2013-3913, EGU General Assembly 2013.
26. Bobrov, D. Perspectives of crosscorrelation in seismic monitoring at the International Data Centre / D. Bobrov, I. Kitov, L. Zerbo *// Pure Appl. Geophys.*, 2014. - vol. 171, nos. 3–5. - pp. 439 – 468.
27. Bobrov, D. Towards Global Seismic Monitoring of Underground Nuclear Explosions Using Waveform Cross Correlation. Part I: Grand Master Events / D. Bobrov, I. Kitov, M. Rozhkov, P. Friberg // Seismic Instruments, 2016. - vol. 52, No. 1. - pp. 43 – 59. DOI: 10.3103/S074792391601003
28. Kitov, I. The use of "grand master" events for waveform cross correlation / I. Kitov, D. Bobrov, J. Given // AGU Fall Meeting, 2012.- San-Francisco, 2-7 December 2012.
29. Kitov, I. Global Grid of Master Events for Waveform Cross Correlation: Design and Testing / I. Kitov, D. Bobrov, M. Rozhkov // Proceedings of the Science and Technology 2013. - Advances in Sensors, Networks, and Processing, 17-21 June, 2013, Vienna.

30. Bobrov, D. Towards Global Seismic Monitoring of Underground Nuclear Explosions Using Waveform Cross Correlation. Part I: Grand Master Events. Part II. Synthetic master events / D. Bobrov, I. Kitov, M. Rozhkov, P. Friberg // Seismic Instruments, 2015 - vol. 51, № 3. - pp. 22 – 46 (in Russian).
31. Rozhkov, M. The use of synthetic master events for waveform cross correlation / M. Rozhkov, D. Bobrov, I. Kitov // Geophysical Research Abstracts, 2013. - Vol. 15 - EGU2013-2763, EGU General Assembly 2013.
32. Selby, N. Relative location of the October 2006 and May 2009 DPRK announced nuclear tests using International Monitoring System Seismometer arrays / N. Selby // Bull. Seismol. Soc. Am., 2010. - vol. 100, N4. - pp. 1779 - 1784.
33. Bobrov, D. / On comprehensive recovery of an aftershock sequence with cross correlation / D. Bobrov, J. Coyne, I. Kitov, G. Turiomuruguendo // Proceeding of the EGU 2012, 22-27 April, Vienna. – 2012.
34. Gibbons, S. J. Seismic Monitoring of the North Korea nuclear test site using a multichannel correlation detector / S. J. Gibbons, F. Ringdal // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2002. - vol. 50, N5/ - pp. 1897 - 1909.
35. Schaff, D. Seismological Constraints on Proposed Low-Yield Nuclear Testing in ParticularRegions and Time Periodsin the Past, with Commentson “Radionuclide Evidencefor Low-Yield Nuclear Testingin North Korea in April/May2010” by Lars-Erik De Geer / D. Schaff, W.-Y.Kim, P. Richards // Science & Global Security, 2012. - -vol. 20. - pp. 155–171. DOI: 10.1080/08929882.2012.711183.
36. Pearce, R. Alternative approach to waveform event definition criteria / R. Pearce, I. Kitov, J. Coyne // Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Science and Technology 2011, Hofburg Palace, Vienna, Austria, 8 - 10 June 2011.
37. Kitov, I. The Use of Machine Learning in Seismic Monitoring at the IDC:Classification of Events Built with Waveform Cross Correlation / I. Kitov, D. Bobrov, M. Rozhkov // Proceedings of the Science and Technology 2013, Events and their characterization, 17 - 21 June, 2013, Vienna. – 2013.
38. International Seismological Centre, On-line Bulletin, http://www.isc.ac.uk, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2013. Data retrieved from the ISC web site on 23.04.2013

## ТОЛҚЫНДЫҚ ТҮРЛЕРДІ КРОСС-КОРРЕЛЯЦИЯЛАУЫН ҚОЛДАНУМЕН АТЛАНТИКА МҰХИТІНІҢ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҒЫН ЗЕРДЕЛЕУ

**Бобров Д., Китов И., Рожков М.**

***Ядролық сынақтарға жаппай тыйым салу туралы шартының Ұйымы***

Сейсмикалық мониторингтің аймақтық желілерімен қамтылмаған Атланика мұхиті түгеліне, ЯСЖТШҰ Халықаралық деректер орталығы мұрағатынан алынған негізгі толқындық түрлердің үлгілерімен толқындық түрлерді кросс-корреляциялау әдісін қолдану арқасында оқиғаларды табу табалдырығын 0.3-0.4 магнитуда бірлігіне төмендету жолымен, каталогтың шүбәсіздігін жақсарту мүмкіншілігі карастырылған.

## ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА С ПРИМЕНЕНИЕМ КРОСС-КОРРЕЛЯЦИИ ВОЛНОВЫХ ФОРМ

**Бобров Д., Китов И., Рожков М.**

***Организация по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний***

Рассмотрена возможность улучшения представительности каталога для территории всего Атлантического океана, не охваченного региональными сетями сейсмического мониторинга, путем уменьшения порога обнаружения событий на 0.3 – 0.4 единицы магнитуды, благодаря применению кросс-корреляции волновых форм регистрируемых сигналов с шаблонными образцами волновых форм, отобранными из архива Международного центра данных ОДВЗЯИ.

УДК 550.34

# THE COMPLEX CEPSTRUM – REVISITED

**R.C. Kemerait, J.T. Hertzog**

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

This conference, and our presentation, is a continuation of the research that was presented at this conference in 2014 [1]. We have greatly improved our cepstral processing, again focusing on the complex cepstrum form of deconvolution. This allows us to separate multiple explosions as well as provide depth estimates of seismic and hydroacoustic events.

As a refresher to the reader of the article that Dr. Kemerait published in 2014 [1], we will revisit some of the background presented at that time. In this 2014 article he referenced the 2004 IEEE Signal Processing magazine which published an article titled "From Frequency to Quefrency: A History of the Cepstrum" [2]. His 2014 article further mentioned the IEEE Proceeding 1977 article by D.G. Childers, D.P. Skinner, and R.C. Kemerait titled "The Cepstrum: A Guide to Processing" [3] The article is a good source and partially highlights the 40 plus years of Dr. Kemerait's career using the Cepstral techniques.

In the forty-plus subsequent years, Dr. Kemerait continued performing research utilizing the cepstral techniques on many diverse problems [3 - 6]; however, his primary research has been on the estimation of the depth of an underground or underwater event, either man-made or natural, since the depth estimate will have a direct effect on the estimate of the yield of the event. During these forty-plus years Dr. Kemerait started processing the associated data with the Power Cepstrum; however, he has since moved to spending more of his research time on the use of the de-convolution property of the Complex Cepstrum, as a more reliable procedure for estimating the depth of an event. This use has come with a price, however, that being the handling of the associated phase spectral information. Since the vast majority of the events of interest are neither minimum nor maximum phase, one has to tackle the phase unwrapping and linear phase removal problems.

The first author has, in the past, applied these complex cepstrum techniques to a wide variety of data, including biomedical data such as EEG, EKG, and visual-evoked responses. Other applications are on hydroacoustic data that determines the "bubble pulse" frequency and the depths of the explosion and the water column. He has also researched using the cepstral techniques on ground penetrating radar data to determine the existence of underground tunnels and their depths, as well as hazards in coal mining operations. Finally, he has used cepstral techniques on radar, speech, machine diagnostics, seismic, and infrasound data as well. This paper demonstrates some of our more current research with the emphasis on seismic and infrasound data.

## BACKGROUND

There are a number of terms that have been used to describe this research, i.e., Homomorphic Deconvolution; Complex Cepstrum (including the liftering of the Complex Cepstrum); minimum-phase, maximum-phase, non-minimum phase sequences; weighting of time-series; and the traditional Power Cepstrum.

However, to put these concepts in their proper perspective, we should start with the problem(s) that we are attempting to solve. In this research we are utilizing primarily seismic data; however, we will rely, at times, on associated infrasound data. For completeness, we are attempting to answer the following questions: What is the depth of the event being investigated? Is the event a single explosion or multiple explosions (i.e., a ripple fire event)? What is the best estimate of the magnitude of this event and its corresponding yield? Finally, is this event located underground or underwater, and is it natural or man-made?

As explained in our references, the origin of the cepstrum started with the situation where one has a signal, with an echo of this signal forming the given time series. This situation is found in many applications, and is represented by equation (1):

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

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

$$[X(f)]^2 = [S(f)]^2 [1 + \alpha^2 + 2\alpha\cos(2\pi f\tau)] \quad (2)$$

As shown in Bogert, et al. (1963) [7], the power spectral density of a signal plus an echo has the form of an envelope that modulates a periodic function of frequency. Since the logarithm of a product is the sum of its individual parts we are left with equation (3).

$$C(f) = \log [X(f)]^2 \quad (3)$$

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

Using classical spectral analysis, we see that C(f) can be viewed as a waveform with an additive periodic component, whose "fundamental frequency" is the echo delay time.

Another concept that Dr. Kemerait has employed in his research is that of "time series weighting." When time series weighting is used, it is accomplished by multiplying the input time series by the function (a) raised to the nth power. The value of (a) is usually given values between 0.999 and 0.997, and (n) is the specific

sample. Thus, the first sample of the input time series is multiplied by 0.999, the second sample by 0.999 squared, the third sample by 0.999 cubed, etc. One way of explaining this weighting process is to say that it drives the input waveform to be closer to (or perhaps equal to) a minimum phase sequence; however, we prefer to think of this weighting process as a spectral smoothing process; of course, both concepts are correct. Previous research has also used values of (a) that were greater than 1.000; which drives the input signal toward being more maximum phase.

**ILLUSTRATION OF TECHNIQUE**

In order to demonstrate this process, we start by using modeled data. Thus, we have employed a simple model thought to represent an infrasound signal representing an explosive signal generated just above the earth's surface. The Israeli experiments, conducted in February 2011 and presented later in this research, appear to justify the use of this model. In this modeling example we start with the simple mathematical model, add an attenuated version (in-phase or out-of-phase) to itself, and add white noise to this composite waveform. Now we can accomplish several desired-controlled features, which are as follows:

- By increasing the additive noise, we cause the simple (modulo $2\pi$) algorithm to degrade (making it more representative of actual seismic and/or infrasound data).
- To gain insight into the degradation of the resulting complex cepstrum, we compare it with the computed power cepstrum which, of course, does not use the phase information.
- To gain insight into the benefit of time series weighting (spectral smoothing on the resultant phase spectrum), we observe the resulting Power and Complex Cepstrums after the initial time series is weighted .
- To simulate the required Nyquist filtering, we bandpass filter our model.
- We observe the deconvolved signal model by comparing it with the starting time series.

We have found that the three areas (refer to the block diagram in Figure 1) where we have made substantial improvements are the input signal, the liftering box, and the output of the process as indicated in this block diagram. Specifics are as follows:

- Referring to the input, we intend for our processing window to contain just two phases, the P-phase and the associated depth phase. We have observed that iterating (i.e., selecting several window lengths) and then observing the processed complex cepstral results of each window length adjustment is beneficial to the overall results.
- Referring to the liftering box in Figure 1 (labeled Linear Filter), we have added a Prune1 capability. This function only removes the single cepstral peak that is selected. By doing this step we can more easily time align the output deconvolved signal with the input time series, making the comparison much quicker and easier.
- Referring to the Output of the total process, we observe the benefit of the above two steps AND the result which we are after, the epoch time of the depth phase (if the two signals match). Matching means that the two signals overlay up until the time of the peak being removed. After this time the signals should start to diverge because the destructive interference has been removed. If this is not the observation; the indication is that the wrong sequence of peaks has been liftered.

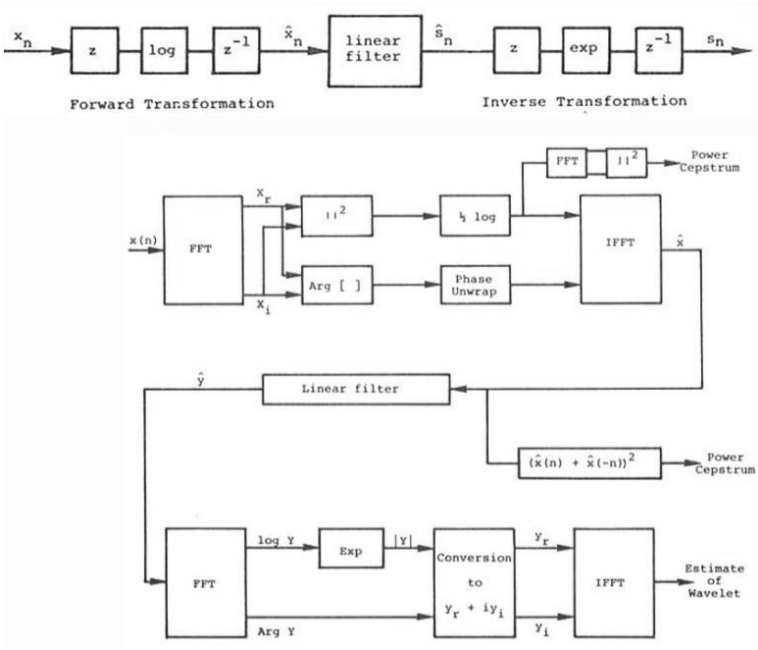
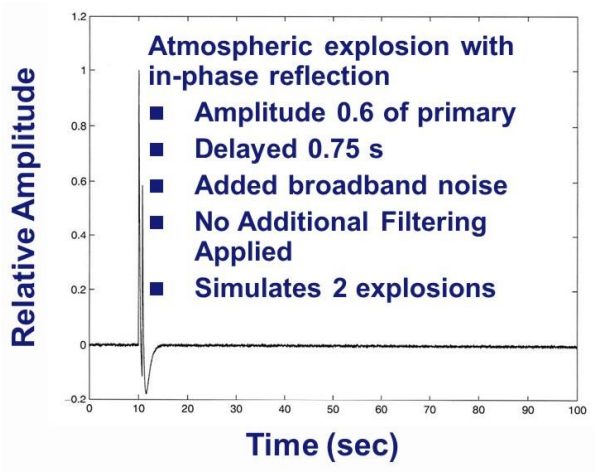


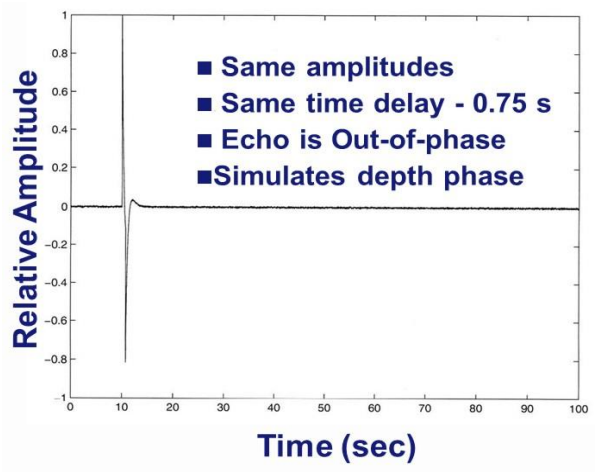

*Figure 1. The Cepstrum Procedures (research is accomplished by adjusting the input x(n), the linear filter (used to remove peaks caused by echo) and observing the estimate of wavelet (the deconvolved signal)*

**PROCESSING RESULTS**

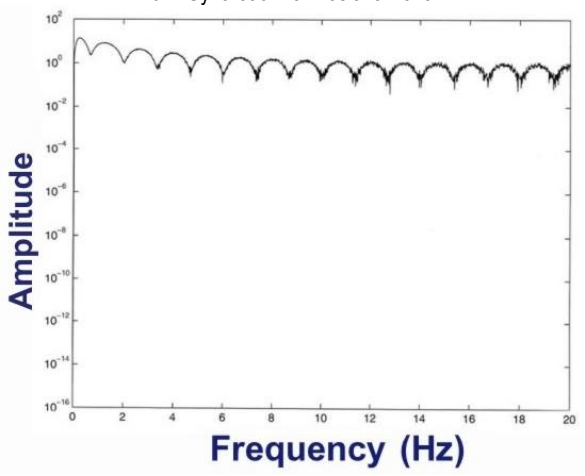
The results of this research demonstrate the capability of the Complex Cepstrum technique to identify and separate multiple explosions, such as ripple fire explosions, and to estimate the depth of underground (and underwater) events, natural or man-made. Since the output is time, the process assumes the analyst knows an accurate estimate of the associated velocity, so that the times are properly converted to depths. The modelled data (demonstrated in Figures 2, 3) are extremely useful in evaluating the adjustment of cepstral processing parameters when processing a typical set of data of interest.



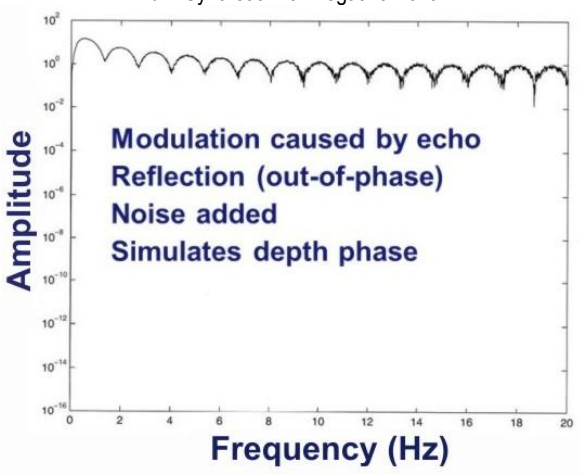

a – Synthetic with Positive Echo



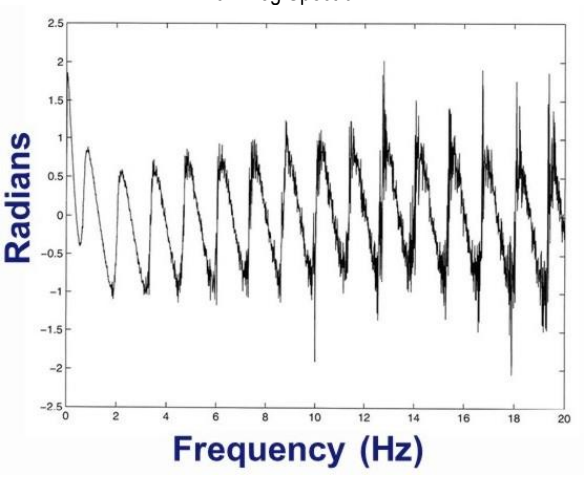

b – Synthetic with Negative Echo



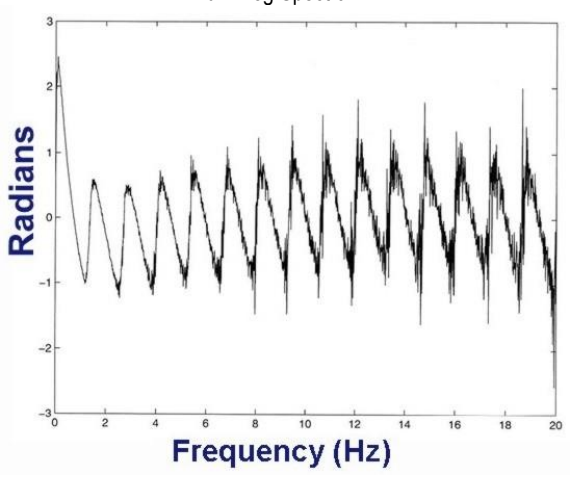

c – Log Spectrum




d – Log Spectrum



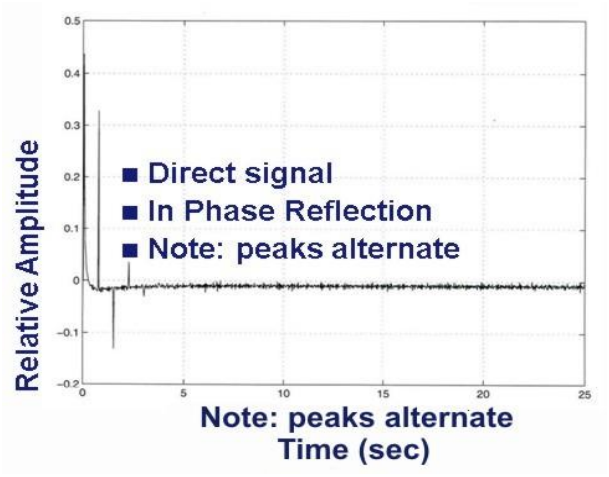

e – Unwrapped Phase Spectrum. In - phase Echo+Noise



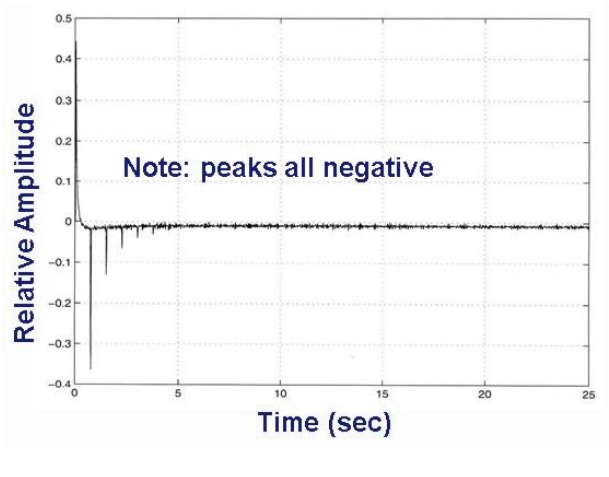

f – Unwrapped Phase Spectrum. Out – of – phase Echo+Noise

*Figure 2. Complex Cepstrum Interim Steps for Modeled Data*

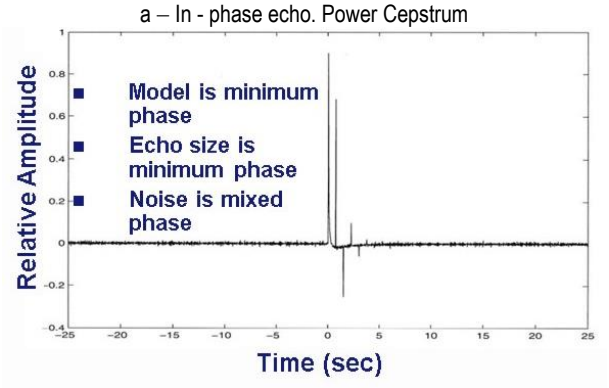
The two sets of Israeli explosion data (shown in Figures 4 and 5) nicely demonstrated how multiple events can be distinguished and separated, while the NK data (Figure 6) is an important event where the depth estimate is also very important. In addition, the Israeli explosion data illustrates the benefit of over-sampling of the time series data. By comparing the Israeli explosion data, which was sampled at 1000 samples per second, with the NK seismic data (Figure 6), sampled at 40 samples per second, one sees the possible benefit of increasing the sample rate by comparing the unwrapped phase spectrums of these events.



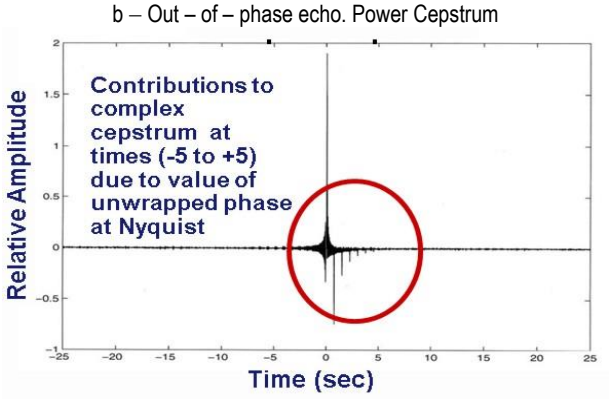

a – In - phase echo. Power Cepstrum




b – Out – of – phase echo. Power Cepstrum

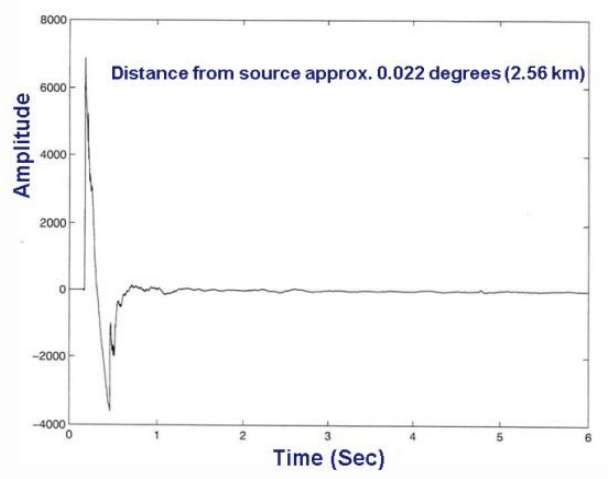



c – In - phase echo. Complex Cepstrum

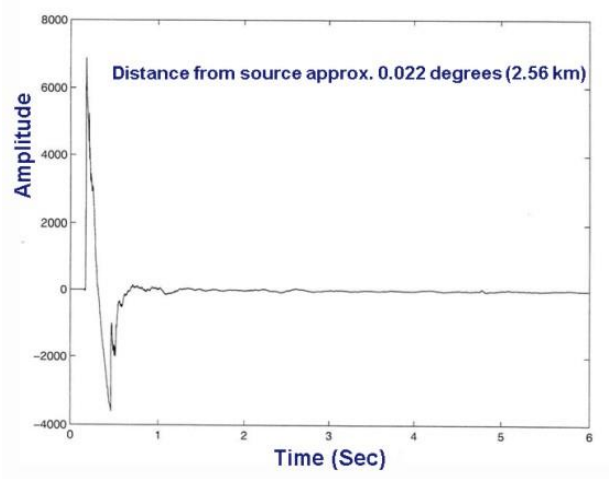



d – Complex Cepstrum

*Figure 3. Comparison of Resultant Cepstrums for Modeled Data*

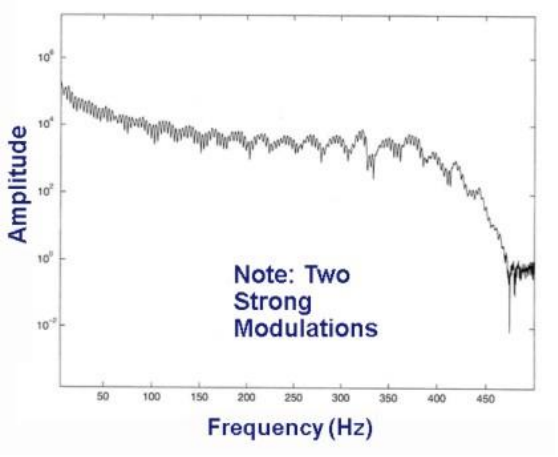



a – Close-in Infrasound Data. NS3A 10 Ton Source Signal

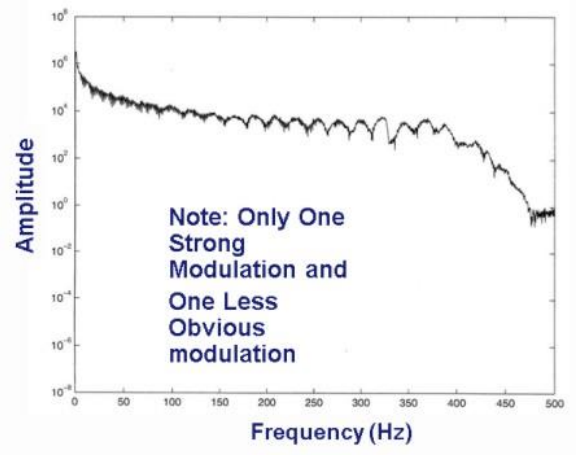



b – Close-in Infrasound Data NS3B 100 Ton Source Signal

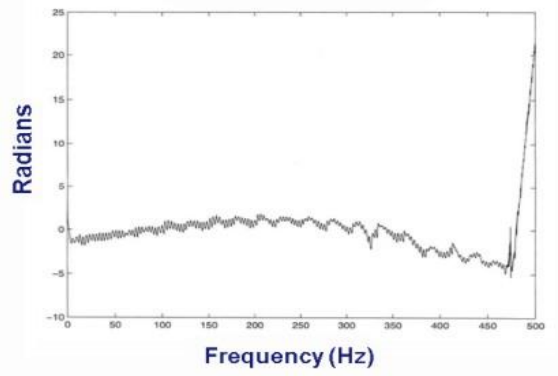
*Figure 4. Comparison of Complex Cepstrums for 10 Ton & 100 Ton Surface Explosions*



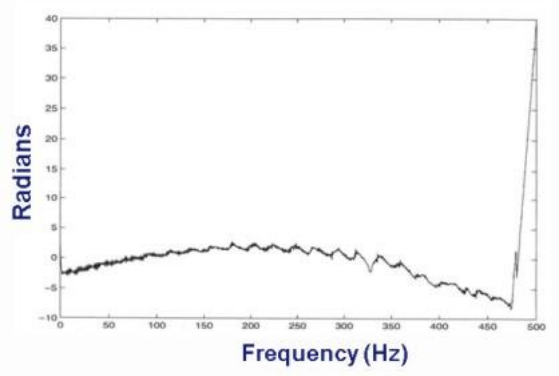

c – Log Spectrum (10 Ton)



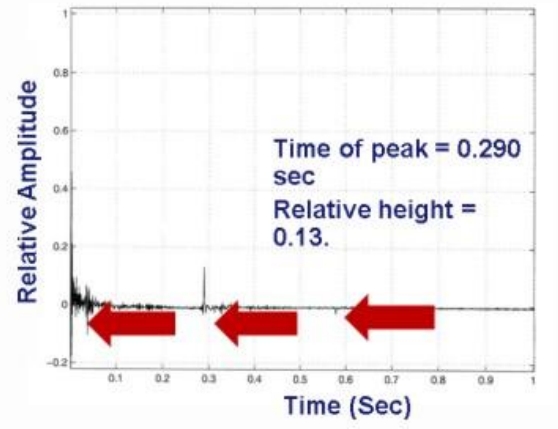

d – Log Spectrum (100 Ton)



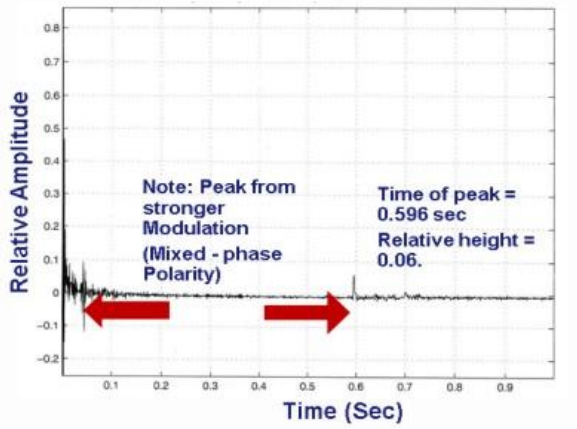

e – Unwrapped Phase Spectrum. NS3A (10 Ton)



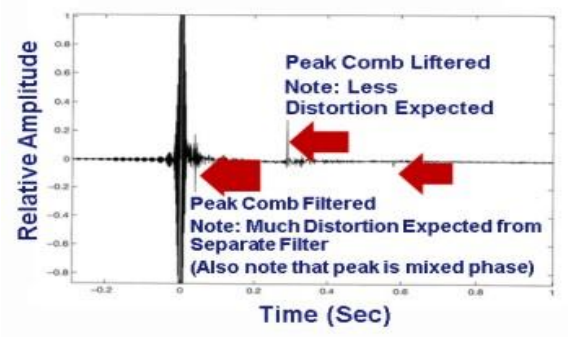

f – Unwrapped Phase. Spectrum NS3A (100 Ton)



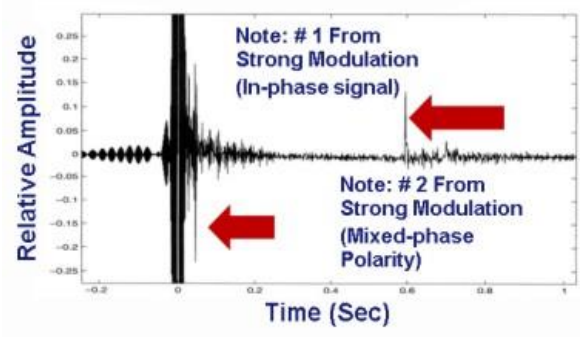

g – NS3A – 10 Ton Event. Power Cepstrum




h – NS3B – 100 Ton Event. Power Cepstrum

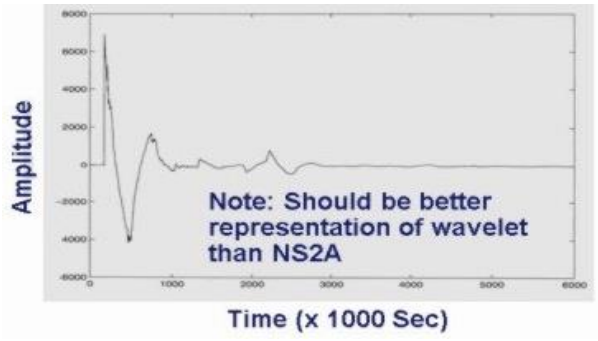



i – Complex Cepstrum. NS3A 10 Ton Event

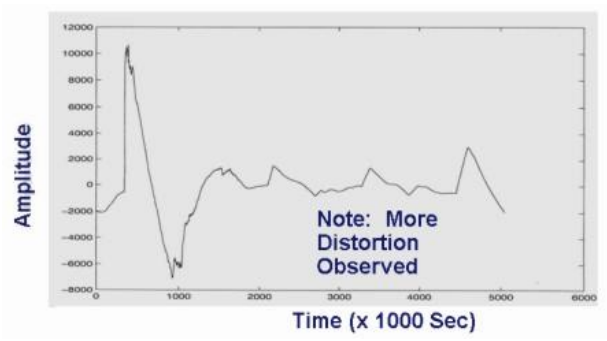



j – Complex Cepstrum NS3B 100 Ton Event

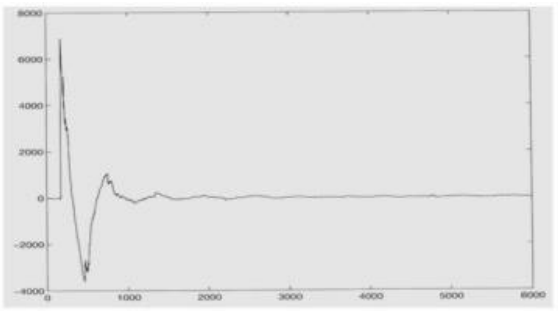
*Figure 4 (continued). Comparison of Complex Cepstrums for 10 Ton & 100 Ton Surface Explosions*



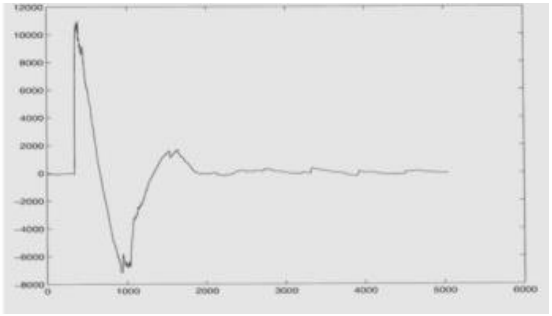

a – Recovered Wavelet NS3A 10 Ton Explosion



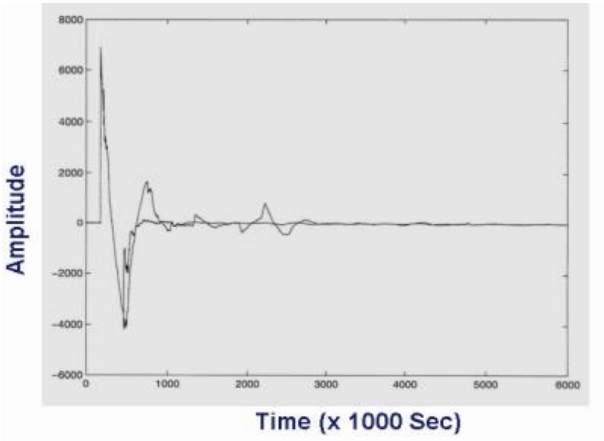

b – Recovered Wavelet NS3B 100 Ton Explosion



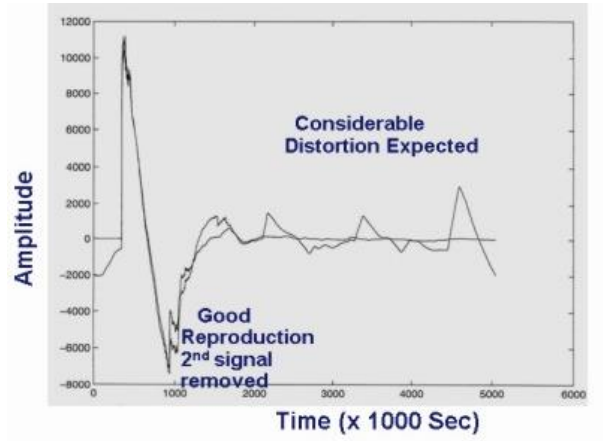
c – Recovered Wavelet NS3A (Improved Lifter)



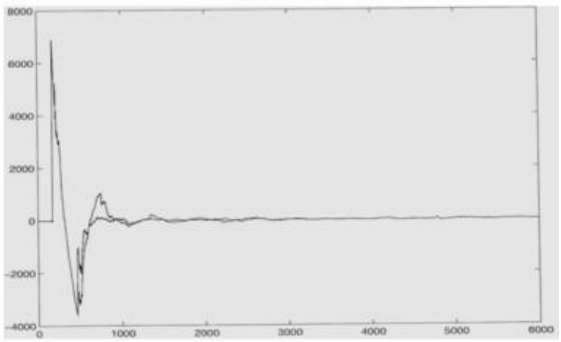
d – Recovered Wavelet NS3B (Improved Lifter)



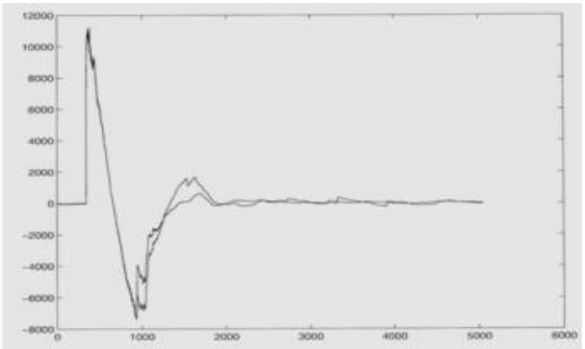

e – Recovered Signal Overlaid on Original Signal




f – Recovered Signal Overlaid on Original Signal

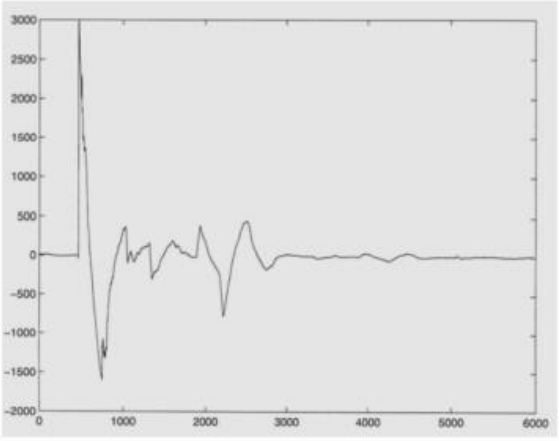


g – Recovered Signal Overlaid on Original Signal

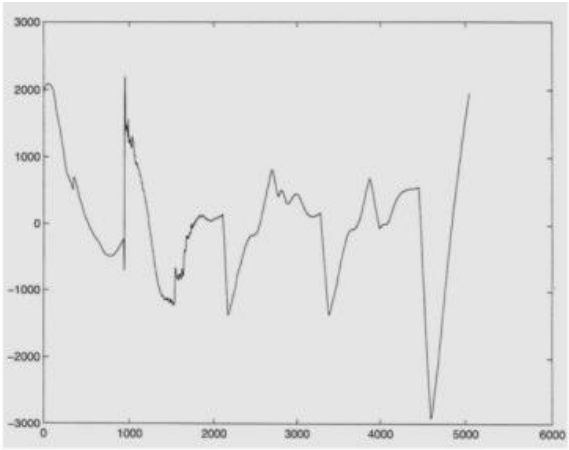


h – Recovered Signal Overlaid on Original Signal

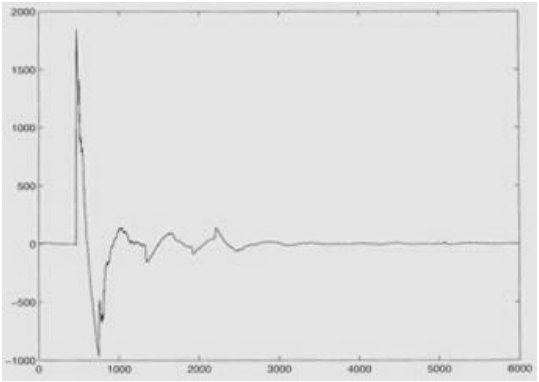
*Figure 5. Comparison of signals for 10 Ton & 100 Ton Surface Explosions (Three pairs of signals)*



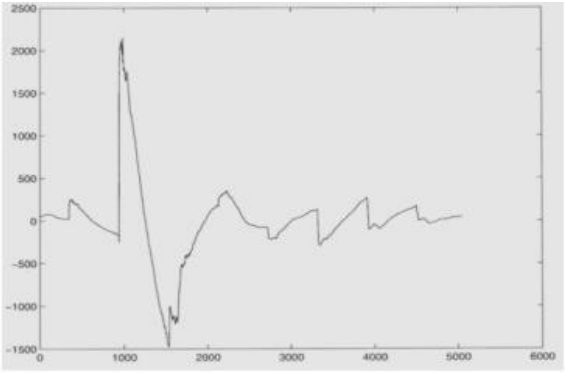
i – NS3A Original Time Series Minus Recovered Wavelet



j – NS3B Original Time Series Minus Recovered Wavelet

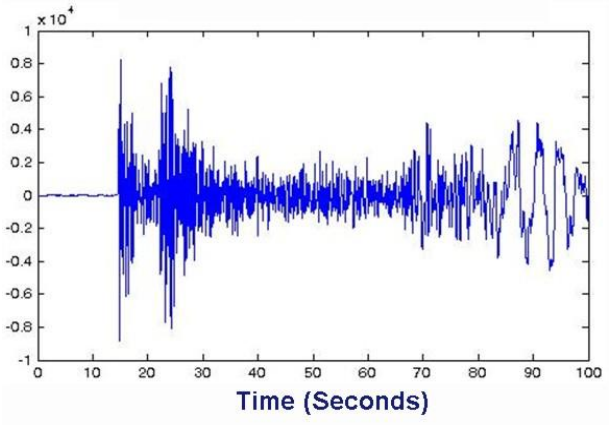


k – NS3A Original Time Series Minus Recovered Wavelet #1

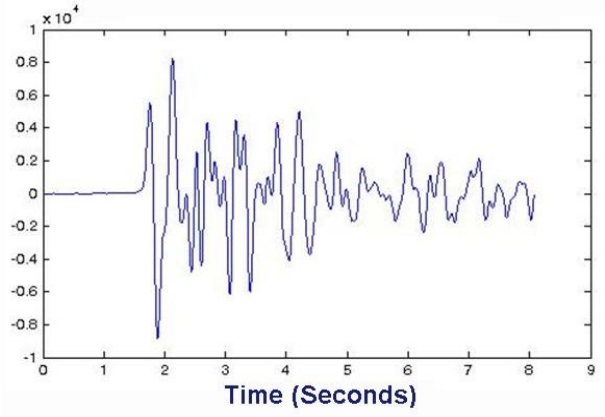


l – NS3B Original Time Series Minus Recovered Wavelet #2

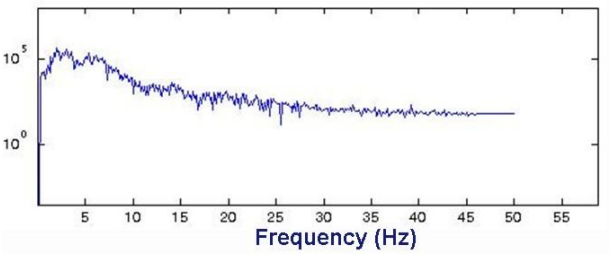
*Figure 5 (continued). Comparison of signals for 10 Ton & 100 Ton Surface Explosions (Three pairs of signals)*



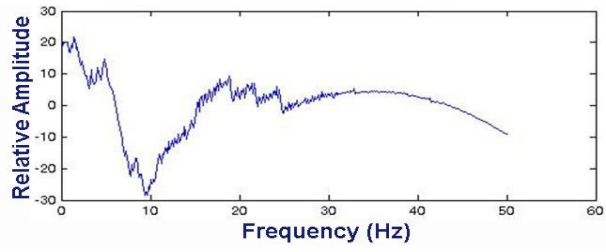

a – Raw Waveform Signal




b – Windowed Waveform Signal

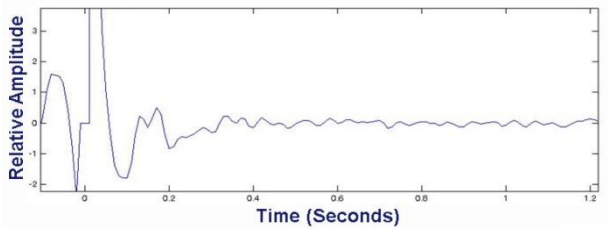



c – Log Spectrum

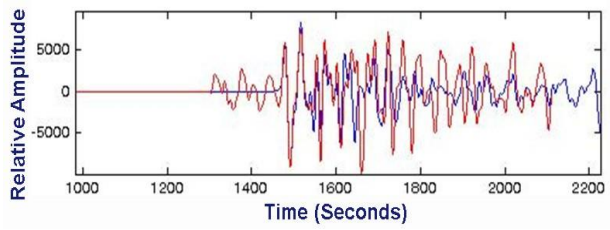



d – Unwrapped Phase Spectrum

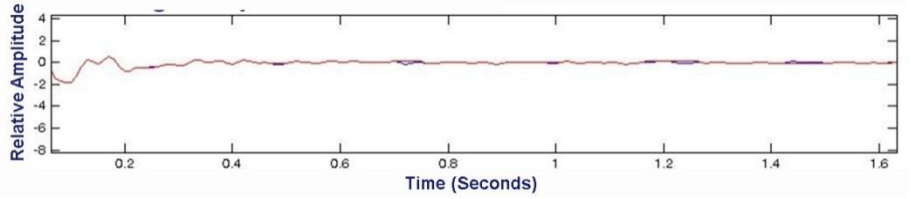
*Figure 6. Analysis of 2016 NK event at station MDJ*




e – Expanded Complex Cepstrum




f – Overlay of Deconvolved & Input Signals




g – Liftered Complex Cepstrum. Resulting in Depth Est 750 Meters

*Figure 6 (continued). Analysis of 2016 NK event at station MDJ*

Finally, our results demonstrate how phase unwrapping errors can be reduced, or eliminated, by simply multiplying the time series by a simple weighting function, artificially making the input sequence appear more toward minimum phase before applying the cepstral process. When the weighted time series replaces the modeled time series (top right waveform in Figure 2, the "blob" in Figure 3 (red circle, bottom right) is eliminated. This "blob" was caused by an error in the unwrapping of the phase spectrum. It should be noted that the resultant waveform must be unweighted before making measurements such as magnitudes and/or yield estimates.

## SUMMARY/CONCLUSIONS

In this research paper we have shown typical results from our latest version of the Complex Cepstrum process. As discussed previously, the complex cepstrum is usually used to identify whether there are multiple events, such as ripple fire explosions and the depth of an underground explosion or earthquake, by estimating the time difference between the initial P-phase and the second P-phase, or its associated depth phase (pP phase). With these scenarios in mind, we started by building models for each and then processing the two models. Figure 1 shows in block diagram form the process. Figures 2 and 3 indicate the several steps of the process on the two modeled waveforms.

Figures 3, 4, and 5 show how the process works for the multiple explosion case, except here we use the two positive phases by employing data with the initial explosion phase and the resulting rarefication phase. (The results are the same as those obtained from two closely spaced explosions in time). Our estimate of the initial explosion is given in Figure 5 (top two sets of figures), with the rarefication phase estimates being shown in the bottom two sets of figures. We are using two sets of figures in an attempt to demonstrate the critical nature to the Liftering (Filter Box in Figure 1.) We accomplished this comparison by a more careful liftering of the data in removing the cepstral peaks.

Finally, Figure 6 demonstrates the results of the process on an underground explosion where we are indicating the depth as obtained by this process. It should be pointed out that this depth estimate compares favorably with other depth estimates of this event obtained by quite different methods.

## FUTURE WORK

Future work should primarily address improving the phase unwrapping problem. References [8], [9] may help address this problem. Another method that should be investigated further is the liftering of the complex cepstrum. It is our belief that the "noise" which is observed overlapping the cepstral peaks is mostly caused by multiple errors in the phase unwrapping portion of the algorithm. If one were to apply a predictive lifter to remove the peaks of interest, while not disturbing this "noise," this might be another method in circumventing the unwrap problem. Since we showed the apparent benefit of over-sampling of the time series in the processing of the Israeli explosions, it would be of interest to accomplish this over-sampling on other sets of seismic data to assess this possibility. Of course, if one concentrates on using the power cepstrum for the problems addressed here, this difficult problem goes away.

## REFERENCES

1. Kemerait, R.C. Another view of the history of the cepstrum / R.C. Kemerait // NNC RK Bulletin, Research and Technology Review, National Nuclear Center of the Republic of Kazakhstan, 2014 - .Issue 2(58). – P. 95 – 98.
2. Oppenheim, A. V. From frequency to quefrency: a history of the cepstrum / A. V. Oppenheim, R. W. Schafer // IEEE Signal Processing Magazine, 2004. – V. 21, Issue 5. – P. 95 – 108.
3. Childers, D.G. The cepstrum: A Guide to Processing / D.G. Childers, D.P. Skinner, R.C. Kemerait // Proceedings of the IEEE, 1977. – 65. – P. 1428 – 1443.

4. Kemerait, R.C. Signal detection and extraction by cepstrum techniques / R.C. Kemerait, D.G. Childers // IEEE Trans Inf Th, Nov 1972. – Issue 6. – P. 745 – 759.
5. Kemerait, R.C. Signal detection and extraction by cepstrum techniques, PhD. Dissertation, Univ. of Fl. 1971.
6. Kemerait, R.C. A multidimensional approach to seismic event depth estimation / R.C. Kemerait, A.F. Sutton // Elsevier, Geoexploration, 1982. - Vol. 20, Issues 1-2. – P. 113 – 130.
7. Bogert, B.P. Quefrency analysis of time series for echoes: Cepstrum, pseudo-autocovariance, cross-cepstrum, and saphe-cracking / B.P. Bogert, M.J.R. Healy, J.W. Tukey // Time Series Analysis, Rosenblatt, Ed., 1963, - P. 209 – 243.
8. Tribolet, J. A new phase unwrapping algorithm / J. Tribolet// IEEE Trans. On Acoustics, Speech, and Signal Processing, 1977. – 25, 2, – P. 170 – 177.
9. Herra, R. Revisiting Homomorphic Wavelet Estimation and Phase Unwrapping / R. Herra, M. van der Baan // Recovery – 2011 CSPG CSEG CWLS Convention, 2011 – P. 1 – 4.

## КЕШЕНДІ КЕПСТР – ҚАЙТА ҚАРАУ

**Кемерейт П.Ч., Хертцог Дж. Т.**

***Әскери-әуе технологияларын қолдану жөніндегі орталығы, Флорида, АҚШ***

Нәтижелері 2014 ж. конференцияда [1] көрсетілген зерттеулерді жалғастыруына мақалада, деконволюция түрінде кешенді кепстерді пайдалнуына бағытталған, едәуір жақсартылған әдістемесі келтіріледі. Бұл бір неше жарылыстарды бөлуіне, сонда-ақ сейсмикалық және акустикалық оқиғалардың тереңдігін бағалауын камтамасыз етуіне мүмкіншілік береді.

## КОМПЛЕКСНЫЙ КЕПСТР – ПЕРЕСМОТР

**Кемерейт П.Ч., Хертцог Дж. Т.**

***Центр по применению военно-воздушных технологий, Флорида, США***

В продолжение исследований, результаты которых были представлены на конференции в 2014 г. [1], в статье приводится значительно улучшенная методика кепстральной обработки, ориентированная на использование комплексного кепстра в форме деконволюции. Это позволяет выделить несколько взрывов, а также обеспечивает оценку глубины сейсмических и гидроакустических событий.

УДК 534.2

# INVESTIGATING WIND EFFECTS ON LONG-DISTANCE INFRASOUND AMPLITUDE

**J.T. Hertzog, D.A. Clauter**

***Air Force Technical Applications Center, Florida, USA***

With access to numerous historical nuclear atmospheric test data at multiple test sites from the 40's, 50's and 60's, we have investigated the effects of stratospheric winds on the amplitudes of infrasound signals for distances up to 17500 kilometers. The raw amplitudes data set had a large amount of scatter with distance. After normalizing the amplitudes for yield, a large amount of scatter remained. This prompted an attempt to reduce amplitude scatter by correcting for stratospheric wind.

## INTRODUCTION

Previous studies have shown that stratospheric wind, during specific times throughout the year at near distances influence the amplitude pressure wave by creating 'theoretical ducting' or 'no ducting' on the wavefront [1 - 5]. We extract the zonal and meridional winds from source to receiver propagation path using the Horizontal Wind Model (HWM14) database. An attenuation propagation constant k is derived from the slope of a least-squares best fit by plotting yield-normalized amplitude $A_n$ and associated wind vector $V_d$. The k-constant is derived for each infrasound station location and associated testing site location to determine the stratospheric waveguide multiplying factor $10^{-kVd}$. We determine an average k-constant as a function of distance at each nuclear test site location for the wind correction, and find the slopes of the k-constants are on the order of $10^{-2}$ to $10^{-3}$ seconds/meter and are, on average, slightly smaller values to findings by [6]. Overall, we find that the distance attenuation of the uncorrected-wind amplitude data with respect to distance is not statistically different than the corrected-wind amplitude data, having a standard error of ±1.06 and ±1.03 respectively. We therefore propose that other mechanisms, such as variations in yield-normalization, spatiotemporal changes in the atmosphere, must play a large role in producing the observed scatter in the long-range infrasound amplitudes.

Ever since the dawn of the first atmospheric nuclear test (Trinity) detonated in a remote part of New Mexico in 1945, there has been great interest in understanding the physics of energy propagation in the earth's interior, in the atmosphere and the sea. From the period between 1951 and 1963, there were a large number of atmospheric tests conducted by the United States as well as the USSR [16]. The United States conducted a large number of atmospheric nuclear tests at the Nevada Test Site (NTS) and several islands throughout the Pacific Ocean. The USSR atmospheric nuclear test sites were located at Novaya Zemlya (NZ) and Semipalatinsk. These nuclear tests were detected by a global network of infrasound stations operational at various times during the period of atmospheric testing (Figure 1).

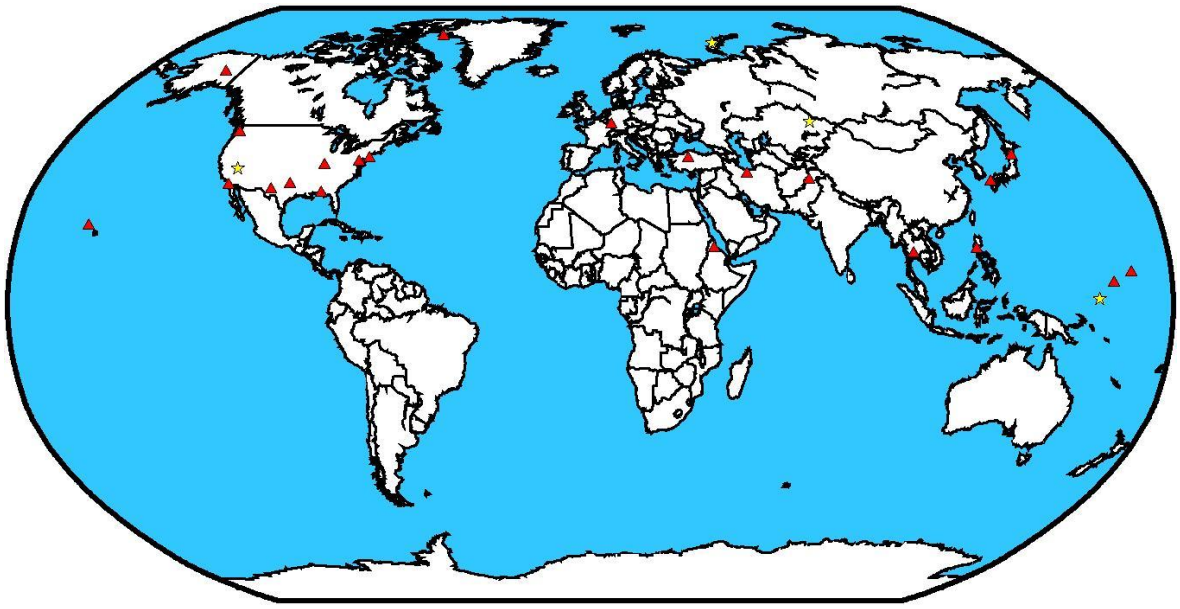


*Figure 1. Global map showing the location of operational stations (red triangles) during the period of atmospheric testing along with each of the test site locations (yellow stars)*

Infrasound is the science of the investigation of low frequency sound waves, characteristically less than 20 Hz, which are inaudible to the human sense of hearing. Some common classes of man-made infrasound sources are nuclear and chemical explosions. These two classes of infrasound signals have been of considerable interest for the past fifty years. One particular area of focus is determining and refining the detection capabilities of the International Monitoring System (IMS) in support of the Comprehensive Test Ban Treaty (CTBT) [1, 2, 6 - 10]. These cap ability studies aim at determining the probability of detection of an infrasonic source by the IMS network.

The success of the capability modeling depends on a determination of how the infrasound pressure amplitude interacts with and attenuates in the atmosphere with respect to distance as it propagates from source to receiver. One dominant mechanism determined from near-field data [6], is wind effects. There are numerous propagation models based on ray tracing [11], parabolic equation (PE) [8 ] and other various numerical modeling techniques; however, many of these models are based on previous studies that empirically derive the effect winds have on a wave-front out to only a few hundred kilometers from the source [6]. Other studies investigate atmospheric nuclear explosion data out to further distances, but use a smaller data set than presented here, and do not take the impact due to the winds into consideration [1]. Several modeling studies rely on the empirically derived attenuation distance formulations for simulations that determine the capability to detect infrasound signals globally.

## DATA

Data were extracted and compiled from reports of various nuclear tests from 1951 to 1963. These data consisted of amplitudes, yields, distances from source to receiver, height of bursts (HOB), periods, travel velocities and other information on the individual tests. Most of the original signals were recorded graphically on paper tape, and some others on magnetic tape, in addition to amplitude and period extracted and recorded in tabular form in reports. The infrasound sensor equipment consisted of condenser microphones equipped with linear pressure-averaging pipe arrays around 1000 feet long to reduce background noise due to atmospheric turbulence. The maximum 0 – peak amplitude, recorded in dynes/cm$^2$ and convert to Pascal (dyne/cm$^2$ = 0.1 Pascal), was used for each test, since the maximum amplitude contains the best signal-to-noise ratio (SNR).

We then corrected the raw amplitude data for instrument response, and then applied wind corrections to the amplitude data. The wind corrections were made using an empirical wind model and incorporating the HWM14 data set [12] The HWM14 database consists of a compilation of wind data measurements by a ground-based 630 nm Fabry-Perot Inferometer which collected data throughout the equatorial and polar regions. Additional data were provided by using cross-track winds from the Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explorer (GOCE) satellite [13]. HWM14 is an open source, time-dependent wind database containing zonal and meridional winds for specific latitudes, longitudes and altitudes [13]. The compiled HWM14 dataset consists of a grid file containing nearly 24 million rows of associated location, day of year, altitude, and wind data.

## METHODOLOGY

We use a stratospheric wind estimation model evaluating zonal and meridional winds at 50 km taken along the propagation path from source to receiver. Zonal and meridional winds were extracted from HWM14 stepping every 1 degree latitude and longitude. It is shown by wave-front arrivals that the wave-front propagation is heavily influenced by the stratosphere waveguide [4 - 6]. The wind values were evaluated at 50 kilometers altitude since the wave propagation spent most of its time in the stratosphere at far field distances. Associated day of the year for each of the events were taken into consideration because of the change in winds on a day to day basis [13]. Note that we did not consider the changing propagation conditions during the travel time of the wave. The variation in wind vectors can be seen in Figure 2 for the first day of the months of January, April, July and October.

As indicated data were corrected for instrument response at an observed period and subsequently scaled accordingly for yield. The HWM14 wind data was then used to correct for wind effects. For each source/receiver propagation path we match 50 data points representing 50 equal distance segments to the origin time of the event, and the latitude and longitude of wave-front propagation. At each of the 50 points the azimuth of the receiver, as seen from the source, and distance interval between each point is determined.

A formula for scaling amplitudes by analyzing atmospheric propagation and effects was developed by the American National Standards Institute [14] where:

$$A_o = C \cdot \left( R / W^m \right)^p . \quad (1)$$

In Equation 1, $A_o$ is the observed amplitude, $C$ a proportionality constant, $R$ is the distance in kilometers, $W$ is yield in kilotons (kt), $m$ is a yield-scaling exponent and $p$ a distance-scaling exponent. Previous studies have rewritten Equation 1, since $R$ is near constant for each source station pair and amplitude is scaled by yield empirically expressed in Equation 2 so that:

$$A_o = A_c W^n , \quad (2)$$

where

$$A_c = CR^p . \quad (3)$$

For Equation 2, $n$ is equal to $-pm$ as the yield scaling exponent. In this study, $A_c$ is the amplitude at the infrasound station for unit yield (Equation 3).

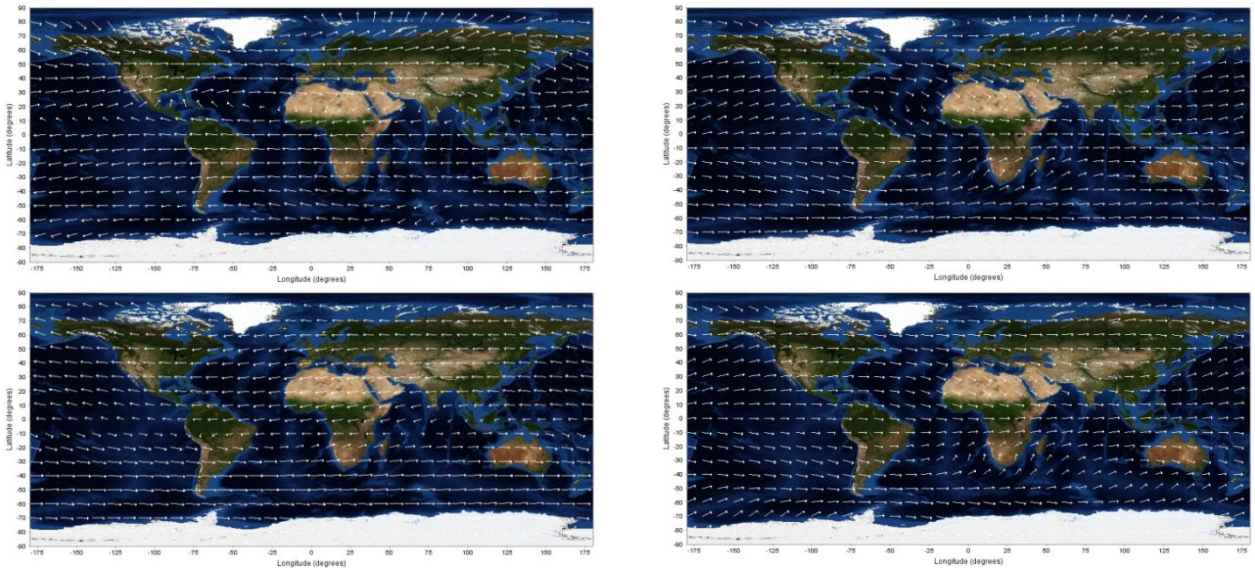


*Figure 2. Illustrated stratospheric wind vectors (white) for four periods throughout the year. January (upper left), April (upper right), July (bottom left) and October (bottom right). The Map was generated using HWM14 data in NetMOD [15]*

We extracted the wind-path parameters from HWM14 for a specific date and time of the test event and modify Equation 2 for stratospheric signal amplitudes (Equation 4) (after [6]).

$$A_{cs} = A_s W^{-n} \cdot 10^{-kVd} \tag{4}$$

In Equation 4, $A_{cs}$ is the wind and yield corrected stratospheric signal amplitude and $A_s$ is the observed stratospheric signal amplitude at a given station. Here we designate a value of ½ to the exponent $n$ which theoretically characterizes acoustic waveform propagation as cylindrical spreading in the stratosphere [6]. For Equation 4, $k$ is a distance-dependent wind attenuation empirical constant (in seconds/meter) derived by extracting the slope from a least-squares best fit on $V_d$ (in meters/second) versus log yield-normalized stratospheric signal amplitude $A_n$, where $A_n = A_s W^{-n}$. $V_d$ is the sum of the zonal and meridional HWM14 wind vectors calculated using Equation 5.

$$V_d = V_Z \cdot sin(\theta) + V_M \cdot cos(\theta) \tag{5}$$

For Equation 5, $V_Z$ and $V_M$ are the zonal and meridional winds, respectively. These two wind components were extracted from the HWM database, and $\theta$ is the azimuth along the propagation path from the source to the receiver. Using Equation 5 we observe that if the azimuth trends towards 0 or 180 degrees, there will be a greater influence on the meridional winds and inversely, as the azimuth trends towards 90 or 270 degrees the zonal winds will have more influence on the wind vector calculation. We average $V_d$ across the propagation path using Equation 6 by creating 50 equidistant segments $D_i$ and using the zonal and meridional winds at each segment $i$ from the source to receiver for any given event and station pair.

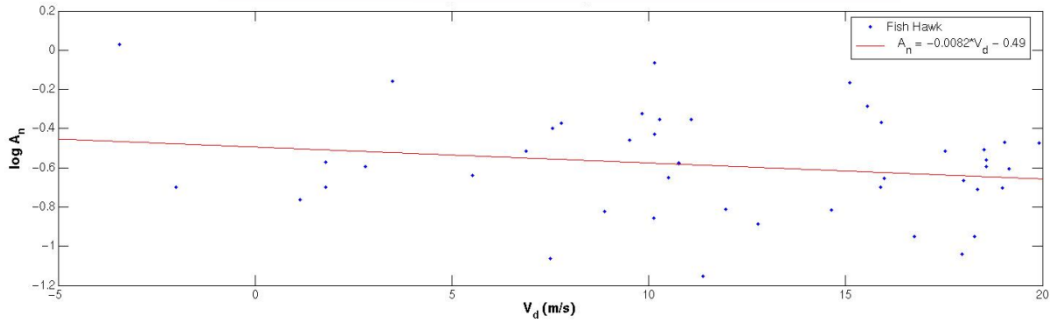
$$V_d = \frac{\sum \left( D_i \cdot \left( V_{Z_i} \cdot sin(\theta_i) + V_{M_i} \cdot cos(\theta_i) \right) \right)}{\sum D_i} \tag{6}$$

As an example of determining the $k$-constant (slope of the least-squares fit), the station Fish Hawk was analyzed for each nuclear testing site (Figure 3). Station Fish Hawk in the Philippines is approximately 4500 km, 5500 km, 7700 km and 11700 km from the Pacific, Semipalatinsk, Novaya Zemlya and Nevada nuclear test sites, respectively. Also noted from Figure 3 is that after the amplitude has been yield-normalized, there still remains a large amount of scatter within the data set when plotted against the wind vector $V_d$. This scatter leads to a larger uncertainty on the empirical parameter $k$ as a function of distance for each test site (Figure 4).

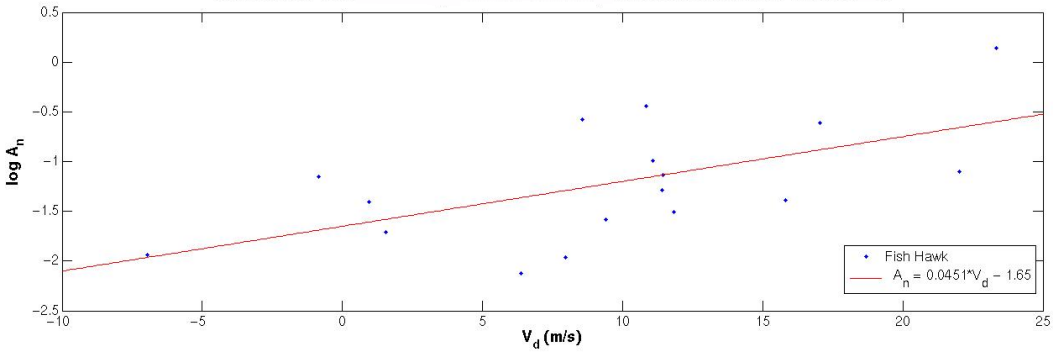
## RESULTS/DISCUSSION

We derived $k$-constants at each station/source pair by deriving the slope of the least-squares fit to $V_d$ versus $A_n$ data and determine an overall $k$-constant versus distance relationship for each station location at each test site (Figure 4).

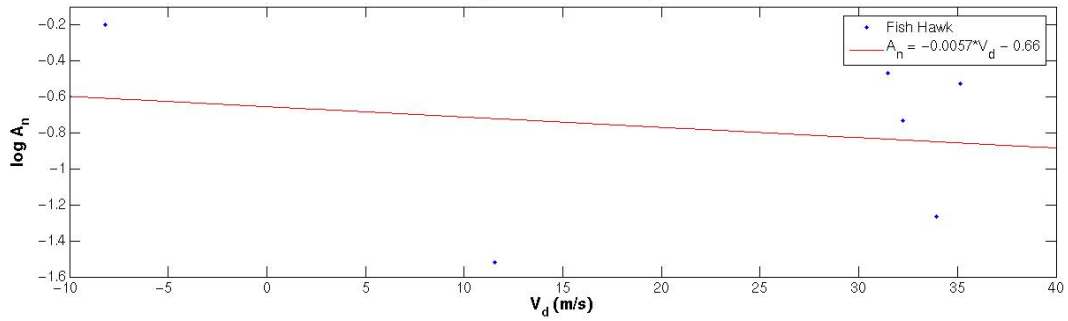
Figure 4 illustrates that as distance increases; the empirically derived $k$ for each station versus distance tends to decrease except for the test site Semipalatinsk where the $k$-constant increases with increasing distance. Our calculations show that the overall distance-dependent $k$-constant wind attenuation factors that are, on average, slightly less than the results discovered by [6] (Table 1 and Figure 5), who analyzed amplitudes only out to distances of about 120 to 220 kilometers. The wind-corrected yield-normalized amplitude $A_{cs}$ was calculated using Equation 4 with observed amplitudes, the empirical wind factor $k$-constant, and the wind vector term $V_d$.



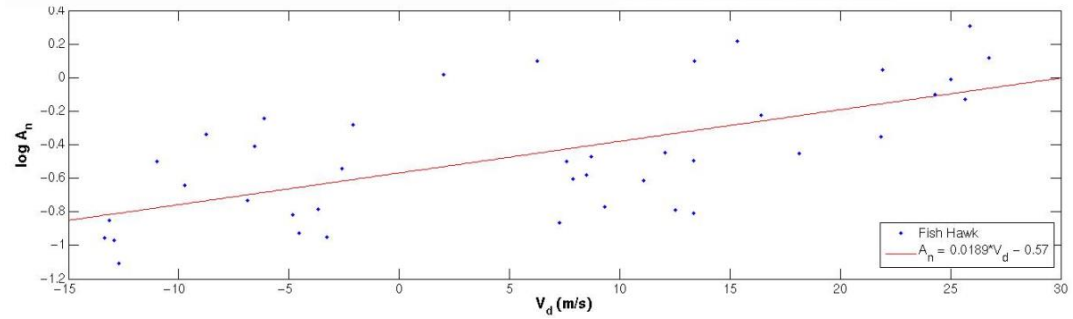

a) Yield – normalized amplitude ($A_n$) and wind vector ($V_d$) at station Fish Hawk (Philipines) for NZ




b) Yield – normalized amplitude ($A_n$) and wind vector ($V_d$) at station Fish Hawk for Semipalatinsk




c) Yield – normalized amplitude ($A_n$) and wind vector ($V_d$) for station Fish Hawk at NTS




d) Yield – normalized amplitude ($A_n$) and wind vector ($V_d$) for station Fish Hawk at Pacific test sites

*Figure 3. Determining the wind attenuation factor (k-constant) by extracting the slope of the line of a least-squares fit at one of the stations (Fish Hawk) calculating the wind vector ($V_d$) from HWM14, and log yield-normalized ($W^{0.5}$)amplitude ($A_n$) at NZ (a), Semipalatinsk (b), NTS (c) and Pacific (d) nuclear testing sites*

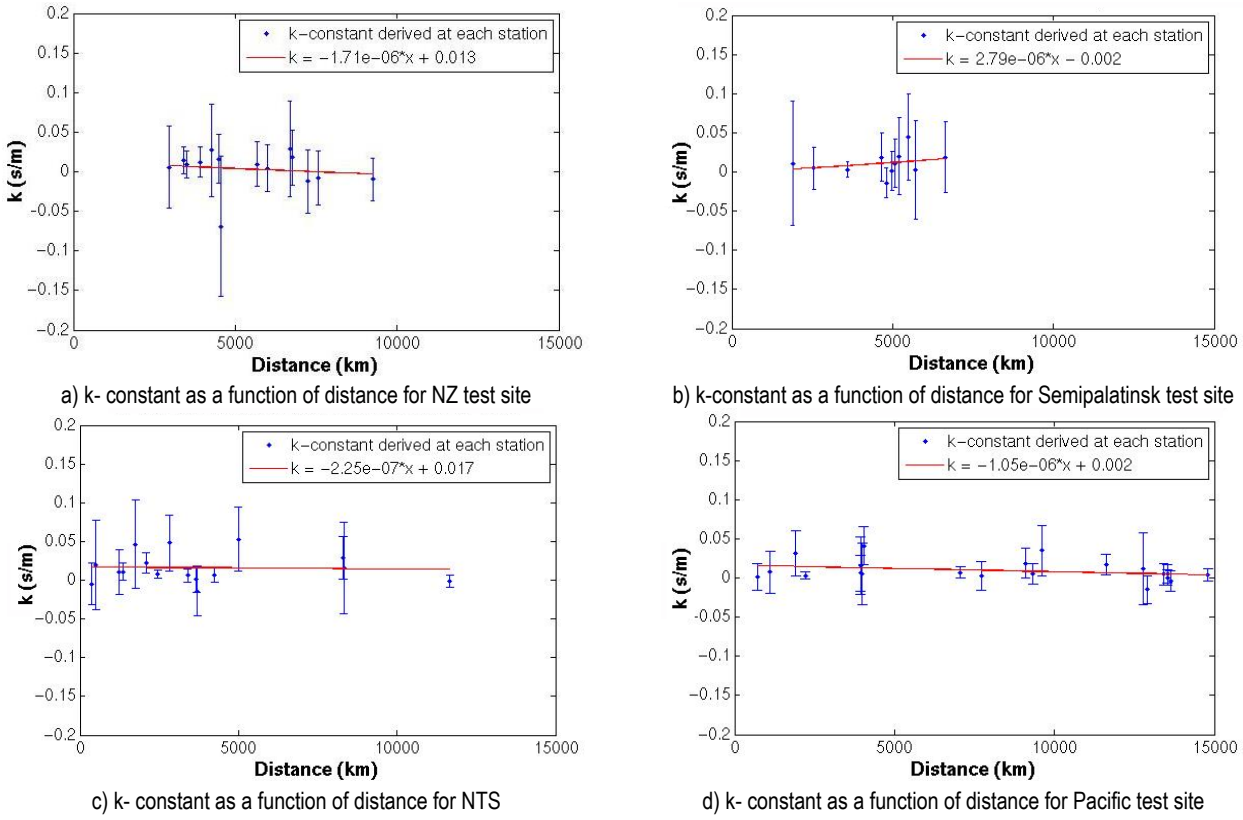



*Figure 4. Variation in k-constant with respect to distance for each test site standard deviation using two degrees of freedom*

The empirical wind correction, $10^{-kVd}$, has a negligible effect on resulting amplitudes, and thus a large amount of scatter remains in the amplitude data set, on the order of about two to three magnitudes in the wind corrected amplitude versus distance data set (Figure 6). A statistical fit to the distance attenuation of the uncorrected-wind amplitude data is not statistically different than the corrected-wind amplitude data in having a standard error for the attenuation of the slope of the distance of ±1.06 and ±1.03 respectively. Our results demonstrate that using a *k*-constant value term as a function of distance for all four test sites contributes minimally at further distances with respect to wind being a mechanism for amplitude scatter. In fact, for each of the test sites, it is apparent that the wind has less influence with increasing distance except at the test site Semipalatinsk. For Semipalatinsk this positive slope may be due to the fact that fewer data were available at this location than the other test sites or there is some other mechanism in the propagation path. Physically these results indicate that the atmospheric sound waves spread out and propagate along numerous paths at 1000's of kilometer distances from the source, and the overall impact due to the wind with respect to distance is negligible. We find that the amplitude distance attenuation relationship of the uncorrected-wind amplitude data with respect to distance is not statistically different from the corrected-wind amplitude data, with a slope approaching −1 expected for cylindrical spreading and having a standard error of ±1.06 and ±1.03 respectively. Thus, for stratospheric winds at far distances, the wind correction only provides a very minor improvement. This study shows that correcting for the stratospheric winds for a given source to receiver path and date is insufficient to adjust observed amplitude scatter at far distances. There must be a mechanism that is contributing to the amplitude scatter with distance other than the winds. This result leads to a question of "what is the mechanism controlling the large scatter in amplitudes at long range distances?"

*Table 1. k-constant (s/m) variation with distance determined for each test site and all test sites combined, where x is distance in km*

| Test Site | *k(x)* |
|---|---|
| Novaya Zemlya | $-1.71e^{-06*} x + 0.013$ |
| Semipalatinsk | $2.79\ e^{-06*} x - 0.002$ |
| Nevada Test Site | $-2.25\ e^{-07*} x + 0.017$ |
| Pacific Tests | $-1.05\ e^{-06*} x + 0.002$ |
| All sites combined | $-8.03\ e^{-07*} x + 0.015$ |

It has been shown by many that winds play more of a role in infrasound propagation at near field ranges [6], [10]. While [6] proposed an average *k*-constant which was derived from their most reliable infrasound stations of 0.0196 representative of the first bounce region. In this study we calculate the mean of *k*-constants to be 0.0014, which we believe to represent the far-field at long-range distances.

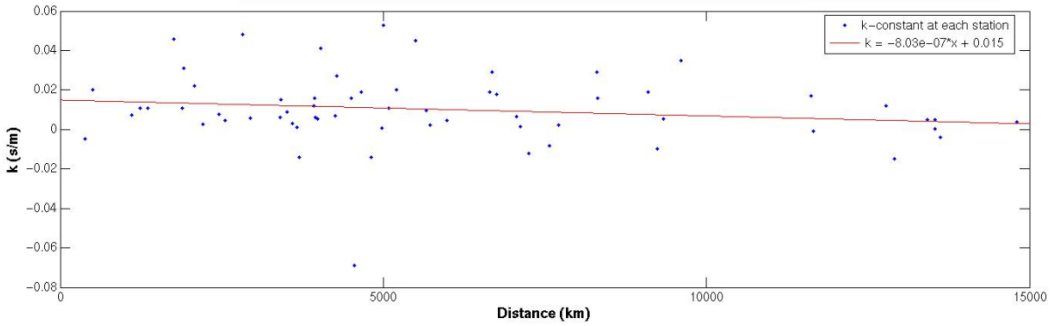



*Figure 5. k-constant for each infrasound station as a function of distance after combining the four test site locations used in this study*

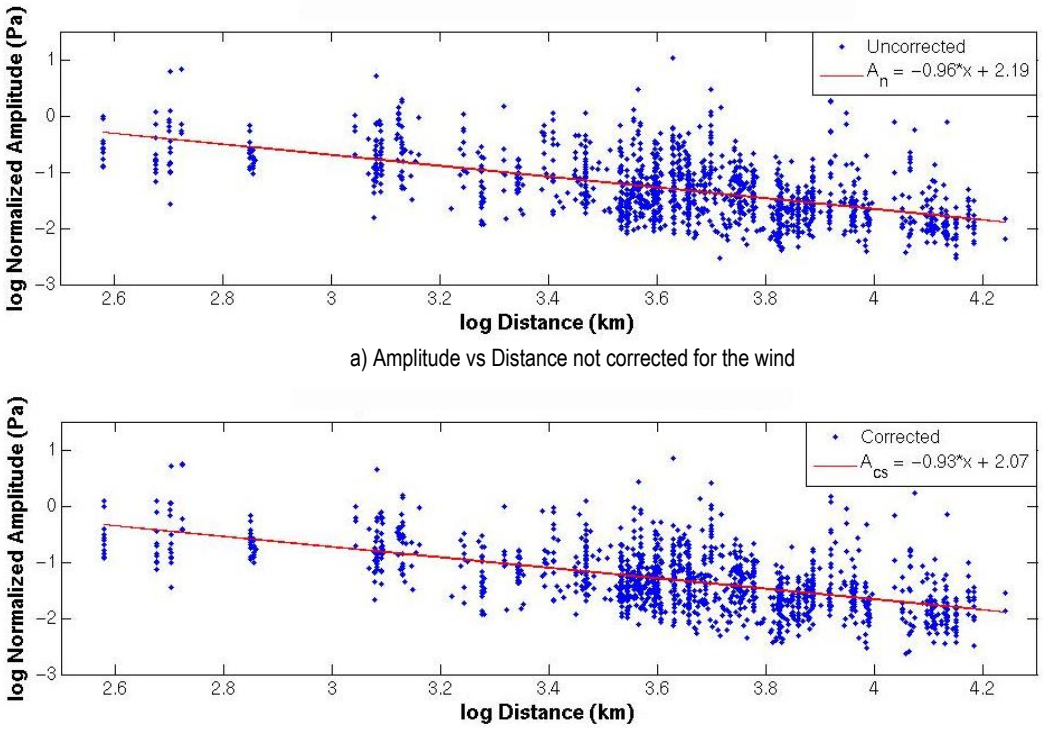



*Figure 6. Uncorrected (a) and wind-corrected (b) yield-normalized amplitude distance relationship. Note little reduction in the scatter around the best fitting line and small change in slope*

## SUMMARY/CONCLUSIONS

In this study we compiled a large historical data set of atmospheric test results and attempt to refine the amplitude attenuation distance relationship using a stratospheric wind correction at 50 km height. This study follows the theory and methodology closely to that of [6] who show linear correlation for wind effects along the waveform propagation path from about 120 km to 220 km distance from the source. We calculated the empirically determined wind effect on amplitude attenuation (*k*-constants) from the slope of the line of the log amplitude versus the wind vector $V_d$ for each station source pair. Overall, the *k*-constants determined in our study at each test site decrease with distance except at the test site Semipalatinsk. Once the wind corrections were applied to the stratospheric yield-normalized amplitudes using Equation 4, there was no significant reduction in the amplitude with respect to distance (Figure 6). Unlike seismology where the Earth's structure remains constant, at least with respect to human time scales, the atmosphere is a stochastic model containing many variables. With these findings we can postulate that the attenuation of infrasound data at large distances can be described as a stochastic model where alternative variables to the wind need to be taken into account.

**REFERENCES**

1. Clauter, D. Capability Modeling of the Proposed International System 60-Station Infrasonic Network / D. Clauter, R. Blandford // Proceedings of the Infrasound Workshop for the CTBT Monitoring, Santa Fe, NM, LANL Report # LA-UR-98-56, 1997.
2. Whitaker, R. W. A comparison of infrasound signals refracted from stratospheric and thermospheric altitudes / R. W.Whitaker, J. P. Mutschlecner // J. Geophys. Res., 2008. - v. 113, D08117, doi: 10.1029/2007JD008852.
3. Pierce, A. Theory of the Excitation and Propagation of Lamb's Atmospheric Edge Mode from Nuclear Explosions / A. Pierce, J. Posey // Geophys. J. R. Ast. Soc., 1071. - v. 26. P 341 – 368.
4. Balachandran, N. K. On the propagation of infrasound from rockets: Effects of winds / N. K. Balachandran, W. J. Donn, G. Kaschak // J. Acoust. Soc. Am., 1971. - v. 50. - 3. 397 – 404, doi: 10.112/1.1912649.
5. Reed, J. W. Climatology of airblast propagation from Nevada test site nuclear airblasts / J. W. Reed // Tech. Rep. SC-RR-69-572, Sandia Lab., Albuquerque, NM, 1969.
6. Mutschlecner, J. P. An empirical study of infrasonic propagation / J. P. Mutschlecner, R. W. Whitaker // Tech. Rep. LA-13620-MS, Los Alamos Natl. Lab., Los Alamos, NM, 1999.
7. Green, D. N. Estimating the detection capability of the International Monitoring System infrasound network / D. N. Green, D. Bowers // J. Geophys. Res., 2010. - v. 115, D18116, doi: 10.1029/2010JD014017.
8. Le Pichon, A. Incorporating numerical modeling into estimates of the detection capability of the IMS infrasound network / A. Le Pichon, L. Ceranna, J. Vergoz, // J. Geophys. Res, 2012. - v. 117. - D05121, koi: 10.1029/2011JD016670.
9. Stevens, J. Constraints on infrasound scaling and attenuation relations from Soviet explosion data / J Stevens, I Divnov, D. Adams, J Murphy, V. Bourchik // Pure Appl. Geophys., 2002. - v. 159(5). – P. 1045 – 1062.
10. Whitaker, R. W. Infrasonic Monitoring / R. W. Whitaker // Proceedings of the 17th annual Seismic Research Symposium, Scottsdale, AZ, September 12 – 15, 1995. – P. 997 – 1000.
11. Drob, D. The Characteristics of Infrasound, its Propagation and Some Early History / D. Drob, J. Emmert, J. Meriwether, J. Makela, E. Doornbus, M. Conde, G. Hernandez, J. Noto, K. Zawdie, L. G. Evers, H. W. Haak // Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies, 2010. – P. 3 – 26.
12. Drob, D.P. Simulations of the effects of vertical transport on the thermosphere and ionosphere using two coupled models / D.P.Drob, D.E Sisind,, K.E. Dymond, J.McCormack // EGU General Assembly, 2014, held 27 April – 2 May in Vienna, Austria.
13. Drob, D.P. An update to the Horizontal Wind Model (HWM): The quiet time thermosphere / D.P. Drob, J.T. Emmert, J.W. Meriwether, J.J. Makela [et al.] // Earth and Space Science, 2015. – P. 301 – 319.
14. American National Standards Institute, "Estimating Airblast Characteristics for Single Point Explosions in Air, with a Guide to Evaluation of Atmospheric Propagation and Effects." ANSI S2.20-1983 (American Institute of Physics), 1983.
15. Merchant, B. J. NetMOD Version 2.0 User's Manual / B. J. Merchant // Sandia Report, SAND2015-8672, October, 2015.
16. Department of Energy (DOE), "*United States Nuclear Tests July 1945 through September 1992*", DOE/NV—209-Rev 16, September 2015.

## АЛЫСТАҒЫ ИНФРАДЫБЫСТЫҚ ОҚИҒАНЫҢ АМПЛИТУДАСЫНА ЖЕЛДІҢ ЫҚПАЛЫН ЗЕРТТЕУ

**Хертзог Дж. Т., Клотер Д.А.**

***Әскери-әуе технологияларын қолдану жөніндегі орталығы, Флорида, АҚШ***

Өткен ғасырдың 40-ыншы, 50-інші және 60-ыншы жылдарында бір неше сынау полигондарында жүргізілген көп санды тарихи ядролық әуе жарылыстар бойынша 17500 км. қашықтықтарда инфрадыбыстық сигналдардың амплитудасына стратосфералық желдердің ықпалын зерттеуі орындалған. Өңделмеген амплитудалардың мәндерінде қашықтыққа байланысты үлкен бытыраңдылығы бар. Жарылыстың қуатына амплитуданы нормалауынан кейін зерттелудегі байланыста амплитудалар мәнінің бытыраңдылығы азайған, бірақта әлі жеткілікті үлкен болып қала берген. Мақалада, стратосфералық желді есепке алу жолымен бытыраңдылықты төмендету әрекетінің нәтижелері келтірілген.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВЕТРА НА АМПЛИТУДУ ДАЛЕКОГО ИНФРАЗВУКОВОГО СОБЫТИЯ

**Хертцог Дж. Т., Клотер Д.А.**

***Центр по применению военно-воздушных технологий, Флорида, США***

Выполнено исследование влияния стратосферных ветров на амплитуду инфразвуковых сигналов при расстояниях до 17500 км по многочисленным историческим ядерным воздушным взрывам на нескольких испытательных полигонах, проведенных в 40-х, 50-х и 60-х годах прошедшего столетия. Значения необработанных амплитуд имеют большой разброс в зависимости от расстояния. После нормирования амплитуды на мощность взрыва разброс значений амплитуды в изучаемой зависимости уменьшился, но оставался все еще достаточно большим. В статье приведены результаты попытки снизить разброс путем учета стратосферного ветра.

УДК 550.34:621.039.9

# ЛОКАЛЬНЫЕ ГОДОГРАФЫ ПРОДОЛЬНОЙ ВОЛНЫ НА ТРАССЕ НЕВАДСКИЙ ПОЛИГОН – СЕЙСМИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ «БОРОВОЕ», 1967–1992 гг.

**Ан В.А., Каазик П.Б., Челюбеева Т.В.**

***Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия***

Представлены результаты исследования времени пробега продольной сейсмической волны от подземных ядерных испытаний на Невадском полигоне (NTS) США, зарегистрированных сейсмической станцией «Боровое» (BRVK) в период 1967 – 1992 гг. Получены и рассмотрены локальные годографы трасс для трех испытательных площадок NTS: Pahute, Rainier, Yucca, с учётом поправок блоков службы времени цифровых станций КОД, СЦР-СС и СЦР-ТСГ, а также тренд времени пробега продольной волны в календарном времени на трассе NTS – Боровое.

В [1] приведены данные по подземным ядерным испытаниям на территории бывшего Советского Союза и Китайской Народной Республики, зарегистрированным геофизической обсерваторией «Боровое» (BRVK), цифровые сейсмограммы которых переформатированы в современный формат. Локальные годографы BRVK по подземным ядерным взрывам (ПЯВ) на территории СССР по материалам базы данных Института динамики геосфер (ИДГ) РАН представлены в [2]. В настоящей работе рассматриваются результаты цифровой регистрации ГО «Боровое» подземных ядерных испытаний на площадках Pahute, Rainier, Yucca Невадского полигона США в период 1967 – 1992 гг.

В таблицы 1 - 3 включены ПЯВ на NTS, сейсмограммы станции BRVK которых хранятся в базе данных ИДГ РАН. В приведенных таблицах принято: 1. KODB – станция КОД большого уровня; KODM – станция КОД малого уровня; SS – станция СЦР-СС; TSG – станция СЦР-ТСГ [3]; 2. Имя испытания и дата **полужирным** шрифтом – это испытание **не используется** при построении локального годографа по разным причинам (по тексту); 3. Поправка времени блока службы времени (БСВ) δT: а) **полужирным** шрифтом – при построении локального годографа этой площадки NTS используется значение времени пробега продольной волны **данной** станции, б) *курсивом* – цифровая запись в архиве ИДГ РАН по данной станции **отсутствует** (по тексту); 4. Знак + после имени испытания [4] – из всех взрывов данного группового испытания указано одно имя по принципу: а) испытание с наибольшей указанной мощностью; б) испытание с наибольшей глубиной бурения, если мощность отдельных взрывов одинакова; в) испытание с наименьшим эпицентральным расстоянием, если мощность и глубина бурения отдельных взрывов одинаковые.

Поправки времени (δT) блоков службы времени цифровых станций определялись в процессе регистрации при каждой смене магнитных лент, т.е. не менее 2-х раз в сутки, а также при обнаружении сбоев БСВ [5]. В процессе переформатирования магнитных цифровых записей BRVK был подготовлен отчёт, в который были выбраны ближайшие ко времени регистрации ПЯВ поправки БСВ соответствующих цифровых станций [6]. По техническим причинам (отсутствие листов в журналах службы времени) в [6] отсутствуют поправки БСВ станции СЦР-ТСГ в период 20 февраля – 02 апреля 1975 г., а станции СЦР-СС в периоды 04 июня – 13 августа 1974 г. и 25 августа – 01 октября 1990 г. Кроме того, регистрация СЦР-СС была остановлена с 15 июля по 21 августа 1982 г. в связи с модернизацией сейсмоусилительных каналов [7].

### ПЛОЩАДКА PAHUTE NTS

В базе данных ИДГ РАН по площадке Pahute NTS находятся сейсмограммы 70-ти испытаний, проведенных в период 1967 – 1992 гг. (таблица 1).

В трёх сейсмограммах СЦР-ТСГ обнаружен сбой на (–1) минуту: 28-10-75, 12-06-85 и 30-04-87. На станции СЦР-СС в эти же даты сбой времени отсутствует. Локальный годограф и тренд времени пробега продольной волны в календарном времени на трассе Pahute – Боровое представлены на рисунках 1, 2 (brvpah). При построении локального годографа не используются только три взрыва: 26-01-68 (в связи с повышенным уровнем микросейсмического фона), 08-12-68 и 04-04-91 (выпали из локального годографа, причина не установлена).

### ПЛОЩАДКА RAINIER NTS

По площадке Rainier NTS в базе данных ИДГ РАН имеется 27 сейсмограмм за 1967 – 1991 гг. (таблица 2).

В одной из сейсмограмм СЦР-СС за 25-07-90 обнаружен сбой времени на +1 минуту. На СЦР-ТСГ в это же время сбой времени отсутствует. В расчётах локального годографа и линейного тренда времени пробега не использовались пять сейсмограмм СЦР-СС (23-09-82, 21-09-83, 09-10-85, 18-03-87, 20-06-87) и три сейсмограммы СЦР-ТСГ (18-03-87, 02-12-87, 19-09-91) из-за повышенного уровня микросейсмического фона. Сейсмограмму СЦР-ТСГ за 14-09-89 не удалось обработать в связи со сбоем базы данных. Локальный годограф и тренд времени пробега продольной волны в календарном времени на трассе Rainier – Боровое представлены на рисунках 3, 4 (brvrai).

*Таблица 1. Цифровые сейсмограммы подземных ядерных испытаний на площадке Pahute NTS (1967 – 1992 гг.)*

| Имя испытания | Дата гг-мм-дд | $m_b$ | Поправка времени БСВ (δT), сек |
|---|---|---|---|
| Scotch | 67-05-23 | 5.7 | KOD**B** –0.74 |
| Knickerbocker | 67-05-26 | 5.5 | KOD**B** –0.82 |
| **Cabriolet** | **68-01-26** | 4.7 | KOD**B** –0.11 |
| Stinger | 68-03-22 | 5.6 | KOD**B** –0.25 |
| Boxcar | 68-04-26 | 6.3 | KOD**B** –0.13 |
| Rickey | 68-06-15 | 5.9 | KOD**B** –0.53 |
| **Schooner** | **68-12-08** | 4.8 | KOD**B** +0.14 |
| Benham | 68-12-19 | 6.3 | KOD**B**M –0.17 |
| Purse | 69-05-07 | 5.8 | KOD**B** –0.32 |
| Jorum | 69-09-16 | 6.2 | KOD**B**M +0.38 |
| Handley | 70-03-26 | 6.5 | KOD**B**M –0.24 |
| Almendro | 73-06-06 | 6.1 | KOD**B**M –0.331 SS+0.089 |
| Tybo | 75-05-14 | 6.0 | SS +0.111 **TSG +0.356** |
| Stilton | 75-06-03 | 5.9 | SS –0.296 **TSG –0.100** |
| Mast | 75-06-19 | 6.1 | *SS –0.075* **TSG –0.083** |
| Camembert | 75-06-26 | 6.2 | **SS +0.022** *TSG –0.083* |
| Kasseri | 75-10-28 | 6.4 | SS +0.110 **TSG +0.201** |
| Inlet | 75-11-20 | 6.0 | **SS –0.346** *TSG +0.117* |
| Muenster | 76-01-03 | 6.2 | *SS +0.038* **TSG –0.213** |
| Pontina | 76-02-12 | 6.3 | *SS +0.012* **TSG +0.285** |
| Cheshire | 76-02-14 | 6.0 | SS +0.047 **TSG +0.328** |
| Colby | 76-03-14 | 6.3 | **SS –0.054** *TSG +0.071* |
| Pool | 76-03-17 | 6.1 | **SS +0.102** *TSG –0.196* |
| Fondutta | 78-04-11 | 5.3 | **SS +0.205** *TSG –0.017* |
| Backbeach | 78-04-11 | 5.5 | **SS +0.205** *TSG –0.018* |
| Panir | 78-08-31 | 5.6 | **SS –0.168** *TSG –0.052* |
| Farm | 78-12-16 | 5.5 | *SS –0.271* **TSG –0.092** |
| Pepato | 79-06-11 | 5.5 | **SS –0.050** *TSG –0.096* |
| Sheepshead | 79-09-26 | 5.6 | SS –0.126 **TSG –0.003** |
| Cowlick | 80-04-26 | 5.4 | **SS –0.072** *TSG –0.063* |
| Kash | 80-06-12 | 5.6 | SS +0.091 **TSG +0.042** |
| Tafi | 80-07-25 | 5.5 | **SS –0.055** *TSG –0.021* |
| Serpa | 80-12-17 | 5.1 | **SS +0.023** *TSG –0.037* |
| Harzer | 81-06-06 | 5.6 | **SS 0.000** *TSG –0.005* |
| Molbo | 82-02-12 | 5.4 | **SS +0.014** *TSG +0.002* |
| Hosta | 82-02-12 | 5.4 | SS +0.014 **TSG +0.002** |
| Gibne | 82-04-25 | 5.4 | **SS +0.018** *TSG –0.002* |
| Nebbiolo | 82-06-24 | 5.6 | **SS +0.011** *TSG –0.010* |
| Cabra | 83-03-26 | 5.2 | SS +0.010 **TSG –0.008** |
| Chancellor | 83-09-01 | 5.5 | **SS +0.010** *TSG +0.001* |
| Kappili | 84-07-25 | 5.4 | **SS +0.016** *TSG –0.015* |
| Egmont | 84-12-09 | 5.5 | SS +0.019 **TSG –0.014** |
| Tierra | 84-12-15 | 5.4 | SS +0.021 **TSG –0.008** |
| Towanda | 85-05-02 | 5.7 | **SS +0.002** *TSG 0.000* |
| Salut | 85-06-12 | 5.5 | SS +0.002 **TSG –0.004** |
| Serena | 85-07-25 | 5.2 | **SS +0.006** *TSG –0.014* |
| Goldstone | 85-12-28 | 5.3 | SS +0.001 **TSG –0.003** |
| Jefferson | 86-04-22 | 5.3 | SS +0.001 **TSG –0.015** |
| Darwin | 86-06-25 | 5.5 | SS +0.008 *TSG –0.006* |
| Cybar | 86-07-17 | 5.7 | **SS +0.006** *TSG –0.004* |
| Labquark | 86-09-30 | 5.5 | SS +0.003 **TSG –0.012** |
| Belmont | 86-10-16 | 5.6 | SS +0.002 **TSG –0.023** |
| Bodie | 86-12-13 | 5.5 | SS +0.004 **TSG –0.001** |
| Delamar | 87-04-18 | 5.5 | SS +0.001 **TSG 0.000** |
| Hardin | 87-04-30 | 5.5 | SS +0.008 **TSG –0.012** |
| Lockney | 87-09-24 | 5.7 | SS –0.001 **TSG –0.001** |
| Kernville | 88-02-15 | 5.3 | **SS +0.008** *TSG +0.004* |
| Comstock | 88-06-02 | 5.4 | SS +0.004 **TSG –0.014** |
| Alamo | 88-07-07 | 5.6 | **SS –0.011** *TSG –0.021* |
| Kearsarge | 88-08-17 | 5.5 | **SS 0.000** *TSG +0.002* |
| Contact | 89-06-22 | 5.3 | **SS +0.019** *TSG –0.016* |
| Amarillo | 89-06-27 | 4.9 | SS +0.028 **TSG –0.011** |
| Hornitos | 89-10-31 | 5.7 | *SS –0.082* **TSG +0.007** |
| Barnwell | 89-12-08 | 5.5 | SS +0.010 **TSG –0.003** |
| Bullion | 90-06-13 | 5.7 | SS +0.028 **TSG –0.002** |
| Tenabo | 90-10-12 | 5.6 | SS +0.045 **TSG нет** δT |
| Houston | 90-11-14 | 5.4 | *SS +0.012* **TSG нет** δT |
| **Bexar** | **91-04-04** | 5.6 | *SS +0.003* **TSG нет** δT |
| Hoya | 91-09-14 | 5.5 | *SS нет* δT **TSG нет** δT |
| Junction | 92-03-26 | 5.5 | *SS нет* δT **TSG нет** δT |

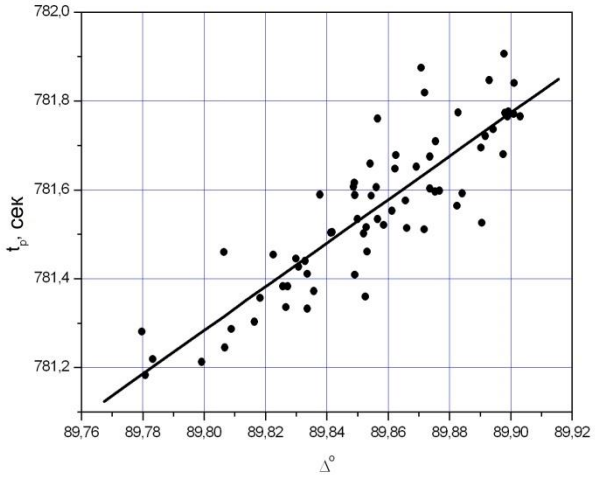



*Рисунок 1. Трасса «Pahute – Боровое» (brvpah). Локальный годограф $t_p = F(\Delta°)$ продольной волны*

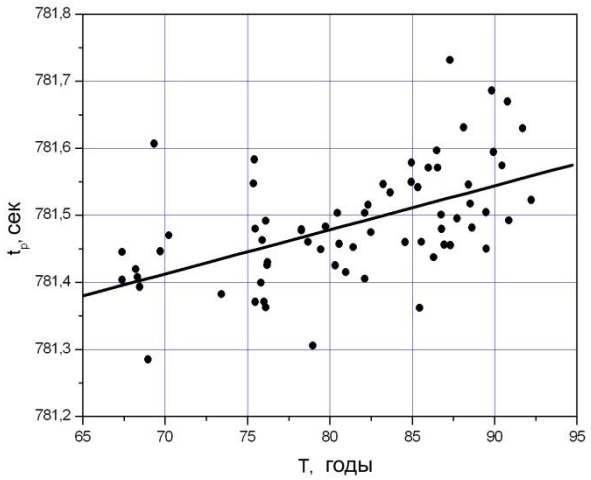



*Рисунок 2. Трасса «Pahute – Боровое» (brvpah). Линейный тренд $t_p = F(годы)$*

*Таблица 2. Цифровые сейсмограммы подземных ядерных испытаний на площадке Rainier NTS (1967 – 1991 гг.)*

| Имя испытания | Дата гг-мм-дд | $m_b$ | Поправка времени БСВ (δT), сек | | Имя испытания | Дата гг-мм-дд | $m_b$ | Поправка времени БСВ (δT), сек |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Midi Mist | 67-06-26 | 5.1 | KOD**B** –0.18 | | **Diamond Ace Huron Landing** | **82-09-23** | 4.9 | **SS +0.023** *TSG 0.000* |
| Door Mist | 67-08-31 | 5.0 | KOD**B** +0.12 | | **Tomme/ Midnight Zeph...** | **83-09-21** | 4.6 | **SS –0.018** *TSG –0.022* |
| Wineskin | 69-01-15 | 5.3 | KOD**B** –0.33 | | Midas Myth/ Milagro | 84-02-15 | 5.1 | SS 0.000 **TSG 0.000** |
| Diesel Train | 69-12-05 | 5.0 | KOD**B** –0.31 | | Misty Rain | 85-04-06 | 4.8 | SS +0.008 **TSG –0.006** |
| Diana Mist | 70-02-11 | 4.7 | KOD**B** –0.26 | | **Diamond Beech** | **85-10-09** | 4.2 | **SS +0.008** *TSG –0.008* |
| Mint Leaf | 70-05-05 | 5.0 | KOD**B** –0.27 | | Mighty Oak | 86-04-10 | 4.9 | SS +0.002 **TSG –0.005** |
| Hudson Moon | 70-05-26 | 5.0 | KOD**B** –0.83 | | **Middle Note** | **87-03-18** | 4.3 | SS +0.006 **TSG –0.018** |
| Camphor | 71-06-29 | 4.9 | KOD**B** –0.47 | | **Mission Ghost** | **87-06-20** | 3.5 | **SS 0.000** *TSG –0.002* |
| Misty North | 72-05-02 | 5.0 | KOD**B** +0.098 | | **Mission Cyber** | **87-12-02** | 4.1 | *SS +0.007* **TSG –0.020** |
| Diamond Sculls | 72-07-20 | 4.9 | KOD**B** +0.060 | | Misty Echo | 88-12-10 | 5.0 | SS –0.003 **TSG +0.002** |
| Dido Queen | 73-06-05 | 5.1 | KOD**B** –0.357 | | **Disko Elm** | **89-09-14** | 4.2 | *SS +0.009* **TSG –0.003** |
| Husky Ace | 73-10-12 | 4.8 | KOD**B** +0.024 | | Mineral Quarry Randsburg | 90-07-25 | 4.7 | SS +0.040 **TSG –0.019** |
| Diablo Hawk | 78-09-13 | 4.6 | **SS +0.067** *TSG –0.019* | | **Distant Zenith** | **91-09-19** | 4.0 | *SS нет* δT **TSG нет** δT |
| Miners Iron | 80-10-31 | 4.7 | **SS +0.808** *TSG +0.007* | | | | | |

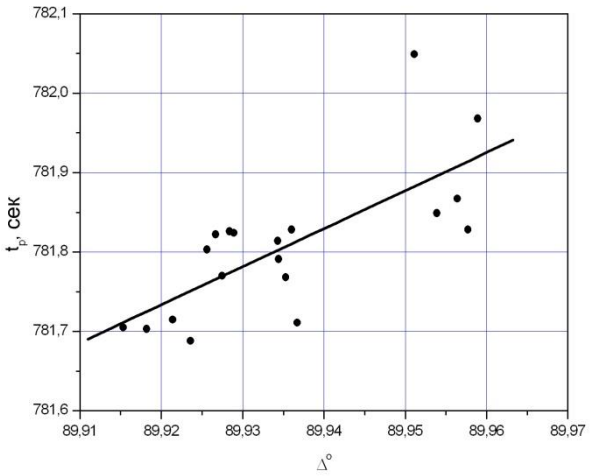



*Рисунок 3. Трасса«Rainier – Боровое» (brvrai). Локальный годограф $t_p = F(\Delta°)$ продольной волны*

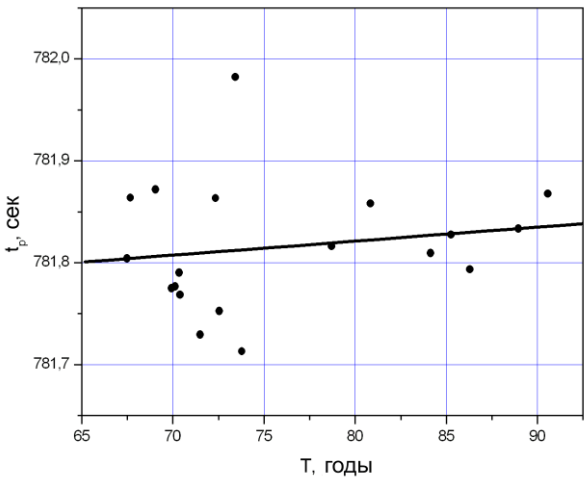



*Рисунок 4. Трасса«Rainier – Боровое» (brvrai). Линейный тренд $t_p = F(годы))$*

**ПЛОЩАДКА YUCCA NTS**

По площадке **Yucca** в ИДГ РАН имеются сейсмограммы 196 испытаний (таблица 3).

В цифровых сейсмограммах СЦР-ТСГ 29-07-82, 26-06-85, 16-10-85 обнаружен сбой времени на –1 минуту. При этом в 2-х последних случаях на СЦР-СС сбой времени отсутствует. В расчётах локального годографа и линейного тренда времени пробега не использованы данные по 29 испытаниям: 11 – из-за очень малой амплитуды (существенно ниже уровня микросейсмического фона); 7 – из-за совпадения с относительно сильными землетрясениями; 2 – из-за сбоя базы данных. Восемь испытаний выпали из локального годографа: 18-10-67, 19-01-68, 06-03-70(1), 08-10-71, 21-12-76, 23-09-82, 20-06-84 и 24-02-89. В двух случаях времена пробега выпали практически ровно на ±1 секунду: 06-03-70(1) станции КОД на –1 сек, а 20-06-84 станции СЦР-СС на +1 сек. Испытание 10-07-74 не использовано, так как зарегистрировано без поправки БСВ СЦР-СС. Локальный годограф и тренд времени пробега продольной волны в календарном времени на трассе Yucca – Боровое представлены на рисунках 5, 6 (brvyuc).

Как отмечалось в [2] «Есть возможность документально проверить время возникновения сбоев: в процессе **регистрации** или при **переформатировании**. По установленному в экспедиции № 4 Спецсектора ИФЗ АН СССР (ныне ГО «Боровое») регламенту регистрации ПЯВ магнитная цифровая запись подземного ядерного взрыва дублировалась в трёх экземплярах для хранения. Но, главное, вступление сигнала на вертикальной составляющей каждого короткопериодного комплекта аппаратуры обязательно декодировалось на большой скорости развёртки (до 28 мм/с для СЦР-ТСГ и 9 мм/с для КОД и СЦР-СС. Эти декодированные записи хранятся (хранились) в архиве ГО «Боровое».

*Таблица 3. Цифровые сейсмограммы подземных ядерных испытаний на площадке Yucca NTS (1967 – 1991 гг.)*

| **Имя испытания** | **Дата** гг-мм-дд | **$m_b$** | **Поправка времени БСВ (δT)**, сек |
|---|---|---|---|
| Mickey | 67-05-10 | 5.0 | KOD**B** –0.09 |
| Commodore | 67-05-20 | 5.9 | KOD**B** –0.05 |
| Bordeaux | 67-08-18 | 4.6 | KOD**B** –0.30 |
| Yard | 67-09-07 | 5.0 | KOD**B** –0.20 |
| Zaza | 67-09-27 | 5.7 | KOD**BM** –0.01 |
| **Lanpher** | **67-10-18** | 5.7 | KOD**B** –0.07 |
| Sazerac + | 67-10-25 | 4.8 | KOD**B** –0.04 |
| Stilt | 67-12-15 | 4.6 | KOD**B** –0.03 |
| **Hupmobile** | **68-01-18** | 4.8 | KOD**B** +0.44 |
| **Staccato** | **68-01-19** | 5.0 | KOD**B** +0.38 |
| Knox | 68-02-21 | 5.8 | KOD**B** –0.19 |
| Noor + Throw | 68-04-10 | 4.6 | KOD**B** +0.07 |
| Shuffle | 68-04-18 | 4.9 | KOD**B** +0.50 |
| Hatchet | 68-05-03 | 4.1 | KOD**B** –0.26 |
| **Clarksmobile** | **68-05-17** | 4.7 | KOD**B** +0.55 |
| Crew + | 68-11-04 | 5.0 | KOD**B** +0.15 |
| Tyg F + | 68-12-12 | 5.2 | KOD**B** –0.26 |
| **Packard** | **69-01-15** | 5.3 | KOD**B** –0.33 |
| **Vise** | **69-01-30** | 4.8 | KOD**B** –0.06 |
| Barsac | 69-03-20 | 4.6 | KOD**B** –0.35 |
| Coffer | 69-03-21 | 4.9 | KOD**B** –0.46 |
| **Thistle+Blen...** | **69-04-30** | 5.3 **?** | KOD**B** +0.44 |
| Torrido | 69-05-27 | 5.0 | KOD**B** –0.28 |
| Tapper | 69-06-12 | 4.4 | KOD**B** –0.29 |
| Ildrim | 69-07-16 | 4.7 | KOD**B** +0.08 |
| Hutch | 69-07-16 | 5.6 | KOD**B** +0.07 |
| **Spider B +** | **69-08-14** | | KOD**B** –0.47 |
| Horehound + | 69-08-27 | 4.7 | KOD**B** –0.06 |
| Piccalilli + | 69-11-21 | 5.0 | KOD**B** –0.31 |
| Tun D + | 69-12-10 | 4.7 | KOD**B** –0.04 |
| Grape A | 69-12-17 | 5.5 | KOD**B** +0.33 |
| Lovage | 69-12-17 | 4.8 | KOD**B** +0.33 |
| Terrine White + | 69-12-18 | 5.2 | KOD**B** +0.19 |
| **Fob Red +** | **70-01-23** | 4.6 | KOD**B** +0.18 |
| Ajo | 70-01-30 | 4.6 | KOD**B** +0.09 |
| Grape B + | 70-02-04 | 5.6 | KOD**B** –0.26 |
| Labis | 70-02-05 | 4.6 | KOD**B** –0.34 |
| Cumarin | 70-02-25 | 5.2 | KOD**B** +0.06 |
| Yannigan W. + | 70-02-26 | 5.3 | KOD**B** –0.07 |
| **Cyathus** | **70-03-06** | 4.3 | KOD**B** +0.30 |
| **Arabis Gre.. +** | **70-03-06** | 4.3 | KOD**B** +0.30 |
| Shaper | 70-03-23 | 5.5 | KOD**B** +0.12 |
| Snubber | 70-04-21 | 4.4 | KOD**B** +0.24 |
| Can Red + | 70-04-21 | 4.6 | KOD**B** +0.24 |
| Beebalm | 70-05-01 | 4.2 | KOD**B** +0.25 |
| Hod B (Red) + | 70-05-01 | 4.3 | KOD**B** +0.25 |
| Cornice Gre. + | 70-05-15 | 5.1 | KOD**B** –0.34 |
| Morrones | 70-05-21 | 5.1 | KOD**B** –0.23 |
| Flask Green + | 70-05-26 | 5.5 | KOD**B** –0.83 |
| Arnica Yel. + | 70-06-26 | 4.3 | KOD**B** –0.06 |
| Tueras | 70-10-14 | 5.5 | KOD**B** –0.06 |
| Abeytas | 70-11-05 | 4.9 | KOD**B** +0.16 |
| Artesia + | 70-12-16 | 5.1 | KOD**B** +0.24 |
| Carpetbag | 70-12-17 | 5.8 | KOD**B** +0.16 |
| Baneberry | 70-12-18 | 5.1 | KOD**B** +0.06 |
| Embudo | 71-06-16 | 4.9 | KOD**B** –0.12 |
| Laguna | 71-06-23 | 4.8 | KOD**B** +0.38 |
| Harebell | 71-06-24 | 4.9 | KOD**B** +0.25 |
| Miniata | 71-07-08 | 5.5 | KOD**B** –0.27 |
| Algodones | 71-08-18 | 5.4 | KOD**B** +0.067 |
| Pedernal | 71-09-29 | 4.4 | KOD**B** +0.190 |

| **Имя испытания** | **Дата** гг-мм-дд | **$m_b$** | **Поправка времени БСВ (δT)**, сек |
|---|---|---|---|
| **Karab** | **78-03-16** | 4.1 | **SS +0.025** *TSG –0.025* |
| Iceberg + | 78-03-23 | 5.6 | SS –0.183 **TSG –0.004** |
| Lowball | 78-07-12 | 5.5 | SS +0.001 **TSG –0.050** |
| Draughts | 78-09-27 | 5.0 | **SS +0.300** *TSG +0.002* |
| Rummy | 78-09-27 | 5.7 | **SS +0.301** *TSG +0.002* |
| Quargel | 78-11-18 | 5.1 | SS +0.134 **TSG –0.046** |
| Baccarat | 79-01-24 | 4.5 | **SS –0.039** *TSG –0.035* |
| Quinella | 79-02-08 | 5.5 | SS –0.100 **TSG –0.017** |
| Kloster | 79-02-15 | 4.8 | **SS +0.046** *TSG –0.005* |
| **Memory** | **79-03-14** | 4.3 | **SS –0.140** TSG –0.053 |
| Chess | 79-06-20 | 4.0 | **SS +0.086** *TSG –0.168* |
| Fajy | 79-06-28 | 5.0 | **SS +0.195** *TSG –0.032* |
| Burzet | 79-08-03 | 4.5 | **SS +1.034** *TSG –0.003* |
| Offshore | 79-08-08 | 4.8 | SS –0.202 **TSG –0.046** |
| Nessel | 79-08-29 | 4.7 | **SS +0.088** *TSG –0.032* |
| Hearts | 79-09-06 | 5.8 | *SS +0.203* **TSG –0.026** |
| Tarko | 80-02-28 | 4.4 | SS –0.155 **TSG –0.075** |
| Liptauer | 80-04-03 | 4.7 | **SS –0.150** *TSG –0.049* |
| Pyramid | 80-04-16 | 5.3 | **SS +0.094** *TSG –0.023* |
| Canfield | 80-05-02 | 4.5 | *SS +0.048* **TSG –0.022** |
| Bonarda | 80-09-25 | 4.6 | **SS –0.040** *TSG –0.050* |
| Dutchess | 80-10-24 | 4.4 | **SS –0.038** *TSG +0.004* |
| Dauphin | 80-11-14 | 4.1 | **SS –0.066** *TSG +0.020* |
| Baseball | 81-01-15 | 5.7 | **SS –0.048** *TSG +0.023* |
| Aligote | 81-05-29 | 4.8 | *SS –0.007* **TSG –0.002** |
| Niza | 81-07-10 | 4.5 | *SS +0.015* **TSG +0.004** |
| Paliza | 81-10-01 | 5.1 | **SS +0.010** *TSG –0.002* |
| Tilci | 81-11-11 | 4.9 | **SS –0.009** *TSG –0.030* |
| Rousanne | 81-11-12 | 5.4 | **SS –0.008** *TSG –0.030* |
| Akavi | 81-12-03 | 4.8 | **SS +0.006** *TSG –0.003* |
| Caboc | 81-12-16 | 4.4 | **SS +0.009** *TSG –0.016* |
| Jornada | 82-01-28 | 5.6 | **SS +0.002** *TSG –0.006* |
| Tenaja | 82-04-17 | 4.5 | **SS +0.018** *TSG 0.000* |
| Bouschet | 82-05-07 | 5.7 | **SS 0.000** *TSG –0.004* |
| Monterey | 82-07-29 | 4.4 | SS **нет TSG –0.034** |
| Atrisco | 82-08-05 | 5.7 | SS **нет TSG –0.036** |
| **Frisco** | **82-09-23** | 4.9 | **SS +0.022** *TSG 0.000* |
| Seyval | 82-11-12 | 4.1 | SS +0.028 **TSG –0.003** |
| Manteca | 82-12-10 | 4.8 | SS +0.006 **TSG –0.005** |
| **Coalora** | **83-02-11** | 4.1 | **SS +0.003** *TSG –0.028* |
| Cheedam | 83-02-17 | 4.0 | **SS +0.005** *TSG –0.025* |
| Turquoise | 83-04-14 | 5.7 | SS +0.003 **TSG –0.014** |
| Armada | 83-04-22 | 4.0 | **SS +0.008** *TSG –0.001* |
| Crowdie | 83-05-05 | 4.4 | **SS +0.012** *TSG –0.022* |
| Fahada | 83-05-26 | 4.5 | **SS +0.003** *TSG –0.011* |
| Danablu | 83-06-09 | 4.5 | **SS +0.002** *TSG –0.012* |
| Laban | 83-08-03 | 4.2 | **SS +0.003** *TSG –0.008* |
| Sabado | 83-08-11 | 4.4 | **SS +0.005** *TSG –0.005* |
| Branco Herk. + | 83-09-21 | 3.7 | **SS –0.018** *TSG –0.023* |
| Techado | 83-09-22 | 4.6 | SS +0.002 **TSG –0.025** |
| Muggins | 83-12-09 | 4.0 | SS +0.003 **TSG –0.049** |
| Romano | 83-12-16 | 5.8 | SS +0.001 **TSG –0.009** |
| Gorbea | 84-01-31 | 4.3 | SS +0.010 **TSG –0.030** |
| Tortugas | 84-03-01 | 5.9 | **SS 0.000** *TSG –0.023* |
| Agrini | 84-03-31 | 4.5 | **SS +0.011** *TSG +0.001* |
| Mundo | 84-05-01 | 5.4 | SS +0.012 **TSG +0.001** |
| Caprock | 84-05-31 | 5.8 | SS –0.001 **TSG –0.006** |
| **Duoro** | **84-06-20** | 4.7 | **SS +0.003** *TSG –0.001* |
| Correo | 84-08-02 | 4.6 | SS +0.005 **TSG –0.009** |
| Dolcetto + | 84-08-30 | 4.5 | SS +0.019 **TSG –0.003** |
| Breton | 84-09-13 | 5.0 | **SS +0.002** *TSG –0.016* |

| Имя испытания | Дата гг-мм-дд | $m_b$ | Поправка времени БСВ (δT), сек |
|---|---|---|---|
| **Cathay** | **71-10-08** | 4.7 | KOD**B** +0.094 |
| Lagoon | 71-10-14 | 3.9 | KOD**B** +0.041 |
| Parnassia | 71-11-30 | 4.4 | KOD**B** +0.193 |
| Chaenactis + | 71-12-14 | 4.7 | KOD**B** +0.059 |
| **Zinnia** | **72-05-17** | 4.4 | KOD**B** –0.190 |
| **Monero** | **72-05-19** | 4.9 | KOD**B** –0.119 |
| **Atarque** | **72-07-25** | 3.8 | KOD**B** +0.101 |
| Oscuro | 72-09-21 | 5.7 | KOD**B** –0.185 |
| Dolphinium | 72-09-26 | 4.4 | KOD**B** –0.015 |
| Flax Source + | 72-12-21 | 4.8 | KOD**B** –0.306 |
| Miera | 73-03-08 | 5.4 | KOD**B** +0.120 *SS +0.151* |
| Angus + | 73-04-25 | 4.7 | KOD**B** –0.384 *SS +0.076* |
| Starwort | 73-04-26 | 5.6 | KOD**B** –0.358 *SS +0.198* |
| Potrillo | 73-06-21 | 5.1 | KOD**B** +0.212 *SS –0.278* |
| Portulaca | 73-06-28 | 4.9 | KOD**B** –0.229 SS +0.050 |
| **Escabosa** | **74-07-10** | 5.7 | SS **нет δT 04.06.-13.08.74** |
| Portmanteau | 74-08-30 | 5.8 | **SS +0.151** *TSG +0.177* |
| Stanyan | 74-09-26 | 5.6 | **SS +0.050** *TSG +0.315* |
| Topgallant | 75-02-28 | 5.7 | **SS –0.295** TSG **нет** δT |
| Keelson | 76-02-04 | 5.8 | **SS +0.178** *TSG +0.106* |
| Strait | 76-03-17 | 5.8 | *SS +0.103* **TSG –0.196** |
| Billet | 76-07-27 | 5.3 | **SS +0.193** *TSG +0.219* |
| Redmud | 76-12-08 | 4.9 | SS +0.342 **TSG –0.007** |
| **Asiago** | **76-12-21** | 4.8 | **SS +0.128** TSG –0.001 |
| Rudder | 76-12-28 | 5.5 | SS –0.001 **TSG –0.017** |
| Cove + | 77-02-16 | 4.3 | **SS +0.148** *TSG –0.046* |
| Marsilly | 77-04-05 | 5.6 | SS +0.161 **TSG –0.124** |
| Bulkhead | 77-04-27 | 5.4 | SS –0.019 **TSG –0.006** |
| Crewline | 77-05-25 | 5.3 | **SS +0.197** *TSG –0.041?сбой* |
| Strake | 77-08-04 | 5.0 | **SS +0.112** *TSG –0.039* |
| Scantling | 77-08-19 | 5.6 | SS –0.161 **TSG –0.100** |
| Coulommiers | 77-09-27 | 4.8 | **SS –0.043** *TSG –0.035* |
| Bobstay | 77-10-26 | 4.4 | SS +0.122 **TSG –0.021** |
| Sandreef | 77-11-09 | 5.7 | SS –0.055 **TSG –0.018** |
| Seamount | 77-11-17 | 4.7 | **SS +0.017** TSG –0.021 |
| Faraliones | 77-12-14 | 5.7 | SS +0.258 **TSG –0.002** |
| Reblochon | 78-02-23 | 5.6 | SS +0.253 **TSG –0.006** |

| Имя испытания | Дата гг-мм-дд | $m_b$ | Поправка времени БСВ (δT), сек |
|---|---|---|---|
| Villita | 84-11-10 | 4.4 | SS +0.028 **TSG –0.005** |
| Vaughn | 85-03-15 | 4.8 | **SS +0.002** *TSG –0.007* |
| Cottage | 85-03-23 | 5.3 | SS +0.007 **TSG –0.024** |
| Hermosa | 85-04-02 | 5.8 | SS +0.010 **TSG –0.023** |
| Ville | 85-06-12 | 4.6 | SS +0.001 **TSG –0.004** |
| Maribo | 85-06-26 | 4.9 | SS +0.004 **TSG –0.008** |
| Chamita | 85-08-17 | 4.6 | **SS +0.003** *TSG –0.016* |
| Ponil | 85-09-27 | 4.7 | **SS +0.005** *TSG –0.025* |
| Roquefort | 85-10-16 | 4.6 | *SS +0.010* **TSG 0.000** |
| Kinibito | 85-12-05 | 5.7 | **SS +0.023** *TSG –0.026* |
| Glencoe | 86-03-22 | 5.1 | SS +0.015 **TSG –0.015** |
| **Panamint** | **86-05-21** | 3.9 | **SS +0.002** *TSG –0.013* |
| Tajo | 86-06-05 | 5.3 | **SS +0.005** *TSG –0.022* |
| Cornucopia | 86-07-24 | 4.4 | **SS +0.012** *TSG –0.031* |
| Gascon | 86-11-14 | 5.8 | **SS –0.002** *TSG 0.000* |
| **Hazebrook A.+** | **87-02-03** | | SS +0.007 **TSG –0.003** |
| Tornero | 87-02-11 | 4.5 | **SS +0.009** *TSG –0.004* |
| Brie | 87-06-18 | 4.6 | **SS +0.004** TSG –0.021 |
| Panchuela | 87-06-30 | 4.1 | SS 0.000 **TSG –0.003** |
| Midland | 87-07-16 | 4.8 | SS 0.000 **TSG –0.002** |
| Tahoka | 87-08-13 | 5.9 | SS +0.009 **TSG –0.013** |
| Borate | 87-10-23 | 5.2 | SS –0.004 **TSG –0.004** |
| **Abilene** | **88-04-07** | 4.0 | **SS –0.009** *TSG –0.006* |
| Schellbourne | 88-05-13 | 4.8 | SS +0.001 **TSG –0.020** |
| Laredo | 88-05-21 | 4.3 | **SS –0.005** *TSG –0.011* |
| Bullfrog | 88-08-30 | 5.0 | SS +0.003 **TSG –0.003** |
| Dalhart | 88-10-13 | 5.9 | **SS +0.010** *TSG 0.000* |
| Texarkana | 89-02-10 | 5.2 | SS +0.009 **TSG +0.013** |
| **Kawich Bla.. +** | **89-02-24** | 4.4 | SS +0.015 **TSG +0.002** |
| Ingot | 89-03-09 | 5.0 | **SS +0.022** TSG –0.011 |
| **Palisade 3 +** | **89-05-15** | 4.4 | *SS +0.010* **TSG –0.005** |
| Metropolis | 90-03-10 | 5.0 | **SS +0.036** *TSG –0.014* |
| **Austin** | **90-06-21** | 4.0 | *SS +0.023* **TSG –0.016** |
| Coso Silver + | 91-03-08 | 4.4 | *SS +0.019* **TSG нет** δT |
| **Floydata** | **91-08-15** | 4.2 | *SS нет* δT **TSG нет** δT |
| Lubbock | 91-10-18 | 5.2 | *SS нет* δT **TSG нет** δT |
| Bristol | 91-11-26 | 4.6 | *SS нет* δT **TSG нет** δT |

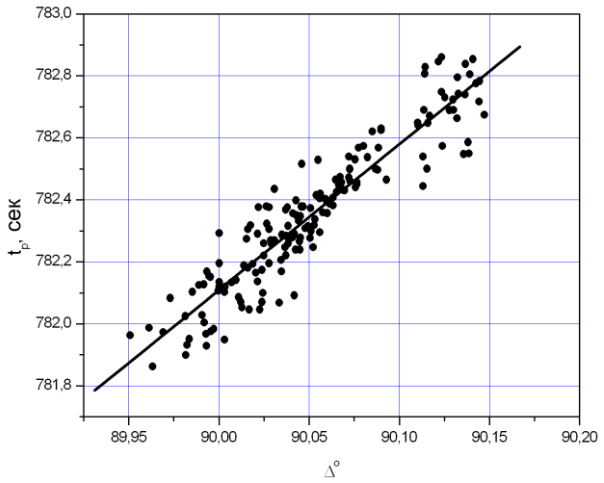



*Рисунок 5. Трасса «Yucca – Боровое» (brvyuc). Локальный годограф $t_p = F(\Delta°)$ продольной волны*

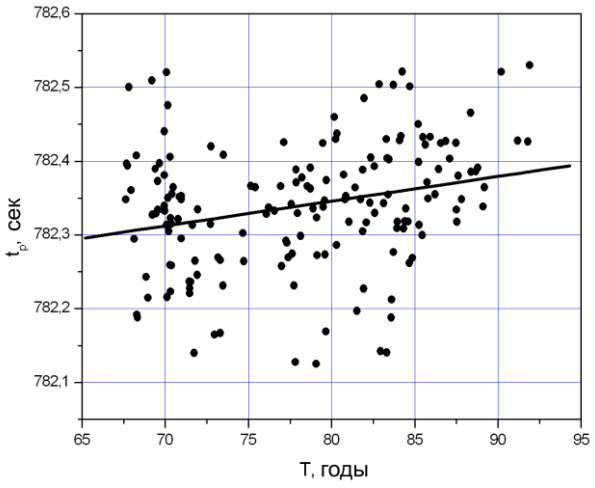



*Рисунок 6. Трасса «Yucca – Боровое» (brvyu). Линейный тренд $t_p = F(годы)$*

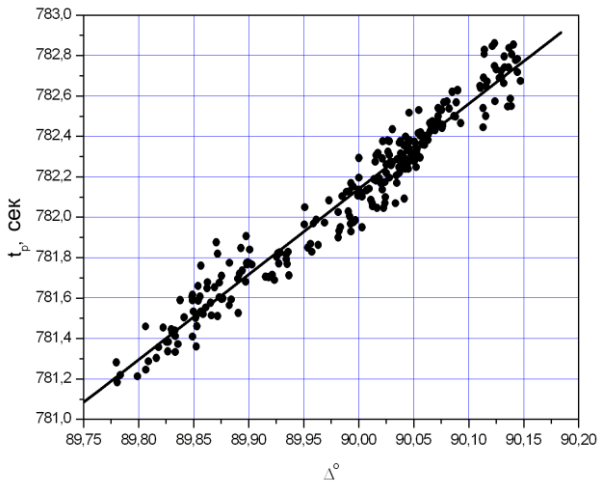



*Рисунок 7. Трасса «NTS – Боровое» (brvnts).*
*Локальный годограф $t_p = F(\Delta°)$ продольной волны*

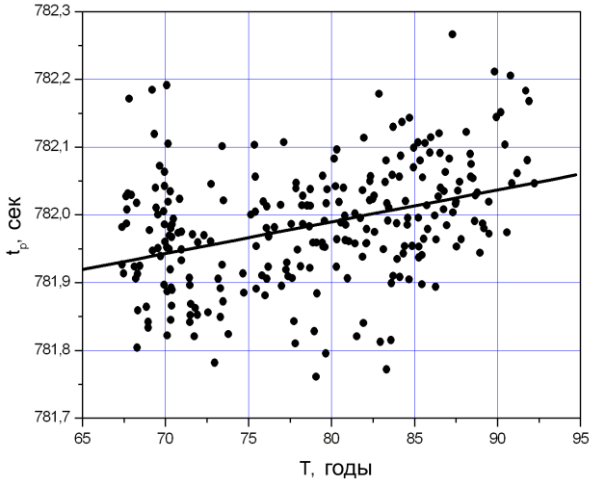



*Рисунок 8. Трасса «NTS – Боровое» (brvnts).*
*Линейный тренд $t_p = F(годы)$*

При современной технике их достаточно просто оцифровать, измерить и внести исправления (дополнения) в записи современной базы данных подземных ядерных испытаний». В этом случае значения поправок БСВ цифровых станций КОД, СЦР-СС и СЦР-ТСГ могут быть использованы при оцифровке соответствующих декодированных записей.

На рисунках 7, 8 представлены локальный годограф и линейный тренд продольной волны на трассе Невадский полигон (NTS) – сейсмическая станция «Боровое».

Определены уравнения локальных годографов продольной волны для трех площадок NTS:

– площадка Pahute – Боровое:
$t_p$ (сек) = 341.36813 + (4.89884 ± 0.34095) × Δ°
(рисунок 1);

– площадка Rainier – Боровое:
$t_p$ (сек) = 351.51703 + (4.78444 ± 1.08600) × Δ°
(рисунок 3);

– площадка Yucca – Боровое:
$t_p$ (сек) = 358.90015 + (4.70232 ± 0.14301) × Δ°
(рисунок 5).

Уравнения линейного тренда продольной волны для площадок NTS в период времени 1967 – 1992 гг.:

– площадка Pahute – Боровое:
$t_p$ (сек) = 780.94241 + (0.00671 ± 0.00132) × T (год)
(рисунок 2);

– площадка Rainier – Боровое:
$t_p$ (сек) = 781.71094 + (0.00138 ± 0.00194) × T (год)
(рисунок 4);

– площадка Yucca – Боровое:
$t_p$ (сек) = 782.07716 + (0.00336 ± 0.00096) × T (год)
(рисунок 6).

Уравнения локального годографа и линейного тренда времени пробега определены также для трассы «NTS-BRVK»:

– локальный годограф:
$t_p$ (сек) = 402.46392 + (4.21861 ± 0.05841) × Δ°
(рисунок 7);

– линейный тренд времени пробега:
$t_p$ (сек) = 781.61458 + (0.00469 ± 0.00075) × T (год)
(рисунок 8).

Следует отметить, что в настоящем исследовании анализ проведён не по времени вступления продольной волны, а по времени первого (положительного) экстремума вертикальной составляющей. Такой приём позволяет увеличить статистику исследования за счёт вступлений на уровне микросейсмического фона и получить более достоверные результаты. Локальный годограф и линейный тренд при этом получается выше обычного в среднем на 0.3–0.5 секунды. Из рисунков 1, 3, 5, 7 видно, что времена пробега продольной волны по отдельным испытаниям имеют отклонения от локального годографа, не превышающие ±0.3 сек. Линейные тренды времени пробега продольной волны на трассе Невадский полигон – сейсмическая станция «Боровое» в интервале лет 1967 – 1992 гг. являются положительными как для отдельных площадок NTS, так и Невадского полигона в целом.

***Благодарность***

*Авторы благодарят сотрудников Института динамики геосфер РАН Л.Д. Годунову и К.С. Непеину за полезные консультации и помощь в выполнении данного исследования.*

**Литература**

1. An, V.A. A digital seismogram archive of nuclear explosion signals, recorded at the Borovoye Geophysical Observatory, Kazakhstan, from 1966 to 1996 / V.A. An, V.M. Ovtchinnikov, P.B. Kaazik, V.V. Adushkin, I.N. Sokolova, I.B. Aleschenko, N.N. Mikhailova, W-Y. Kim, P.G. Richards, H.J. Patton, W.S. Phillips, G. Randall, D. Baker // GeoResJ, 2015. – No. 6. – P. 141–163.
2. Ан, В.А. Годографы геофизической обсерватории «Боровое» по подземным ядерным испытаниям / В.А. Ан, П.Б.Каазик, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК, 2016. – Вып. 2. – С. 90–95.
3. 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.
4. Springer, D.L. Seismic source summary for all U.S. below-surface nuclear explosions / D.L. Springer, G.A. Pawloski, J.l. Ricca, R.F. Rohrer, D.K. Smith // Bull. Seism. Soc. Am., 2002. – Vol. 92, No. 5. – P. 1806–1840.
5. Ан, В.А. Поправки времени цифровых сейсмограмм геофизической обсерватории «Боровое» / В.А. Ан, П.Б. Каазик, Т.В. Челюбеева // Вестник НЯЦ РК, 2016. – Вып. 3. – С. 30–35.
6. Ан, В.А. Погрешности блоков службы времени цифровых сейсмических станций Геофизической обсерватории «Боровое» / В. Ан, Л. Андрюшкина, Е. Бушуева, Л. Годунова // ИДГ РАН, ГО «Боровое» ИГИ НЯЦ РК. Отчёт, 1997. – 189 с.
7. Кевлишвили, П.В. Сейсмическая аппаратура экспедиции № 4 Спецсектора ИФЗ (1965 – 1985 гг.) / П.В. Кевлишвили, В.А. Ан, С.К. Дараган, В.А. Коновалов, В.К. Лампей, В.В. Мотичев, И.В. Савинова, В.В. Храпов, Т.В. Челюбеева // Спецсектор ИФЗ АН СССР. Отчёт к 20-тилетию экспедиции № 4 Спецсектора ИФЗ, 1986. – 171 с.

## НЕВАДА ПОЛИГОНЫ – «БУРАБАЙ» СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯСЫ ТРАССАДА ҚУМА ТОЛҚЫНДАРДЫҢ ЛОКАЛДЫ ГОДОГРАФТАРЫ, 1967–1992 Ж.Ж.

**Ан В.А., Каазик П.Б., Челюбеева Т.В.**

***РҒА Геосфера динамиксы институты, Мәскеу, Ресей***

«Бурабай» сейсмикалық станциясымен (BRVK) 1967–1992 ж.ж. кезеңінде тіркелген АҚШ Невада полигонындағы (NTS) жерасты ядролық сынаулардан қума сейсмикалық толқыны өту уақытын зерттеу нәтижелері келтірілген. NTS үш сынау алаңдары үшін: Pahute, Rainier, Yucca – КОД, СЦР-СС және СЦР-ТСГ цифрлық станциялардың уақыт қызметі блоктарының түзетулерін есепке ала отырып – локалды годографтары, сондай-ақ NTS – Бурабай трассада күнтізбелік уақытында қума толқын өту уақытының тренді алынған және қарастырылған.

## LOCAL TRAVEL-TIME CURVES OF P-WAVE ON NEVADA TEST SITE RANGE – BOROVOYE SEISMIC STATION, 1967–1992

**V.A. An, P.B. Kaazik, T.V. Chelyubeyeva**

***Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia***

The results of a study on the travel time for the P-wave from underground nuclear tests at the Nevada Test Site (NTS) in USA, registered by the Borovoye seismic station (BRVK) during the period 1967–1992, are presented. In this paper, we observe local travel-time curves from the NTS Pahute, Rainier, Yucca test sites, taking into account the time service blocks corrections of the digital stations KOD, STsR-SSand STsR-TSG, as well as the trend of the travel times for the primary compressional wave in the calendar time on the NTS-Borovoye range.

УДК 550.34

# АНАЛИЗ ДАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА В КЫРГЫЗСТАНЕ

**Берёзина А.В., Першина Е.В., Гребенникова В.В.**

***Институт сейсмологии Национальной Академии наук Кыргызской Республик, Бишкек, Кыргызская Республика***

Приведены характеристика сейсмичности и результаты анализа данных сейсмического мониторинга территории Кыргызстана по материалам различных центров данных. Представлен пример работы программы по определению интенсивности сильных сейсмических событий, оптимизирующей обработку и анализ сейсмических данных.

Кыргызстан подписал Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) в 1996 г., а в 2003 г. он был ратифицирован Парламентом (Жогорку Кенеш). В 2002 г. на базе Центра данных Института сейсмологии Национальной Академии наук Кыргызской Республики (ИС НАН КР) был учреждён Национальный центр данных NDC-093 (NDC-KG). Создание Национального центра данных с выходом в Международный центр данных в Вене открыло дополнительные возможности для Кыргызстана в решении научных и практических задач в области сейсмического мониторинга.

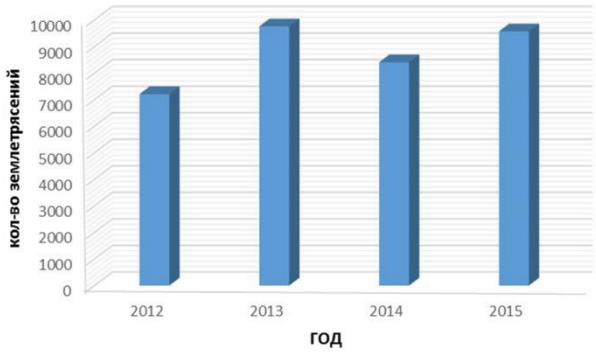
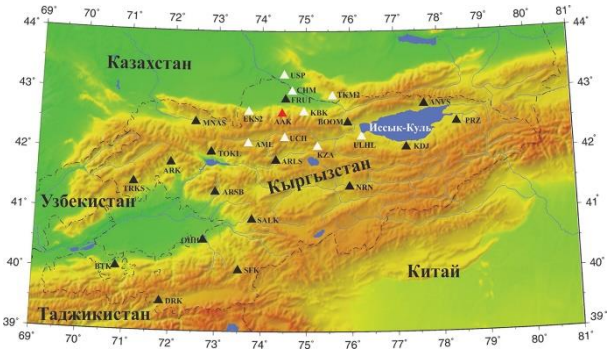



*Рисунок 1. Количество землетрясений на территории Кыргызстана в период с 2012 г. по 2015 г.*

Географически Кыргызстан расположен в пределах Тянь-Шанского орогена, который на современном этапе характеризуется активной тектонической деятельностью, сопровождаемой высоким уровнем сейсмичности. Здесь происходят землетрясения с магнитудой до 8 и более, а также большое количество более слабых событий. В среднем в год обрабатываются более 8000 землетрясений, произошедших на территории Кыргызстана (рисунок 1). В этой связи сейсмический мониторинг является одной из самых актуальных задач для Республики.

Из четырёх технологий Международной системы мониторинга (МСМ) ОДВЗЯИ, Кыргызстан участвует в сейсмическом мониторинге. На его территории функционирует вспомогательная сейсмическая станция МСМ AS060 (Ала-Арча (AAK)). Однако, в создании каталога сейсмических событий, кроме станций МСМ, участвуют станции Национальной системы мониторинга Кыргызстана (рисунок 2).

В настоящее время наблюдательная сеть Кыргызстана включает в себя 26 цифровых сейсмических станций, данные большинства из которых в режиме реального времени передаются в IRIS/DMC - Incorporated Research Institutions for Seismology, США (рисунок 3). По результатам обработки данных мониторинга создаются сейсмические бюллетени и каталоги сейсмических событий (землетрясений и взрывов). Практически все бюллетени отправляются в ISC (International Seismological Centre, Великобритания), где находятся в открытом доступе.




▲ – станция сети KRNET (ИС НАН КР);
△ – станция сети KNET (НС РАН);
▲ – вспомогательная сейсмическая станция AS060 (Ала-Арча) сети МСМ ОДВЗЯИ

*Рисунок 2. Национальная система сейсмического мониторинга Кыргызстана*

Одной из важнейших составляющих работы системы мониторинга является высокое качество обработки и анализа его данных. Для оценки качества обработки данных сейсмического мониторинга в Кыргызстане был проведён анализ бюллетеня NDC-KG (зарегистрирован в ISC – International Seismological Centre, – как KRNET), относительно материалов других региональных центров данных, в том числе Казахстанского национального центра данных (KNDC), представленных в ISC (http://www.isc.ac.uk), а также материалов Международного центра данных ОДВЗЯИ (рисунок 4). Исследовалась территория с координатами 39º00'–44º00'N и 69º00'–81º00'E, куда входит Кыргызстан и прилегающие районы сопредельных государств (Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Китая) – рисунок 2.

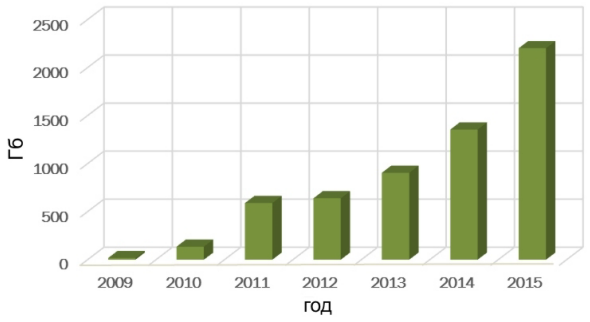



*Рисунок 3. Объём данных станций KRNET (ИС НАН КР), скачиваемых с сайта IRIS/DMC*

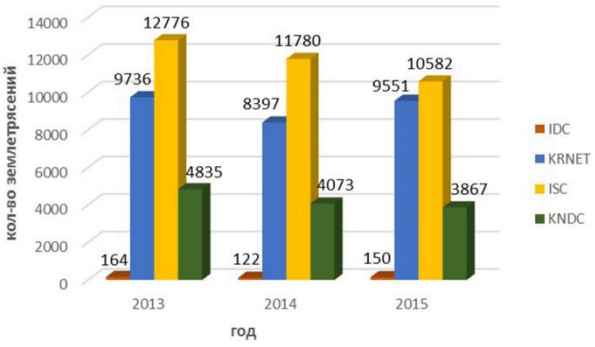
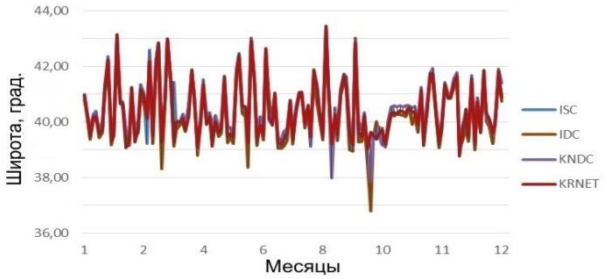



*Рисунок 4. Количество землетрясений на территории Кыргызстана, по которым в ISC представлены бюллетени различных Центров данных*

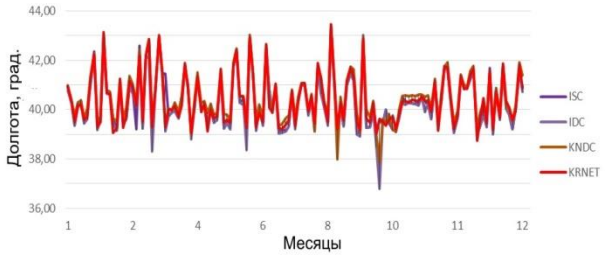
В результате сравнительного анализа выявлены незначительные (в пределах математической погрешности) расхождения по координатам, магнитуде и времени событий ($\Delta\varphi$=0.09°, $\Delta\lambda$=0.1°, $\Delta$M=0.36) – рисунок 5. При этом наибольшая сходимость полученных решений установлена между региональными Центрами данных (NDC-KG, KNDC). Что касается определения глубины событий, то расхождения её значений наблюдаются между всеми центрами данных, т.е. эта глобальная проблема. При этом необходимо отметить, что для исследуемой территории представительность данных NDC-KG (KRNET) в ISC очень высокая, что позволяет использовать эту информацию для решения широкого круга задач.

Следует отметить, что при анализе данных сейсмического мониторинга и для корректной оценки сейсмической опасности произошедшего землетрясения очень важно правильно оценить интенсивность ($I_i$) сейсмических сотрясений в различных населённых пунктах. До настоящего времени определение данного параметра проводилось вручную с помощью палеток (моделей), построенных с использованием региональных значений коэффициентов затухания $\nu$ и $c$ [1] в известном уравнении макросейсмического поля по Шебалину Н.В [2]:

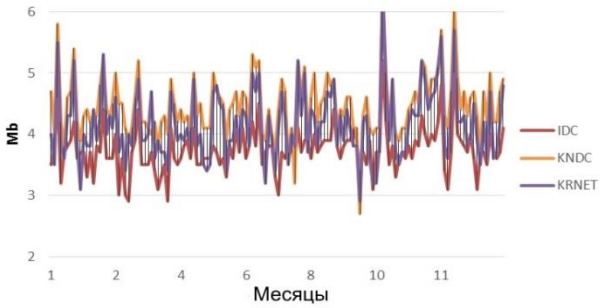
$$I_i = bM - \nu \lg\sqrt{r^{-2} + h^2} + c\,, \qquad (1)$$




а) широта




б) долгота




в) магнитуда

*Рисунок 5. Разностные значениями параметров событий по определениям Национального центра данных ИС НАН КР (NDC-KG) и других центров - Казахстанского национального центра данных (KNDC), Международного центра данных ОДВЗЯИ, Международного сейсмологического центра (ISC)*

где: $I_i$ – интенсивность сотрясения в баллах, вызванная землетрясением с магнитудой $M_{LH}$ (Ms), с очагом на глубине $h$ (км) и на расстоянии $r$ (км) от точки наблюдения; коэффициенты: $b$ = 1.5, $\nu$ = 3.5 и $c$ = 3.0 согласно [1] с учётом региональных коэффициентов затухания уравнения макросейсмического поля для территории Кыргызстана имеют вид [1] (рисунок 6):

$$I_k = 1.5M - 3.8\lg\sqrt{r_i^{-2} + h^2} + 3.4 \qquad (2)$$

– средний радиус,

$$I_k = 1.5M - 3.6\lg\sqrt{r_i^{-2} + h^2} + 3.3 \qquad (3)$$

– вдоль структур,

$$I_k = 1.5M - 4.0\lg\sqrt{r_i^{-2} + h^2} + 3.6 \qquad (4)$$

– вкрест структур.

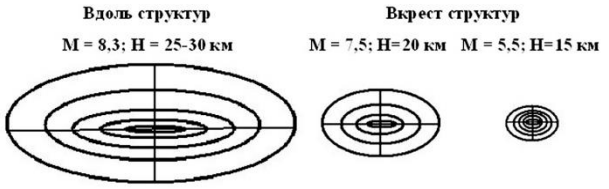



*Рисунок 6. Примеры расчётных моделей макросейсмического поля землетрясений с различной магнитудой и глубиной очага по К.Д. Джанузакову [1]*

Для совершенствования процесса обработки и более оперативной оценки значений интенсивности сотрясений создана и апробирована программа «SEISMIC INTENSITY» – «СЕЙСМИЧЕСКАЯ ИНТЕНСИВНОСТЬ» (Гребенникова В.В., Миркин Е.Л.) и соответствующая база данных (БД) [4-7]. Эта программа позволяет:

1. С помощью метода наименьших квадратов провести группирование эпицентров землетрясений с M ≥ 4.6, произошедших с исторических времен (начиная с 250 г. до н.э.) по декабрь 2014 г. в координатах изучаемой территории (φ=39.00°– 43.50°N, λ=69.00°– 81.00°E).

2. По 36 группам землетрясений с M ≥ 4.6 базы данных создать банк 76 моделей интенсивности сейсмических сотрясений населённых пунктов (объектов) Кыргызстана.

3. Получить коэффициенты затухания сейсмической интенсивности для 76 моделей землетрясений.

4. Подобрать наиболее «близкую» модель из банка моделей для произошедшего нового землетрясения и, с учётом этой модели, рассчитать интенсивность сейсмических сотрясений (в баллах) в населённых пунктах (объектах) КР.

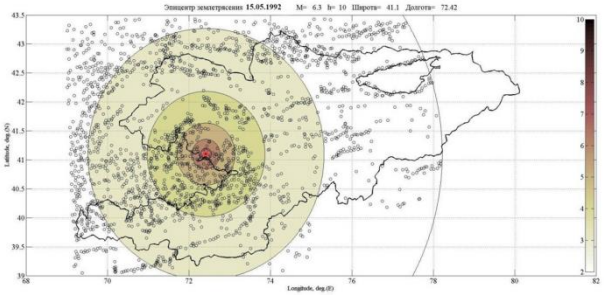
5. Получить визуализацию всей полученной информации (при необходимости с заданной интенсивностью сейсмических сотрясений) в виде:

– карты-схемы локации эпицентра землетрясения и областей с различной интенсивностью сейсмических сотрясений ($I_i$) в баллах;

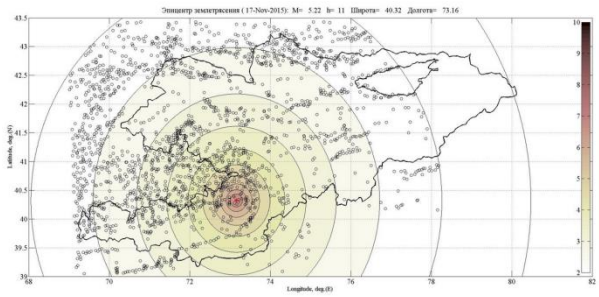
– таблицы расчёта интенсивности сейсмических сотрясений ($I_i$) для населённых пунктов и объектов Кыргызстана.

На рисунке 7-а приведён пример работы программы«SEISMIC INTENSITY», а в таблице 1 представлены результаты сравнения значений интенсивности сотрясений, вызванных Кочкор-Атинским землетрясением (15.05.1992 г., $M_{LH}$=6.3, H= 10 км, φ = 41.10°, λ= 72.42°) по макросейсмическим данным [1] и по разработанной программе. Результаты анализа показали достаточно хорошую сходимость (в пределах математической погрешности), в среднем Δ $I_i$ = ± 0.5 (таблица 1).

На рисунке 7-б и в таблице 2 приведены результаты определения интенсивности сейсмических сотрясений, вызванных самым сильным землетрясением 2015 г. (17.11.2015 г., Ms= 5.2, K=14.1, H= 11 км, φ = 40.32°, λ=73.16°) по программе «SEISMIC INTENSITY» и по палетке Джанузакова К. Д. [3]. Анализ полученных результатов показал хорошую сходимость: Δ $I_i$ = ± 0.37 (таблица 2).



а) для Кочкор-Атинского землетрясения (15.05.1992 г., MLH=6.3)



б) для землетрясения 17.11.2015 г., Ms=5.2.

*Рисунок 7. Пример определения интенсивности сейсмических сотрясений по программе «SEISMIC INTENSITY»*

*Таблица 1. Сравнение результатов определения интенсивности сейсмических сотрясений для Кочкор-Атинского землетрясения (15.05.1992 г.) по данным макросейсмического исследования и по программе «SEISMIC INTENSITY»*

| № | Название населённого пункта | Широта | Долгота | Расстояние до эпицентра | Интенсивность сотрясений («SEISMIC INTENSITY») | Интенсивность (макросейсмика) | Разность (баллы) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | Кочкор-Ата | 41.05 | 72.49 | 8.03 | 7.23 | **7** | **0.23** |
| 2. | Шамалды-Сай | 41.19 | 72.19 | 21.55 | 6.34 | **5** | **1.34** |
| 3. | Советское | 41.06 | 72.74 | 26.93 | 6.07 | **6** | **0.07** |
| 4. | Таш-Кумыр | 41.34 | 72.20 | 32.3 | 5.83 | **5** | **0.83** |
| 5. | Андижан (Узбекистан) | 40.80 | 72.34 | 33.96 | 5.77 | **6** | **−0.23** |
| 6. | Кызыл-Джар | 41.26 | 72.01 | 38.39 | 5.6 | **5** | **0.6** |
| 7. | Сузак | 40.90 | 72.9 | 45.61 | 5.37 | **6** | **−0.63** |
| 8. | Кара-Суу | 40.71 | 72.89 | 58.27 | 5.03 | **5** | **0.03** |
| 9. | Султанабад (Узбекистан) | 40.77 | 72.97 | 58.53 | 5.02 | **6** | **−0.98** |
| 10. | Кок-Янгак | 41.03 | 73.2 | 65.2 | 4.87 | **5** | **−0.13** |
| 11. | Узген | 40.78 | 73.32 | 82.71 | 4.53 | **5** | **−0.47** |

*Таблица 2. Сравнение значений интенсивности для землетрясения 17.11.2015 г. по палетке Джанузакова К. Д. и по программе «SEISMIC INTENSITY»*

| № | Название населённого пункта | Широта | Долгота | Расстояние до эпицентра | Интенсивность сотрясений («SEISMIC INTENSITY») | Палетка |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. | Талдык | 40.30 | 73.21 | 4.71 | 6.96 | |
| 2. | Алга-Бас | 40.34 | 73.21 | 4.71 | 6.96 | |
| 3. | Бек-Джар | 40.36 | 73.13 | 5.09 | 6.94 | 7 |
| 4. | Лаглан | 40.28 | 73.11 | 6.08 | 6.89 | |
| 5. | Тээке | 40.26 | 73.17 | 6.71 | 6.85 | |
| 6. | Лангар | 40.40 | 73.09 | 10.61 | 6.62 | 7 |
| 7. | Коблан-Кёль | 40.35 | 73.29 | 11.29 | 6.57 | |
| 8. | Чайчи | 40.43 | 73.26 | 14.76 | 6.36 | 6 |
| 9. | Берю | 40.34 | 72.98 | 15.1 | 6.34 | |
| 10. | Папан | 40.29 | 72.98 | 15.31 | 6.33 | |
| 11. | Кызыл-Туу | 40.27 | 72.98 | 15.94 | 6.29 | 6 |
| 12. | Кора-Сёгёт | 40.38 | 72.98 | 16.36 | 6.26 | 7 |

Таким образом, разработанная программа «SEISMIC INTENSITY» позволяет в значительной степени оптимизировать процесс определения интенсивности сейсмических сотрясений, связанных с сильными землетрясениями. Корректные данные сейсмического мониторинга и соответствующий анализ имеют важное научное и практическое значение для Кыргызстана, так как они являются основой для оценки сейсмической безопасности территории Республики. Эти сведения необходимы для расчёта сейсмического риска и планирования соответствующих превентивных мероприятий, тем более, что самые густонаселённые районы расположены в очаговых зонах сильных землетрясений.

**Литература**


1. Джанузаков, К.Д. Сильные землетрясения Тянь-Шаня (в пределах территории Кыргызстана и прилегающих районов стран Центральной Азии) / К.Д. Джанузаков [и др]. - Бишкек: Илим, 2003. – 215 с..
2. Шебалин, Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений / Н.В. Шебалин // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971. – №6. – С. 12 - 21.
3. Джанузаков, К.Д. Затухание интенсивности сотрясений и уравнения макросейсмического поля сильных землетрясений Тянь-Шаня / К.Д. Джанузаков // Геолого-геофизические исследования в Институте сейсмологии НАН КР. - Бишкек: 2000. – С. 35 - 37.
4. Гребенникова, В.В. База Данных (БД) "SEISMIC INTENSITY" / В.В. Гребенникова, Е.Л. Миркин // Кыргызпатент. Авторское свидетельство № 25 от 17 июня 2015 г.
5. Миркин, Е.Л. Программа "SEISMIC INTENSITY" / Е.Л. Миркин, В.В. Гребенникова // Кыргызпатент: Свидетельство № 369 от 17 июня 2015 г.
6. Гребенникова, В.В. Модификация карты по оценке интенсивности сотрясений вследствие сильных исторических и современных землетрясений (рукопись исследования) / В.В. Гребенникова // Кыргызпатент. Авторское свидетельство № 2462 от 28 октября 2014 г.
7. Гребенникова, В.В. Сводные карты изосейст исторических и современных землетрясений с M ≥ 4.6 с интенсивностью сейсмических сотрясений от I=6 до I=10-11 баллов / В.В. Гребенникова // Кыргызпатент. Авторское свидетельство № 2463 от 28 октября 2014 г.


## ҚЫРҒЫЗСТАНДАҒЫ СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГТІҢ ДЕРЕКТЕРІН ТАЛДАУ


**Берёзина А. В., Першина Е.В., Гребенникова В.В.**

***Қырғыз Республикасы Ұлттық Академиясының Сейсмология институты, Бишкек қ., Қырғыз Республикасы***



Әр түрлі Деректер орталықтарының материалдары бойынша Қырғыстан аумағының сейсмикалылығының сипаттамасы мен сейсмикалық мониторингі деректерін талдауы келтірілген. Сейсмикалық деректерін өңдеу мен талдауын оңтайландыруына мүмкіншілік беретін, қатты сейсмикалық оқиғалардың қарқындылығын анықтау бойынша программаның жұмысының үлгісі келтірілген.


## SEISMIC MONITORING AND ITS ANALYSIS IN KYRGYZSTAN


**A. Berezina, E. Pershina, V. Grebennikova**

***Ұйымы Institute of Seismology of the National Academy of Sciences of Kyrgyz Republic, Bishkek, Kyrgyz Republic***



The characteristics of the seismicity of Kyrgyzstan and an analysis of data of seismic monitoring, based on data of different data centers, are presented in the paper. The example of application of the new software on determination of the intensity of strong seismic events which allows optimize the process of seismic data analysis are shown.

УДК 550.34

# ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

**Соколова И.Н., Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Полешко Н.Н.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

Мониторинг сейсмичности Казахстана выявил значительное количество землетрясений в районах, которые традиционно считались асейсмичными. Ряд землетрясений приурочен к местам активного техногенного воздействия. В статье приводится информация о событиях техногенной и индуцированной природы на территории Казахстана с использованием как современных инструментальных данных по региональной сети мониторинга, так и по данным международных центров данных. Исследованы техногенные землетрясения на месторождениях твердых полезных ископаемых (Жезказганское месторождение в Центральном Казахстане, золоторудные карьеры Северного Казахстана), на месторождениях углеводородного сырья (нефтегазовое месторождение Тенгиз, газоконденсатное Жанажол), на бывшем Семипалатинском испытательном ядерном полигоне, а также природно-техногенные (индуцированные) землетрясения (в Центральном и Западном Казахстане). Рассматриваются возможные причины их возникновения.

## Введение

До 1994 г. в Казахстане работала сеть сейсмических станций (оператор сети - Институт сейсмологии АН Казахстана, затем СОМЭ МОН РК), сконцентрированная в сейсмически активных районах Казахстана – на юге, юго-востоке и частично на востоке страны. При размещении станций существовала тенденция приблизить станции к очаговым зонам землетрясений, чтобы улучшить регистрацию самых слабых событий. Поэтому станции часто «выстроены» вдоль хребтов, как, например, в случае Северного Тянь-Шаня, где наблюдается высокая сейсмическая активность. Местами установки станций становились и районы произошедших сильных землетрясений, иногда там, где сейсмологи их не ожидали, в разрез с информацией карт общего сейсмического районирования. Так, например, было в случае Зайсанского землетрясения 1990 г. с магнитудой Mw=6.9 и интенсивностью в эпицентре 7 - 8 баллов по шкале MSK-64 в Восточном Казахстане, после которого была установлена сейсмическая станция в пос. Зайсан [1]. Однако на 80% территории Казахстана, включающей центральную, западную и северную его части никогда до 1994 г. не проводились стационарные сейсмические наблюдения.

Результатом деятельности сети сейсмических наблюдений стали каталоги землетрясений, включающие территории Северного и Южного Тянь-Шаня, Джунгарии, в меньшей степени Тарбагатая и казахстанской части Алтая [2, 3]. Информация по активным зонам, выявленным наблюдательной сетью станций отражена в действующей карте сейсмического районирования Казахстана, составленной в 2003 г. и являющейся неотъемлемой частью Строительных норм и правил Республики Казахстан (строительство в сейсмических районах) [4]. Согласно [4] сейсмически опасные зоны с возможной интенсивностью сотрясений более 5 баллов по шкале MSK-64 находятся на юге, юго-востоке и востоке страны, то-есть, именно там, где находились сейсмические станции.

Начиная с 1994 г., Институт геофизических исследований (ИГИ) начал создавать на территории Казахстана сеть станций мониторинга для контроля за выполнением Договора о запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ). Строились как можно более чувствительные станции, способные регистрировать события, происходящие в любой точке земного шара, как на близких, так и на телесейсмических расстояниях. Основой новой сети мониторинга стали сейсмические группы. Их места расположения, апертура и конфигурация [5, 6] не были связаны с сейсмичностью того или иного района, они расположены как в сейсмичных, так и в асейсмичных районах страны. В состав сети, наряду с сейсмическими группами, входят одноместные трехкомпонентные станции, удачно дополняющие сеть в необходимых районах. Сейсмические станции новой сети расположены, условно говоря, по периметру Казахстана (на западе, севере, востоке и юге Казахстана), одна трехкомпонентная станция расположена в центре страны и несколько на юго-востоке (рисунок 1).

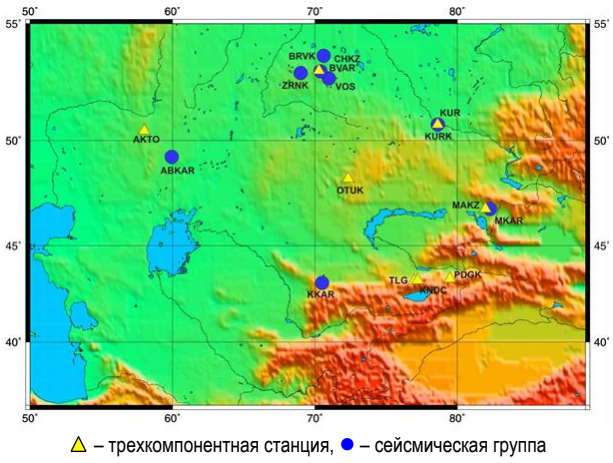



*Рисунок 1. Расположение сейсмических станций сети Института геофизических исследований*

Такое расположение станций позволяет с высокой эффективностью проводить сейсмический мониторинг как внутри территории страны, так и за ее пределами.

С 1999 г. по 2006 г. построены и эксплуатируются пять новых высокотехнологичных сейсмических групп. Их эффективность обеспечена рядом причин. Во-первых, тем, что площадки для строительства выбраны с учетом геологических условий и низкого уровня сейсмических шумов. Во-вторых, регистрирующая аппаратура расположена в скважинах на глубине 30 – 60 м. Апертура групп изменяется от 3 км до 22.5 км. В-третьих, группы оснащены чувствительной аппаратурой. В их состав обязательно входит широкополосная трехкомпонентная станция и комплект однокомпонентных вертикальных сейсмометров. Преимуществом сейсмических групп является возможность использования специальных методов обработки данных, позволяющих проводить локализацию источника даже по данным одной группы.

С 2003 г. начато систематическое обнаружение и обработка сигналов, составление сейсмических бюллетеней в Центре данных ИГИ. Уже в первые годы сейсмического мониторинга Казахстана новой сетью выявлено значительное количество событий в районах, которые традиционно считались асейсмичными. Большую часть этих событий, безусловно, составляют промышленные взрывы [7], используемые при разработке полезных ископаемых - именно в последние десятилетия произошел скачок количества промышленных взрывов. Но регистрировались и события, которые не являлись взрывами. По собранным архивным данным о сейсмологической истории районов, где они произошли, проведено исследование природы таких событий, обнаруженных в центральном, западном, северном и северо-восточном Казахстане. События приурочены к таким местам активного техногенного воздействия, как разработка месторождений твердых полезных ископаемых и нефтегазовых месторождений, а также к местам исторических подземных ядерных взрывов (ПЯВ) на территории Семипалатинского испытательного полигона (рисунок 2).

Причины таких землетрясений могут быть разными, но, как правило, все они связаны с продолжительным техногенным воздействием на геологическую среду, вызывающим ответную реакцию в виде обрушений породы и горных ударов в местах добычи твердых полезных ископаемых [8 - 10], техногенных землетрясений в продуктивных горизонтах при разработке нефтегазовых месторождений. Кроме этого, вблизи крупных активных карьеров могут возникать природно-техногенные землетрясения с очагами, приуроченными к активным тектоническим разломам [11 - 12] в непосредственной близости от районов длительного техногенного воздействия. В местах проведения ПЯВ землетрясения могут быть связаны с обрушением полостей, образовавшихся в связи со взрывом [13].

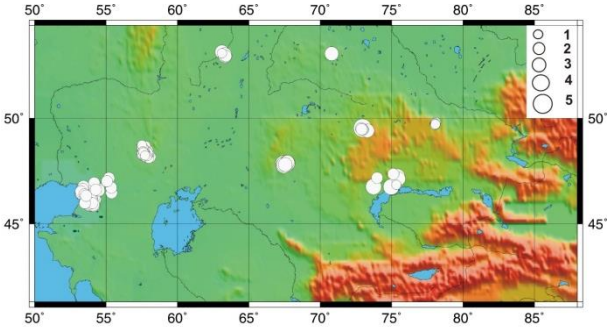



*Рисунок 2. Расположение эпицентров техногенных сейсмических событий*

Перед авторами настоящей работы стояла задача обобщения имеющейся информации о событиях техногенной и индуцированной природы на территории Казахстана с использованием как современных инструментальных данных по региональной сети мониторинга, так и данных международных центров обработки сейсмологических данных глобальных сетей наблюдений.

## ТЕХНОГЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

### *Жезказганское месторождение в Центральном Казахстане*

Длительная разработка Жезказганского месторождения меди (более 160 лет) привела к существенным геодинамическим изменениям в геологической среде, которые проявились мощными техногенными землетрясениями. Самое сильное из них, с mb=4.8, Ms=4.5, произошло 01.08.1994 г. на территории карьера Златоуст-Беловский вблизи г. Жезказган (рисунок 3).

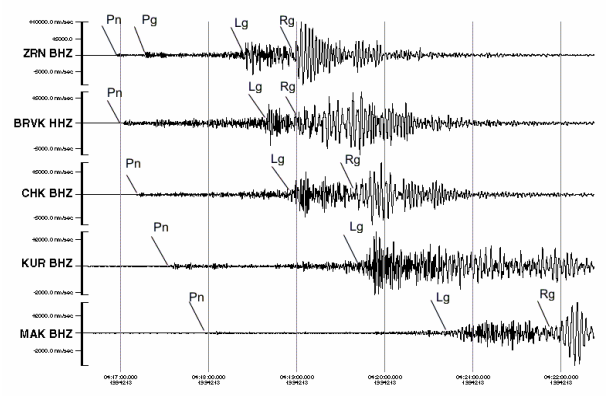
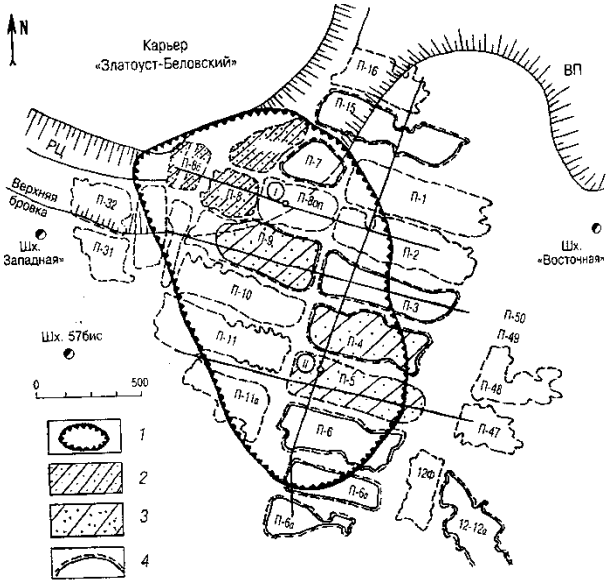



*Рисунок 3. Район Жезказгана. Сейсмические записи события 01.08.1994 г. t0=04-15-39.7, φ=47.833°, λ=67.451°, mb=4.8, K=12.2. Станции ИГИ. Z-компонента*

Это было крупномасштабное обрушение, которое унесло жизни 6 человек, вызвало разрушение

множества действующих подземных выработок и зданий на поверхности. Проявления землетрясения были столь сильными, что практически привели к полной остановке работ на одном из рудников, закрытию ряда шахт и переносу поверхностных строений из опасной зоны. Были искорежены рельсовые пути, опрокинуты вагоны [8, 9]. На рисунке 4 приведена схема обрушения налегающей толщи с выходом на дневную поверхность [8].




1 – контур обрушения, 2 - 4 – панели соответственно заложенные, частично заложенные и ослабленные [8]

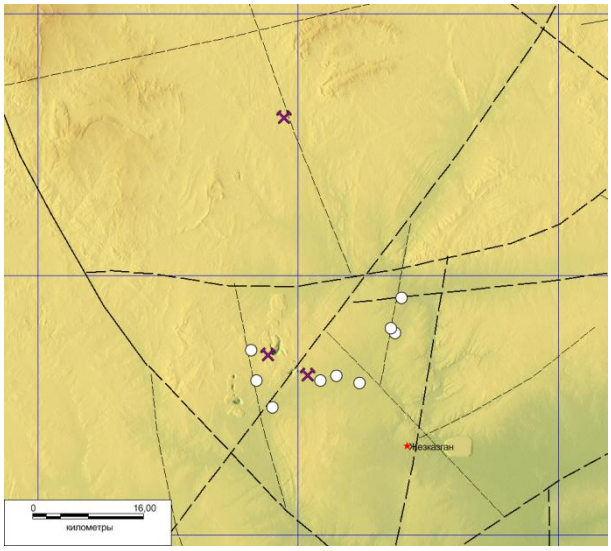
*Рисунок 4. Карьер Златоуст-Беловский Жезказганского месторождения. Схема реализация процесса обрушения, произошедшего 01.08.1994 г.*

Другое событие, произошедшее 23.06.1996 г. в районе Жезказганского месторождения ($M_s$=3.7), ощущалось в п. Каражал (эпицентральное расстояние Δ=243 км), п. Агадырь (Δ=398 км) с интенсивностью 3 балла. Станциями ИГИ зарегистрированы также события 09.09.2002 (Ms=4.4) и 23.06.2005 (Ms=4.0). На рисунке 5 показаны эпицентры, а в таблице 1 приведены параметры наиболее сильных сейсмических событий (mpv≥3.7) вблизи г. Жезказган.

*Таблица 1 Параметры сейсмических событий вблизи г. Жезказган.*

| Дата | $t_0$ | φ°,N | λ°,E | h | mpva | Ms | K |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 01.08.1994 | 04:15:39.7 | 47.833 | 67.451 | 0 | 4.8 | 4.5 | 12.2 |
| 17.07.1995 | 19:08:30.9 | 47.973 | 67.699 | 0 | 3.9 | | 10.4 |
| 23.06.1996 | 18:28:25.8 | 47.8643 | 67.618 | 0 | 4.3 | | 10.9 |
| 01.08.1996 | 00:06:04.5 | 47.9284 | 67.6856 | 0 | 4 | | 10.4 |
| 09.09.2002 | 22:27:01.3 | 47.873 | 67.573 | 0 | 4.6 | 3.8 | 11.0 |
| 23.06.2005 | 18:00:07.6 | 47.9059 | 67.4092 | 0 | 4.1 | 3.5 | 10.4 |
| 16.01.2009 | 22:18:29.8 | 47.8672 | 67.4203 | 0 | 3.7 | | 9.4 |
| 19.03.2009 | 19:08:46.6 | 47.934 | 67.6777 | 0 | 4.3 | | 10.4 |
| 11.06.2009 | 06:05:49.9 | 47.8672 | 67.5424 | 0 | 3.9 | | 10.3 |

Из таблицы 1 видно, что после 2009 г. сильных событий в районе Жезказганского месторождения не было. Это связано с тем, что, начиная с 2010 г. изменилась технология подземной добычи руды с исключением опасной отработки богатых содержанием металла горных целиков (оставшихся со времен СССР), которые к тому времени были все отработаны. В настоящее время подземная добыча проводится в меньших объемах, большая часть добычных работ проводится с поверхности в открытых горных выработках (карьерах).




— — — – разрывные нарушения; ○ – эпицентр события, ⚒ – карьер

*Рисунок 5. Карта расположения эпицентров сейсмических событий в районе Жезказганского месторождения.*

***Золоторудные карьеры в Северном Казахстане***

В Северном Казахстане землетрясения происходят очень редко. Наиболее заметным является землетрясение вблизи курорта Боровое (mpv =3.5, энергетический класс 8.6), произошедшее 08.05.2003 г. в 16-08-13.3, φ=52.825°N, λ=70.807°E (таблица 2).

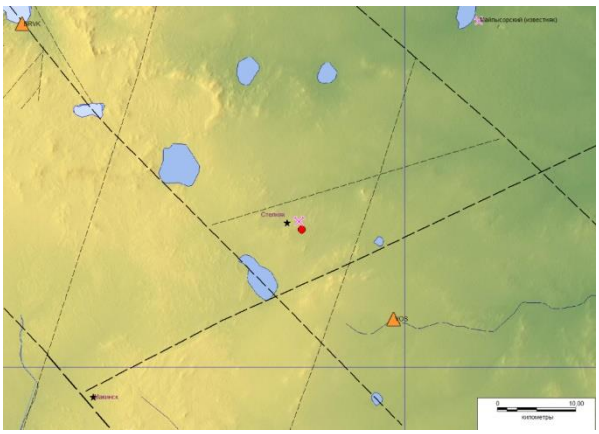
*Таблица 2 Параметры сейсмических событий вблизи г. Степняк*

| Дата | $t_0$ | φ° | λ° | h | mpva | K |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 08.05.2003 | 16:08:13.3 | 52.825 | 70.807 | 0 | 3.5 | 8.6 |

В г. Степняк, находящемся в 6 км от эпицентра, колебания достигали интенсивности 4 балла [10]. По словам очевидцев, землетрясение ощущалось как удар и сильное раскачивание. Во многих дворах на земле появились трещины различного размера. Землетрясение ощущалось также в других ближайших поселках и некоторыми жителями г. Астаны (Δ =193 км) с интенсивностью 2 балла.

На рисунке 6 показано расположение эпицентра землетрясения 08.05.2003 г., а также тектонические и разрывные нарушения. Землетрясение произошло в месте, где возникновение тектонических землетрясений маловероятно. Однако вблизи эпицентра расположены шахты и забои золотодобывающего руд-

ника. Добыча золота здесь началась сотни лет назад. В 1928 г. золотодобывающий прииск стал рудником, а в 30-е годы прошлого века в шахтах и забоях уже велась интенсивная добыча руды с использованием механизмов горнодобывающей промышленности. В настоящее время добыча месторождения законсервирована, а вблизи шахт не проводится мониторинг их состояния. На рисунке 8 представлены сейсмограммы сейсмического события 08.05.2003 г., зарегистрированные станциями ИГИ, расположенным вблизи п. Боровое.



● – эпицентр землетрясения, △ – сейсмическая станция ИГИ;
★ – г. Степняк, ⚒ – карьер или рудник

*Рисунок 6. Расположение эпицентра землетрясения 08.05.2003 г. t0=16-08-13, тектонических и разрывных нарушений*

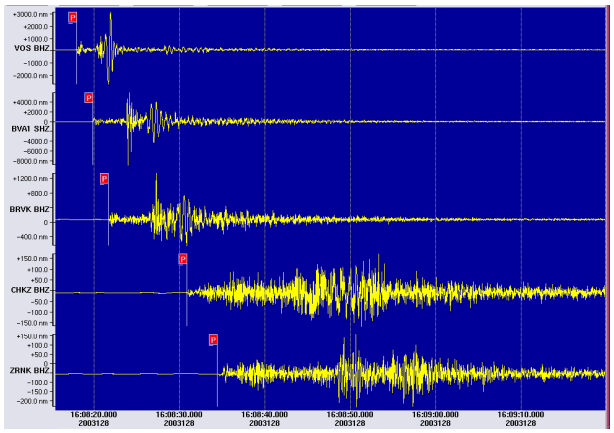



*Рисунок 7. Сейсмограммы сейсмического события 08.05.2003 г. станций ИГИ, расположенных вблизи Борового (Z-компонента)*

Землетрясение было зарегистрировано всеми станциями ИГИ на расстояниях от 15 до 1080 км. С большой вероятностью можно утверждать, что рассматриваемое событие является обрушением горных пород, о чем свидетельствует характерная форма записи события: мощные поверхностные волны, все знаки первых вступлений на вертикальных компонентах записи являются минусами.

## ТЕХНОГЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

### *Месторождение Тенгиз в северном Прикаспии*

Гигантское нефтегазовое месторождение Тенгиз в Атырауской области, в 160 км от города Атырау, открыто в 1979 г. Район месторождения Тенгиз относится к асейсмичным районам Казахстана. В апреле 1991 г. началась промышленная добыча нефти.

До 1997 г. в международных и региональных сейсмологических бюллетенях события из этого района не были отмечены. В 1997 г. на территории месторождения Международными сейсмологическими центрами зарегистрированы сейсмические события: 19.02.1997 г. в $t_0$=07-09-57.5 с mb=3.4 и 06.04.1997 г. в $t_0$=21-42-10.0 с mb=3.5. В последние годы наблюдается увеличение количества сейсмических событий, регистрируемых региональными сейсмическими сетями в районе Тенгизского месторождения (рисунок 8). Так, например в 2015 г. сетью станций ИГИ зарегистрированы 10 сейсмических событий (магнитуда mb 2.8÷3.5), а в 2016 г. – 18 событий (магнитуда mb 2.5÷3.5).

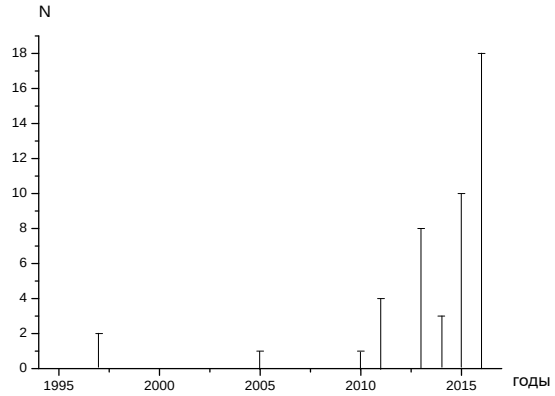



*Рисунок 8. Ежегодное количество землетрясений из района месторождения Тенгиз, зарегистрированных сейсмической сетью станций ИГИ и глобальными сетями мониторинга*

Самые ближайшие к месторождению станции - трехкомпонентная сейсмическая станция AS059-Актюбинск (AKTO) и сейсмическая группа Акбулак (ABKAR), – расположены на расстояниях ~570 км и ~600 км, соответственно, регистрируют события не слабее mb 2.1. Самыми сильными событиями за исследуемый период по данным сети станций ИГИ и международных сейсмологических центров были землетрясения 21.02.2011, $t_0$=09:03; 23.05.2014, t0=21:03; 16.06.2015, $t_0$=21:25; 07.05.2016, $t_0$=19:27 (рисунок 9). Землетрясения ощущались на месторождении с интенсивностью 3 - 4 балла. Некоторые из событий, кроме станций сети ИГИ, регистрируются глобальными и региональными сетями мониторинга [13] (таблица 3).

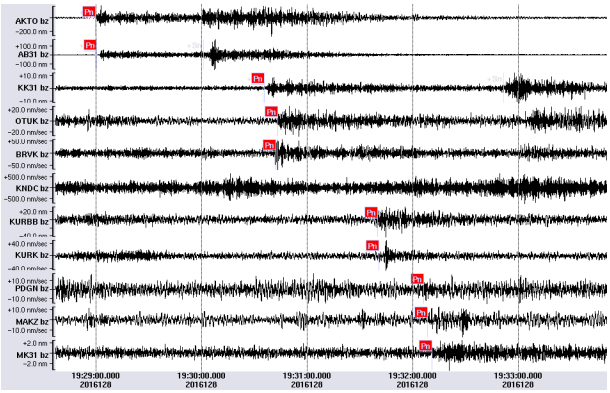



*Рисунок 9. Сейсмические записи события 07.05.2016 г. t0=19-27-41.9, φ=45.97°, λ=53.85°, mpva=3.5, K=8.5 в районе месторождения Тенгиз станциями сети ИГИ (Z-компонента)*

На рисунке 10 представлено расположение эпицентра сейсмического события 07.05.2016 г., $t_0$=19:27:38.9 и зарегистрировавших его 19 сейсмических станций на региональных и телесейсмических расстояниях. Самая близкая станция AKTO расположена от эпицентра землетрясения на расстоянии 596 км, самая далекая сейсмическая группа YKA Yellowknife (Канада) – (Δ = 7927 км).

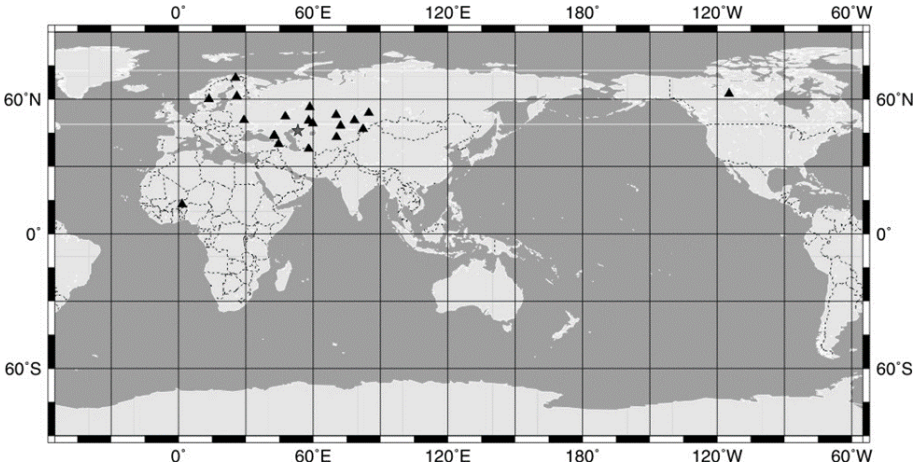


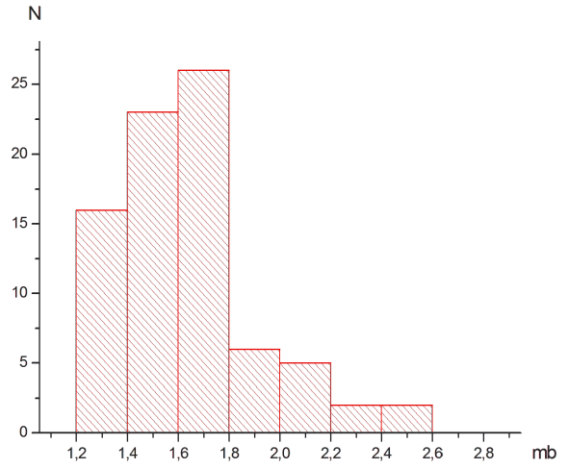

*Рисунок 10. Расположение эпицентра сейсмического события 07.05.2016 г. $t_0$=19-27-41.9 (★) и зарегистрировавших его сейсмических станций на региональных и телесейсмических расстояниях (▲)*

*Таблица 3. Параметры землетрясений на территории Тенгизского месторождения*

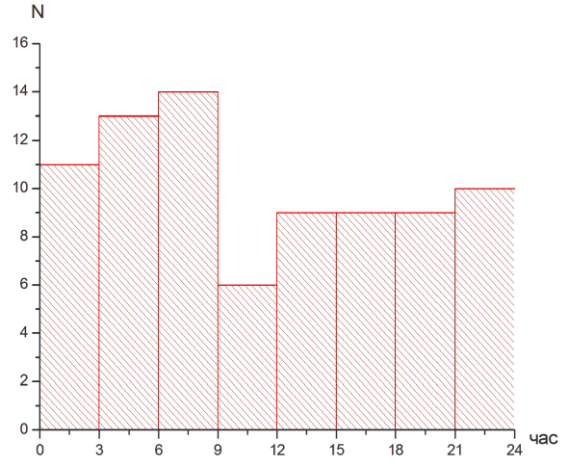
| N | Дата | Время в очаге | Широта | Долгота | mb | mpv | ML | K | Nsta | Сеть |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 06.04.1997 | 21:42:10.0 | 46.3910 | 54.0810 | 3.5 | | | | 4 | EIDC |
| 2 | 21.02.2011 | 09:03:20.2 | 46.1780 | 53.4023 | 3.7 | | 3.6 | | 18 | IDC |
| | 21.02.2011 | 09:03:20.5 | 46.146 | 53.474 | 4.0 | | | | 23 | ГС РАН |
| | 21.02.2011 | 09:03:22.1 | 46.0287 | 53.5924 | 3.8 | | | | 20 | EMSC |
| | 21.02.2011 | 09:03:25.8 | 46.2096 | 54.1584 | 3.7 | 3.1 | | 8.4 | 5 | ИГИ |
| | 21.02.2011 | 09:03:23.3 | 46.0621 | 53.5943 | 3.7 | | | | 48 | ISC |
| 3 | 23.05.2014 | 21:03:52.8 | 45.9656 | 54.0435 | 3.9 | 3.7 | | 8.6 | 4 | ИГИ |
| | 23.05.2014 | 21:03:51.0 | 46.2113 | 53.2775 | 3.7 | | 3.4 | | | IDC |
| 4 | 16.06.2015 | 21:25:28.8 | 45.9389 | 54.0877 | 3.5 | 3.0 | | 7.4 | 2 | ИГИ |
| | 16.06.2015 | 21:25:23.8 | 46.1188 | 53.5150 | 3.8 | | 3.6 | | | IDC |
| 5 | 31.07.2015 | 11:58:34.8 | 46.2151 | 53.6253 | 3.5 | | 3.8 | | | IDC |
| 6 | 11.09.2015 | 1:32:45.5 | 46.3523 | 54.1106 | 3.5 | 3.1 | | 6.9 | | ИГИ |
| 7 | 29.04.2016 | 2:41:43.2 | 46.0014 | 53.9034 | 3.9 | 3.2 | | 7.91 | 11 | ИГИ |
| | 29.04.2016 | 2:41:40.75 | 46.2077 | 53.1633 | 3.4 | | 36 | | 11 | IDC |
| 8 | 07.05.2016 | 19:27:41.9 | 45.9677 | 53.8543 | 3.7 | 3.5 | | 8.48 | 12 | ИГИ |
| | 07.05.2016 | 19:27:37.6 | 46.0852 | 53.3212 | 3.7 | | 3.3 | | 16 | IDC |
| 9 | 14.06.2016 | 9:16:22.7 | 46.1166 | 53.8038 | 3.6 | 3.2 | | 7.11 | 4 | ИГИ |
| | 14.06.2016 | 9:16:20.5 | 46.3452 | 53.1876 | 3.3 | | 3.2 | | 10 | IDC |
| 10 | 20.10.2016 | 11:19:39.6 | 46.1420 | 53.8362 | 3.9 | 3.2 | | 8.90 | 12 | ИГИ |
| | 20.10.2016 | 11:19:37.5 | 46.0733 | 53.3411 | 3.6 | | | 3.7 | 12 | IDC |
| 11 | 29.10.2016 | 3:39:13.3 | 46.3559 | 53.2037 | 3.6 | | | 3.4 | 5 | IDC |
| | 29.10.2016 | 3:39:16.8 | 46.0141 | 54.029 | 3.2 | 2.8 | | 6.82 | 4 | ИГИ |

***Месторождение Жанажол в Западном Казахстане***

Крупнейшее в Казахстане газоконденсатное месторождение Жанажол на территории Западного Казахстана открыто в 1978 г., разрабатывается с 1983 г. Начиная с 2004 г. сеть станций ИГИ зарегистрировала в районе месторождения более 80 событий с магнитудами mb 1.3 - 2.6 (рисунок 11-а), наибольшее количество которых приходится на период 2009 - 2010 гг. На рисунке 11-б представлено распределение событий по времени суток, из которого следует, что события регистрируются как в ночное, так и в дневное время. На рисунке 12 приведены сейсмограммы сейсмического события из района месторождения Жанажол 30.01.2009 г., $t_0$=17:58:01, φ=48.498678, λ=57.697256 (mpva=2.1, K=4.7). Так как все события из района месторождения достаточно слабые, они регистрируются только сейсмической группой Акбулак (Δ ~180 км) и сейсмической станцией AS59-Актюбинск (Δ ~220 км). Эти события предположительно отнесены к техногенным.




а) по магнитудам за период 2004-2016 гг.




б) по времени суток (GMT)

*Рисунок 11. Распределение событий, зарегистрированных в районе месторождения Жанажол по магнитудам и времени суток*

Для уточнения природы регистрируемых слабых сейсмических событий необходимо создать специальную локальную сеть сейсмического мониторинга непосредственно на территории месторождения Жанажол.

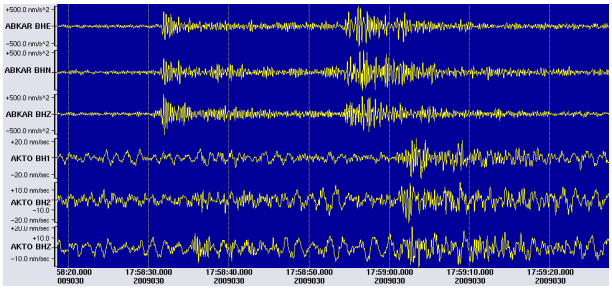



*Рисунок 12. Сейсмограммы сейсмического события из района месторождения Жанажол 30.01.2009 г., $t_0$=17:58:01, φ=48.498678, λ=57.697256, mpva=2.1, K=4.7. Станции Акбулак и AS59-Актюбинск (Z- компонента)*

**ТЕХНОГЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ НА БЫВШЕМ СЕМИПАЛАТИНСКОМ ИСПЫТАТЕЛЬНОМ ЯДЕРНОМ ПОЛИГОНЕ**

Согласно действующим картам общего сейсмического районирования Республики Казахстан (2003г.), территория Семипалатинского испытательного ядерного полигона (СИЯП) считается асейсмичным районом. Однако проведенные в последние годы исследования и анализ архивных данных [14] показали, что на территории полигона и вблизи него происходили и происходят в настоящее время тектонические и техногенные землетрясения с максимальной магнитудой до 5–5.9. На территории полигона за время его эксплуатации было проведено порядка 340 подземных ядерных взрывов (ПЯВ). Известно, что в течение непродолжительного времени (несколько часов - несколько суток) после ПЯВ регистрировались обрушения полости взрыва [15] (рисунок 13).

В настоящее время, спустя почти три десятилетия после окончания испытаний, наблюдается геодинамическая активность в районе инфраструктуры полигона. Одним из таких проявлений являются сейсмические события малой энергии. В течение 2005 - 2010 гг. ИГИ проводил сейсмический мониторинг на территории полигона с использованием временной сети локальных станций [14]. В 2010 г. полевой сейсмической станцией DEG1 были зарегистрированы слабые поверхностные события, форма записей которых похожа на регистрацию обрушения (рисунок 14, таблица 4).

На рисунке 15 представлен пример записи землетрясения из района площадки Дегелен, эпицентры таких событий согласуются с расположением использованных штолен на полигоне.

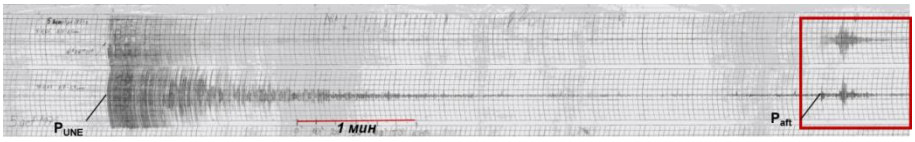
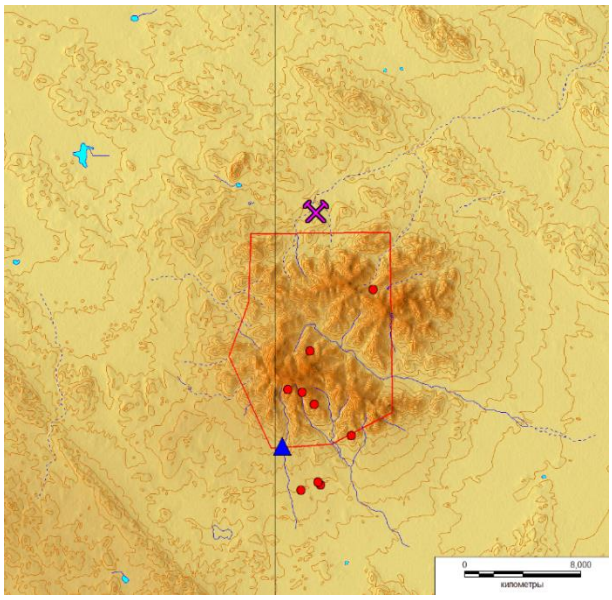



*Рисунок 13. Сейсмограмма ПЯВ 05.10.1975 г., t0=04:27:00.0, φ=49.78306, λ= 78.08667, площадка Дегелен. Станция Курчатов*




● – эпицентр события; ▲ – сейсмическая станция DEG1; ⚒ –карьер

*Рисунок 14. Расположение эпицентров сейсмических событий в районе испытательной площадки Дегелен СИЯП*

*Таблица 4 Параметры сейсмических событий 2010 г. на площадке Дегелен*

| Дата | $t_0$ | φ°,N | λ°,N | h | mpva |
|---|---|---|---|---|---|
| 15.05.2010 | 14:08:10.0 | 49.7563 | 78.0123 | 0 | <1 |
| 19.05.2010 | 04:51:25.2 | 49.8181 | 78.0937 | 0 | <1 |
| 22.05.2010 | 01:07:22.2 | 49.7548 | 78.0262 | 0 | <1 |
| 23.05.2010 | 23:17:27.9 | 49.7802 | 78.0336 | 0 | <1 |
| 29.05.2010 | 18:13:18.5 | 49.6945 | 78.0252 | 0 | <1 |
| 22.06.2010 | 22:12:49.3 | 49.7473 | 78.0375 | 0 | <1 |
| 24.07.2010 | 20:12:55.8 | 49.6978 | 78.044 | 0 | <1 |
| 24.07.2010 | 20.16.48.9 | 49.6993 | 78.041 | 0 | <1 |
| 28.07.2010 | 16:57:47.7 | 49.7282 | 78.0732 | 0 | <1 |

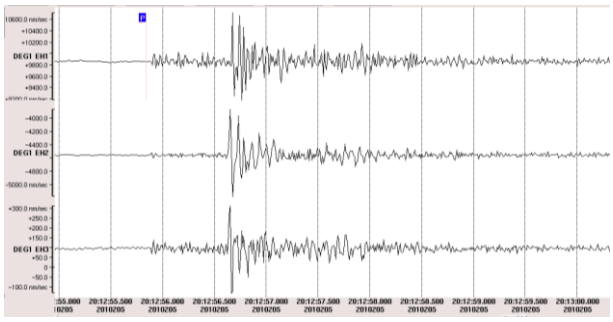



*Рисунок 15. Сейсмограммы техногенного землетрясения на площадке Дегелен, 24.07.2010, 20:12:55.8, с координатами φ=49.6978°, λ=78.0440°*

## Природно-техногенные (индуцированные) землетрясения

### *Район г. Рудный*

17.04.2004 г., а также 02.04.2016 в Северном Казахстане вблизи г. Рудный произошли землетрясения с магнитудой более 3, которые ощущались в г. Рудный с интенсивностью 3 балла. Землетрясения в обоих случаях произошли в ночное время, имели глубину менее 10 км, имелись афтершоки. На рисунке 16 приведены сейсмограммы землетрясения 17.04.2004, $t_0$=19:56:54.9, а в таблице 5 даны параметры землетрясений, зарегистрированных станциям ИГИ.

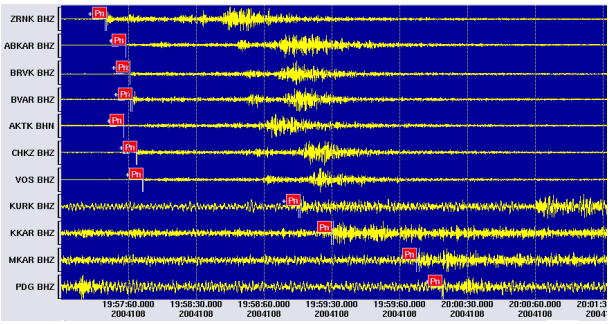



*Рисунок 16. Сейсмические записи события 17.04.2004, $t_0$=19:56:54.9 по сейсмическим станциям ИГИ (Z – компонента)*

*Таблица 5. Параметры сейсмических событий вблизи г. Рудный*

| Дата | $t_0$ | φ°,N | λ°,E | h,км | mpv | mb | K |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 17.04.2004 | 19:22:17.7 | 52.7334 | 63.3306 | зк | 3,4 | 3,7 | 8,5 |
| 17.04.2004 | 19:31:28.6 | 52.7200 | 63.4042 | зк | 2,3 | 2,8 | 5,7 |
| 17.04.2004 | 19:56:54.9 | 52.7843 | 63.3094 | зк | 3,4 | 3,8 | 8,5 |
| 02.04.2016 | 19:15:32.2 | 52.8892 | 63.1180 | 12 | 3,1 | 3,5 | 8,1 |
| 02.04.2016 | 19:55:07.7 | 52.8433 | 63.1098 | зк | <2 | | <5 |

Район г. Рудный является асейсмичным, однако вблизи него расположены крупные карьеры, такие как, Соколовский, Сарбайский и Качарский, где производятся взрывы с максимальной мощностью, достигающей 500-600 т при средней мощности 200 т.

На рисунке 17 приведена карта эпицентров землетрясений (согласно таблицы 5), разломов и карьеров вблизи г. Рудный. Сеть станций ИГИ регистрирует большое количество взрывов из этого района с энергетическими классами K=4.2÷8. Суммарная сейсмическая энергия карьерных взрывов в радиусе 50 км от эпицентров землетрясений (рисунок 18) достигает 3 ГДж (2010, 2012 г.). Вполне вероятно, что

регулярное интенсивное техногенное воздействие могло вызвать подъем флюидов и спровоцировать или ускорить процесс подготовки тектонических землетрясений.

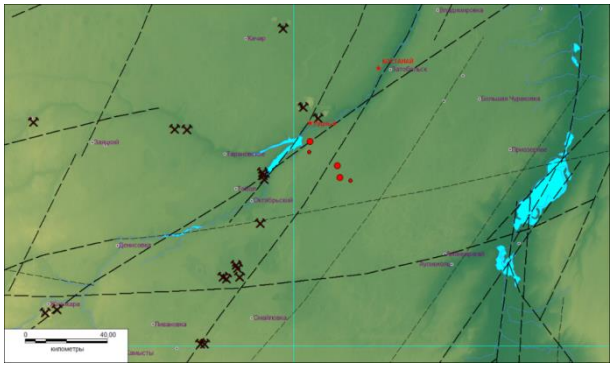


*Рисунок 17. Эпицентры землетрясений (●), разломы (черные сплошные и пунктирные линии) и карьеры (⚒) вблизи г. Рудный*

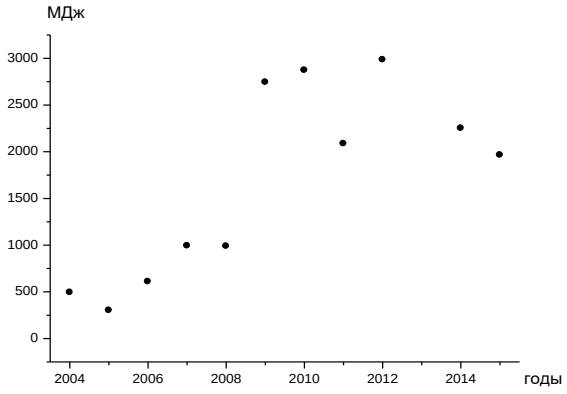


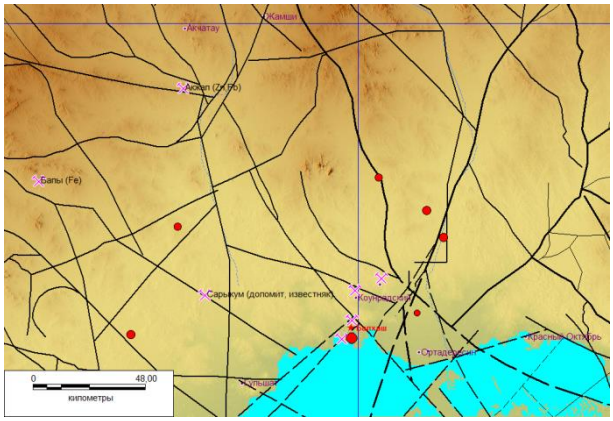

*Рисунок 18. Ежегодная суммарная сейсмическая энергия карьерных взрывов в районе эпицентров землетрясений вблизи г. Рудный*

***Район г. Балхаш***

02.08.2003 г. в 00:53:08.2 GMT на берегу оз. Балхаш, вблизи крупного медного месторождения Коунрад произошло мощное землетрясение, которое ощущалось в г. Балхаш силой 3 - 4 балла [16]. Координаты события φ=46.8032°N, λ=74.9628°E, mpv=4.8, K=11.3 (рисунок 19, таблица 6).

*Таблица 6. Параметры сейсмических событий вблизи месторождения г. Балхаш*

| Дата | t0 | φ°,N | λ°,E | h, км | mpv | mb | K |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 27.09.1988 | 16:11:36.3 | 46.8157 | 73.7273 | | 4.5 | | |
| 10.03.2002 | 00:56:21.5 | 47.1883 | 75.4766 | зк | 3.9 | 3.5 | 9 |
| 13.05.2003 | 10:41:12.9 | 47.2922 | 75.3832 | 13 | | 4 | 9.6 |
| 02.08.2003 | 00:53:08.2 | 46.8032 | 74.9628 | 13 | | 4.8 | 11.3 |
| 06.08.2003 | 01:05:48.7 | 47.4173 | 75.1154 | 3 | | 2.8 | 7.1 |
| 02.05.2008 | 23:52:03.6 | 47.23 | 73.9895 | | | 2.9 | 7.8 |
| 20.01.2013 | 22:07:37.2 | 46.9 | 75.33 | | | 1.9 | 5.2 |




★ – г. Балхаш; ⚒ – карьер или рудник; ● – эпицентр события;
—— – – – – нарушение (тектоническое, разрывное)

*Рисунок 19. Расположение эпицентров событий, тектонических и разрывных нарушений вблизи Коунрадского месторождения*

Север оз. Балхаш традиционно считается асейсмичным, однако в этом районе и ранее происходили землетрясения, самое сильное из которых (mb=4.5) было 27.09.1988 г. к западу от г. Балхаш. Землетрясение 02.08.2003 г. имеет тектоническую природу: его очаг приурочен к тектоническому разлому, механизм - сдвиг, глубина события ~13 км, волновая картина характерна для тектонического события из этого района (рисунок 20). Однако землетрясение 02.08.2003 г. произошло в непосредственной близости от Коунрадского месторождения медных руд, где регулярное антропогенное воздействие на среду могло ускорить процесс подготовки этого землетрясения.

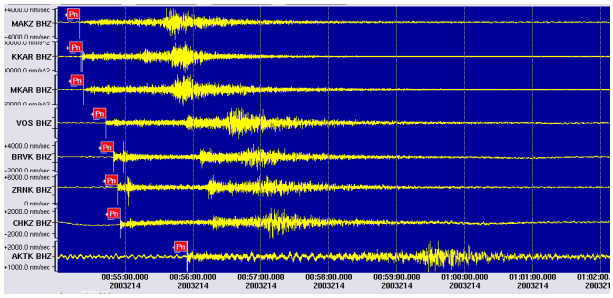



*Рисунок 20. Сейсмограммы землетрясения 02.08.2003 г. в 00:53:08.2, зарегистрированные станциям ИГИ (Z-компонента)*

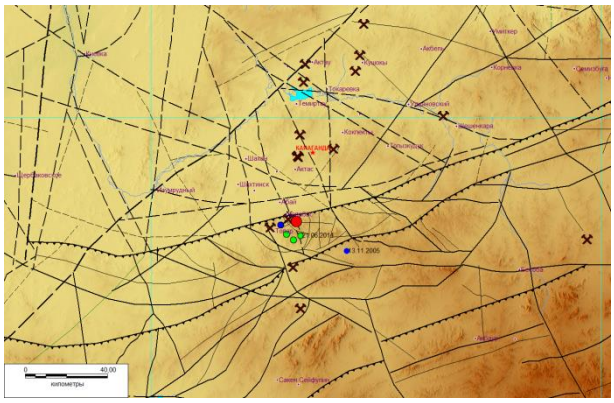
***Район г. Караганда***

21.06.2014 г. сейсмические станции ИГИ зарегистрировали довольно сильное землетрясение (mpva=5.2) в Центральном Казахстане близ г. Караганды (таблица 7).

Наиболее близкая к эпицентру землетрясения станция Ортау (Δ ~160 км) находится к юго-западу от эпицентра. Записи получены также на станциях AS57-Боровое (Δ ~432 км), AS58-Курчатов (Δ ~426 км), PS23-Маканчи и др. (рисунок 21).

*Таблица 7. Параметры сейсмических событий вблизи г. Караганда*

| N | Дата | $t_0$ | φ°,N | λ°,E | h,км | mpv | Ms | K |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 13.11.2005 | 12:03:54.0 | 49,4299 | 73,3076 | 6 | 3,7 | | 9,2 |
| 2 | 19.06.2014 | 1:25:35.9 | 49,5386 | 72.8669 | зк | 2,6 | | 6,7 |
| 3 | 21.06.2014 | 6:30:3,364 | 49,5551 | 72,9682 | 9 | 5,2 | 4,8 | 11,65 |
| 4 | 21.06.2014 | 6:47:4.9 | 49,4914 | 72,999 | зк | 2,1 | | 5,8 |
| 5 | 09.07.2014 | 22:47:15.3 | 49,4979 | 72,9043 | зк | 2,9 | | 6,9 |
| 6 | 28.07.2014 | 3:13:33.2 | 49,4736 | 72,9509 | зк | 2,3 | | 4,8 |



● – эпицентр события (из таблицы 7): ● – № 1, 2; ● – № 3; ● – № 4 - 6

*Рисунок 21. Эпицентры землетрясений, разломы и карьеры вблизи г. Караганда*

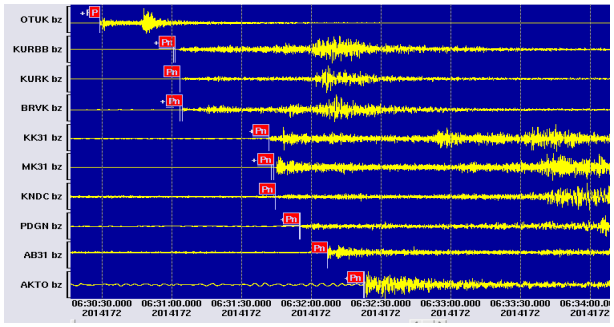
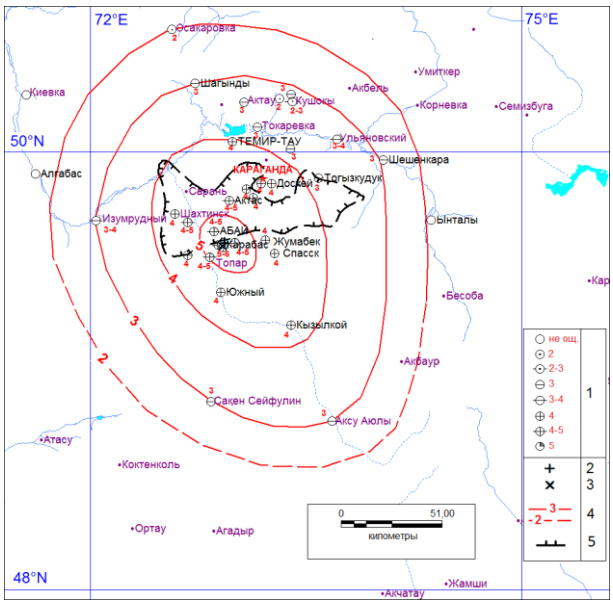



*Рисунок 22. Сейсмограммы землетрясения 21.06.2014 г., зарегистрированного станциями ИГИ (Z-компонента)*

У события 21.06.2014 г. зарегистрировано 3 афтершока, а 19.06.2014 г. в этом же районе зарегистрировано более слабое землетрясение с mpva=2.6 (таблица 7, рисунок 22).

Землетрясение ощущалось с интенсивностью сотрясений от 2 до 5 баллов по шкале MSK-64 на площади 230×190 км [17]. Макросейсмическое обследование эпицентральной территории землетрясения проведено сотрудниками ИГИ. По результатам обследования составлена таблица макросейсмических данных и построена карта изосейст (рисунок 23). Изосейсты землетрясения имеют форму, близкую к изометричной и чуть вытянуты в ССЗ направлении [17].




1 – пункты и значения интенсивности сотрясений в баллах по шкале MSK-64; 2, 3 – инструментальный и макросейсмический эпицентры соответственно; 4 – изосейсты и значения балльности; 5 – границы Карагандинского бассейна (Карбасса)

*Рисунок 23. Карта изосейст землетрясения 21 июня 2014 г.*

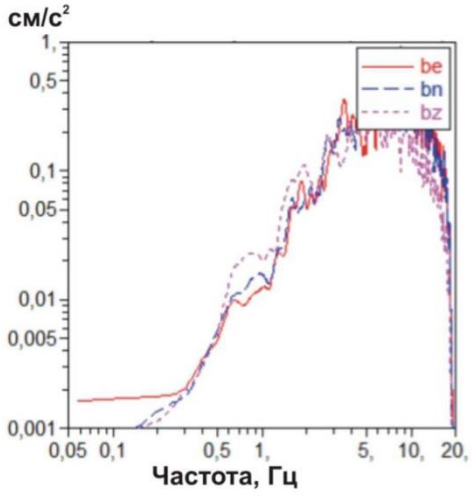
В таблице 8 приведены параметры сейсмических воздействий землетрясения 21.06.2014 г. $t_0$=06-30-03.2 по данным ближайший станций ИГИ – ускорения грунта А и колебательная скорость V.

На рисунке 24 приведены спектры реакции землетрясения по записям станции Ортау.

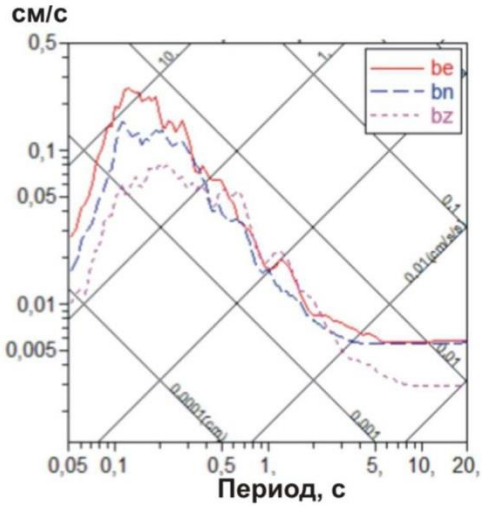
Сделан вывод о том, что землетрясение 21.06.2014 г. имеет тектоническую природу, о чем свидетельствуют приуроченность к тектоническому разлому, механизм взбросо-сдвиг, глубина события ~10 км, наличие афтершоков, особенность волновой картины и др. Однако вблизи эпицентра расположен один из крупнейших в мире Карагандинский угольный бассейн. Первая горная выработка была заложена здесь в 1857 г. В настоящее время в районе угольного бассейна производится большое количество мощных взрывов. Регулярное техногенное воздействие могло ускорить процесс подготовки землетрясения 21.06.2014 г.

*Таблица 8. Параметры сейсмических воздействий землетрясения 21.06.2014 г. в 06-30-03.2.*

| Станция | Расстояние, км | $I_{0,\text{балл}}$ | Асм/с² | Асм/с² | Асм/с² | Vсм/с | Vсм/с | Vсм/с | T(A),с | T(V),с |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | E-W | N-S | Z | E-W | N-S | Z | | |
| OTUK | 154 | | 3,2 | 1,9 | 1,2 | 0,06 | 0,06 | 0,03 | 0.07, 0.2 | 0.07 |
| KURK | 424 | | 0,1 | 0,1 | 0,05 | 0,005 | 0,003 | 0,003 | 0.33, 0.5 | 0.33 |
| BRVK | 432 | | 0,05 | 0,1 | 0,04 | 0,003 | 0,005 | 0,003 | 0.23, 0.33 | 0.23 |




а) спектр Фурье (время 28-80 с)




б) спектр реакции псевдоскорости

*Рисунок 24. Спектры Фурье и реакции землетрясения 21.06.2014 г. в 06-30-03.2 по данным станции Ортау*

На рисунке 25 приведены стереограммы механизмов очагов самых сильных техногенных и природно-техногенных землетрясений Центрального Казахстана. Механизмы очагов определены по знакам первых вступлений объемных волн для трех Жезказганских и двух Карагандинских землетрясений. Во всех случаях механизмы очагов подобны: тип подвижки характеризуется взбросо-сдвигом, плоскости разрывов имеют северо-западное и северо-восточное простирание, что соответствует ориентации сейсмоактивных разломов этого региона.

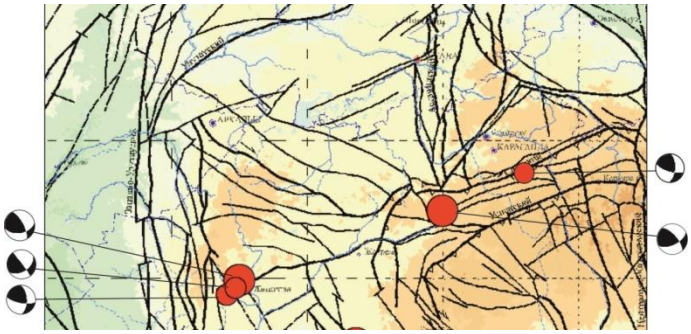


*Рисунок 25. Стереограммы механизмов очагов землетрясений на фрагменте карты сейсмоактивных разломов*

**Заключение**

Информация, приведенная в статье по районам Казахстана, где отмечены техногенные события, безусловно, не является исчерпывающей. В основном, описаны события, выявленные сетью станций ИГИ за последние десятилетия. Несмотря на большое их количество, они не отражают общей картины геодинамической активности в районах интенсивного техногенного воздействия. В целом для огромной территории Казахстана представительная магнитуда mpv по стационарной сети сейсмических наблюдений составляет 3.5, но происходят слабые и микроземлетрясения, регистрация которых пока ограничена. Необходима организация специальных сетей мониторинга с размещением высокочувствительных станций в районах крупных месторождений твердых полезных ископаемых, нефтегазовых месторождений, а также на СИП и других ядерных испытательных площадках, так как сильные землетрясения в таких районах опасны не только большим количеством жертв, разрушений и экономических потерь, но и возможными серьезными экологическими проблемами.

**Литература**

1. Нурмагамбетов, А. Зайсанское землетрясение 14 июня 1990 г. / А. Нурмагамбетов, А. Сыдыков [и др.] // Землетрясения в СССР в 1990 г. - М.: Наука, 1997.
2. Михайлова, Н.Н. Каталог землетрясений Северного Тянь-Шаня и прилегающих территорий / Н.Н. Михайлова, А.А. Власова . - Алма-Ата: Наука, 1990.
3. Землетрясения в СССР.. Ежегодные сборники за 1962-1991 гг. - М.: Наука.
4. Жунусов, Т.Ж. Строительство в сейсмических районах. СНиП РК 2.03-30-2006 / Т.Ж. Жунусов, А.А. Кулибаев, М.У. Ашимов, Ф.Ф. Беспаев [и др.] // Государственные нормативы в области архитектуры, градостроительства и строительства. Строительные нормы и правила Республики Казахстан. Алматы, 2006. – 40 с.
5. Землетрясения Северной Евразии. Ежегодные сборники за 1992-1998 гг. - Обнинск: ГС РАН.
6. Неделков, А.И. Исследования по выбору площадок для новых сейсмических групп на территории Казахстана / А.И. Неделков // Вестник НЯЦ РК. Геофизика и проблемы: 2001. − Вып. 2. − С. 48 - 54.

7. Михайлова, Н.Н. Обоснование апертуры новой сейсмической группы Боровое на основе корреляционного анализа сейсмических данных / Н.Н. Михайлова, З.И. Синева //Вестник НЯЦ РК. Геофизика и проблемы нераспространения, 2001. − Вып. 2. − С. 52 - 56.
8. Великанов, А.Е. Изучение источников промышленных взрывов на территории Казахстана / А.Е. Великанов, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова, И.Л. Аристова, А.С. Мукамбаев // Вестник НЯЦ РК, 2013. − Вып. 2. − С. 77 - 85.
9. Сатов, М.Ж. Мониторинг горного массива по данным сдвижения горных пород / М.Ж. Сатов // Горный журнал, 1999. – №3 − С. 44 - 47.
10. Сатов, М.Ж. Сейсморайонирование месторождения по данным приборного контроля / М.Ж. Сатов // Горный журнал, 1999. − N 3. − С. 14 - 16.
11. Беляшова, Н.Н. Центральный и Восточный Казахстан / Н.Н. Беляшова, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Землетрясения Северной Евразии в 1996 году. − С. 71 - 75.
12. Адушкин, В.В. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы) / В.В. Адушкин, С.Б. Турунтаев. – М.: ИНЭК, 2005. – 252 с.
13. Еманов, А.Ф. Техногенная сейсмичность разрезов Кузбасса (Бачатское землетрясение 18 июня 2013 г.) / А.Ф. Еманов [и др.] // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2014. − N 2. – С. 41 - 46.
14. [Электронный ресурс]: http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/bulletin.
15. Михайлова, Н.Н. Изучение локальной сейсмичности Семипалатинского испытательного полигона / Н.Н. Михайлова, М.К. Морговская, И.Н. Соколова, А.И. Неделков, Г.С. Султанова, Е.Н. Казаков // Вестник НЯЦ РК. − 2006. − Вып. 3. – С. 62 - 69.
16. Khalturin, V. I. / A Review of Nuclear Testing by the Soviet Union at Novaya Zemlya, 1955—1990 / V. I. Khalturin [et al] // Science and Global Security, 13:1–42, 2005.
17. Бейсенбаев, Р.Т. Обзор сейсмичности. Казахстан / Р.Т. Бейсенбаев, А.Н. Ли, Н.А. Калмыкова, Н.П. Неверова, Н.Н. Полешко, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова, Н.В. Силачева // Землетрясения Северной Евразии 2003 // Обнинск: ГС РАН, 2009. – С. 127 - 138.
18. Михайлова, Н.Н. О землетрясении близ Караганды 21 июня 2014 года / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко, А.Е. Великанов, А.Н. Узбеков // Вестник НЯЦ РК, 2015. − Вып. 3. – С. 94 - 100.

## ҚАЗАҚСТАН АУМАҒЫНДАҒЫ ТЕХНОГЕНДІК СЕЙСМИКАЛЫЛЫҚ

**Соколова И.Н., Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Полешко Н.Н.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Қазақстан сейсмикалылығының мониторнгі, бұрын асейсмикалық болып саналатын аудандарда жерсілкінулердің едәуір санын айқындап алған. Бір қатар жерсілкінулері белсенді техногендік әсері бар жерлеріне байланыстырылған. Мақалада, Қазақстан аумағындағы техногенді және жасанды тегіндегі оқиғалар туралы ақпарат келтіріледі, мониторингтің қазіргі заманғы инструменталды деректерін, сонымен қатар халықаралық деректер орталықтарының деректерін пайдаланып. Қатты пайдалы қазбалар кенорындарындағы (Орталық Қазақстанның Жезқазған кеноры, Солтүстік Қазақстанның алтынрудалы карьерлері), көмірсутек шикізаты кенорындарындағы (Теңіз мұнайгаз кенорны, жанажол газконденсат кенорны), бұрын болған Семей сынау полигонындағы, сондай-ақ табиғи-техногенді (жасанды) жерсілкінулері (Орталық және Батыс Қазақстан) зерттелген. Олар пайда болудың ықтимал себептері қарастырылуда.

## INDUCED SEISMICITY ON THE TERRITORY OF KAZAKHSTAN

**I.N. Sokolova, N.N. Mikhailova, N.N. Poleshko, A.Ye. Velikanov**

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

Monitoring of Kazakhstan seismicity has revealed significant amount of earthquakes at regions that traditionally were considered as aseismic. Some earthquakes related to the places of active induced impact. The paper shows information on events of industrial and induced nature on the territory of Kazakhstan using contemporary instrumental data by regional monitoring network and by data of the International Data Centers. The industrial earthquakes at solid minerals fields (Zhezkazgan field in Central Kazakhstan, gold ore mines of North Kazakhstan), raw hydrocarbon deposits (oil and gas Tengiz field, gas condensate Zhanazhol field), at former Semipalatinsk Test Site were investigated as well as natural-induced (induced) earthquakes (in Central and West Kazakhstan). Possible reasons of its appearance are considered.

УДК 550.3; 550.4

# ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА НА ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «МИХНЕВО» ИДГ РАН

**Рябова С.А., Спивак А.А.**

***Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия***

Приведены результаты совместного анализа сейсмических сигналов и наведенных вариаций напряженности электрического поля на геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН (54,96°N; 37,774°E), расположенной в зоне влияния глубинной тектонической структуры (Нелидово-Рязанская шовная зона). Показано, что распространение сейсмических волн, вызванных землетрясениями и массовыми взрывами на карьерах, через разломную зону, приводит к вариациям напряженности электрического поля *E* на земной поверхности. Определена зависимость между амплитудой вызванных вариаций *E* и амплитудой сглаженного сейсмического сигнала.

## Введение

Изучение вариаций электрического поля при распространении сейсмических волн представляет значительный интерес с точки зрения разработки новых, более совершенных методов и способов описания строения земной коры и диагностики ее геодинамического состояния [1]. Интенсивность преобразования энергии колебаний среды в энергию электрического поля во многом определяется свойствами среды и характеристиками ее напряженно-деформированного состояния [2]. Это означает, что отклик среды на сейсмическое воздействие в виде наведенных электрических сигналов содержит информацию о свойствах среды, действующих в среде напряжениях, а также об особенностях ее деформаций [2 - 4]. Р. Томсон впервые описал возникновение вариаций электрического поля в горных породах под действием упругих колебаний в 1936 г., которое он назвал сейсмоэлектрическим эффектом (*J*-эффект) [5, 6]. Позднее эффект экспериментально был подтвержден в [7].

Анализ характеристик сейсмоэлектрического эффекта позволяет не только устанавливать активные на современном этапе крупные тектонические структуры в виде разломных зон и их отдельные активные участки, но также оценивать свойства среды на сейсмически неактивных территориях [8 - 10].

Настоящая статья посвящена сопоставительному анализу амплитудных вариаций поля сейсмических колебаний (волны землетрясений, местные события разного типа и т.д.) и синхронных с ними вариаций электрического поля.

Процесс разделения электрических зарядов, который служит источником генерации электрических колебаний, обязан работе механоэлектрических преобразователей, возникающих в твердой среде в результате внешних воздействий. Впервые электрические эффекты при механических действиях на твердую среду описаны Дьюлаи и Хартли в работе [11], в которой рассматривается изменение электрофизических свойств (в частности, электрической проводимости) некоторых материалов при их пластическом деформировании (эффект Дьюлаи-Хартли). В дальнейшем А.В. Степанов [12] использовал явление возрастания электрической проводимости материалов в отсутствие внешнего электрического поля для характеристики процесса их пластического деформирования (эффект Степанова). Существенный вклад в изучение механизма механоэлектрического преобразования энергии был внесен А.А. Урусовской [13], которая показала, что возникновение электрического сигнала при механическом нагружении твердой среды связано с краевыми дислокациями, приобретающими электрический заряд в процессе движения. Более поздние работы продемонстрировали возможность возникновения электрических сигналов в результате пиннинг/депиннинг эффектов [14] при нагружении твердых тел и при деформировании композитных сред (горные породы), сложенных из микровключений, которые имеют разные механические и электродинамические характеристики [15].

Значительный вклад в исследование сейсмоэлектрического эффекта внес А.Г. Иванов, наблюдавший в полевых условиях изменение разности потенциала в массиве горных пород при распространении через него сейсмических волн, вызванных взрывами и ударами [16]. По результатам экспериментов автор сделал заключение о том, что: 1) колебания электрического поля опережают сейсмический сигнал, 2) сейсмоэлектрический эффект усиливается с ростом амплитуды сейсмических волн и 3) отсутствует полярный эффект (знак первой фазы сейсмоэлектрического сигнала всегда совпадает со знаком первой фазы сейсмического сигнала). Объясняя обнаруженное явление, А.Г. Иванов предложил его механизм, основанный на смещении электрических зарядов в диффузной области двойного слоя, который существует в горных породах на границе твердых минералов (скелета) и внутрипоровой влаги [17]. Позднее Я.И. Френкель выполнил расчет сейсмоэлектрического эффекта на основе этого механизма [18, 19] и показал, что интенсивность эффекта пропорциональна квадрату частоты сейсмических колебаний, коэффициенту пористости и упругому смещению среды.

В дальнейшем рассматриваемый механизм генерации электрических сигналов (сейсмоэлектрический эффект 2-го рода) был развит в серии работ [20 - 26].

Возможны и другие механизмы преобразования механической энергии в энергию электрического поля при деформировании и разрушении горных пород (сейсмоэлектрический эффект 1-го рода). В основе таких механизмов лежат пьезо- и трибоэлектрические явления [23, 27 - 31], механохимические процессы на границе зерен [32], возбуждение роста микротрещин и их динамики [33], а также явления, сопутствующие быстрым из-менениям напряженно-деформированного состояния горных пород [34, 35] сходные с явлением ударной поляризации [36]. В частности, в [37, 38] было показано, что электрическая поляризация горных пород вследствие их сложной композиционной структуры при динамическом воздействии наблюдается, начиная с малых амплитуд нагрузки, и имеет непрерывный характер по мере ее роста, в отличие от ударной поляризации кристаллов и некоторых других природных материалов, для которых электрическая поляризация имеет пороговый характер и наблюдается, начиная со значительной величины нагрузки.

Следует отметить, что наличие сейсмоэлектрического эффекта подтверждается также многочисленными лабораторными исследованиями [39, 40].

Несмотря на достаточно большой перечень литературы по рассматриваемой теме, необходимо отметить недостаточность данных, связанных с количественными соотношениями между параметрами сейсмического воздействия и вызванного электрического эффекта, что и явилось основной целью настоящей статьи.

## Использованные данные

В качестве исходных данных при анализе использовались цифровые ряды, полученные в результате регистрации сейсмических колебаний и вертикальной компоненты напряженности электрического поля $E$ на земной поверхности, выполненной в условиях Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН (ГФО MHV) [41, 42], расположенной в 85 км к югу от города Москвы. Координаты ГФО «Михнево»: 54,959°N; 37,766°E. Отсутствие в ближайшей окрестности ГФО MHV источников электромагнитных помех благоприятствует выполнению инструментальных наблюдений. Основной особенностью места расположения ГФО MHV является наличие Нелидово-Рязанской шовной зоны, которая прослежена к югу от обсерватории на расстоянии ~ 7,5 км [43]. Указанный водонасыщенный глубинный разлом субширотного простирания может существенно влиять на интенсивность преобразования энергии между исследуемыми физическими полями в сторону увеличения, что расширяет возможности регистрации и анализа сейсмоэлектрического эффекта (наиболее близкий к ГФО MHV участок указанной трансрегиональной шовной зоны проходит по руслу р. Оки [43]).

Сейсмическая регистрация выполнялась с частотой опроса 20 Гц с помощью сейсмоприемников STS-2, установленных на постаменте в штольне глубиной~ 20 м (в качестве регистраторов использовались программируемые системы REFTEK 130). Регистрация напряженности электрического поля (вертикальная компонента) выполнялась на высоте ~ 3 м от земной поверхности с помощью флюксметров ИНЭП в частотном диапазоне 0-20 Гц. В результате выполнения инструментальных наблюдений формировались цифровые ряды данных: амплитуда сейсмических колебаний $A$ и напряженность электрического поля $E$ от времени $t$. Описание измерительных средств и результаты регистрации представлены на сайте ИДГ РАН (http://idg.comp.chph.ras.ru/~mikhnevo/).

## Совместные вариации электрического и сейсмического полей

На первом этапе исследований решалась задача выделения синхронных вариаций сейсмического и электрического полей. С этой целью анализировались фоновые вариации указанных полей. Результаты анализа показали высокие по сравнению с сейсмическим фоном значения среднеквадратичного отклонения амплитуды электрического поля (рисунок 1).

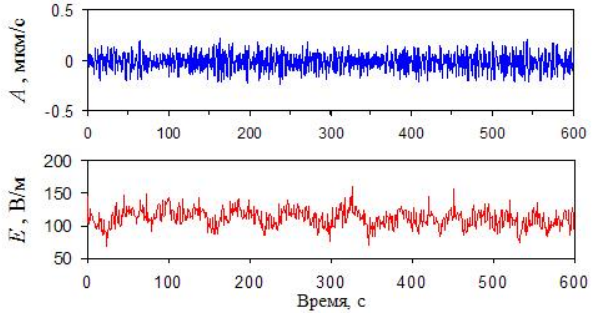



*Рисунок 1. Фрагменты записи невозмущенных фоновых вариаций вертикальных компонент сейсмического A (верхняя запись) и электрического E (нижняя запись) полей на ГФО MHV в период хороших погодных условий (отсутствие осадков и тумана, сильного и умеренного ветра, отсутствие атмосферных фронтов)*

Если в сейсмическом поле сигналы с амплитудой выше 0,2 – 0,3 мкм/с хорошо выделяются с привлечением простых методов, например, метода STA/LTA [44], то выделение соответствующих им вызванных вариаций напряженности электрического поля, которые характеризуются в этом случае амплитудой 40 – 50 В/м, представляет определенные трудности (рисунок 2). В данных исследованиях наведенные вариации электрического поля изучались вне зависимости от источника сейсмических волн (землетрясения, массовые взрывы на карьерах, другие источники, связанные, например, с релаксационными процессами, протекающими в земной коре [45]).

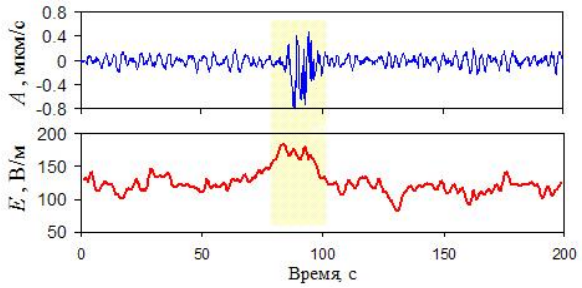
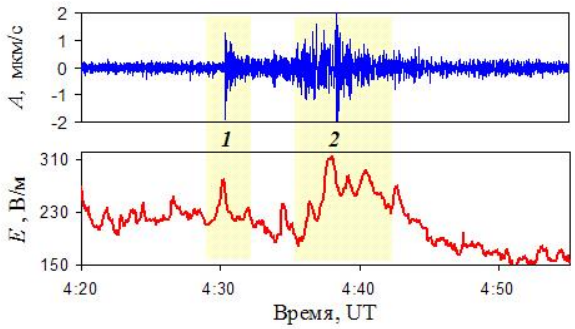



*Рисунок 2. Пример отклика электрического поля E (нижняя запись) на «слабый» сейсмических импульс (верхняя запись)*

Анализ результатов инструментальных наблюдений показал, что распространение сейсмических волн в большинстве случаев сопровождается вариациями напряженности электрического поля на земной поверхности (рисунок 3). Исключением являются периоды сильных возмущений электрического поля источниками несейсмического происхождения в виде атмосферных явлений (холодные фронты с грозовыми проявлениями или низкой плотной облачностью; сильный ветер, формирующий аэроэлектрические структуры и т.д.), когда сейсмоэлектрические эффекты невозможно выделить.




1; 2 – вариации электрического поля от воздействия сейсмических волн разного типа

*Рисунок 3. Пример вызванных вариаций электрического поля (нижняя запись) на ГФО MHV в результате сейсмического возмущения (верхняя запись), вызванного землетрясением на архипелаге Додеканес (Греция) с магнитудой 5,0 (22.08.2014)*

Следует отметить, что наведенные вариации электрического поля возникают либо практически синхронно с сейсмическими возмущениями, как это показано на рисунках 2 и 3, либо с существенным запаздыванием (пример на рисунке 4). Во втором случае максимум наведенных вариаций электрического поля наблюдается через некоторое время после вступления сейсмического сигнала (запаздывание может достигать нескольких минут), однако, при этом начало вариаций $E$ совпадает с приходом сейсмического сигнала. Разный характер вызванных вариаций электрического поля может быть связан как с характеристиками сейсмического воздействия (амплитудные и спектральные характеристики, угол выхода сигнала на свободную поверхность и т.д.), так и с изменяющимися во времени характеристиками среды, возможно, и условий работы механоэлектрических преобразователей. Более детальное рассмотрение этого вопроса связано с необходимостью дальнейших исследований и установления конкретных механизмов генерации электрического поля при внешних воздействиях.

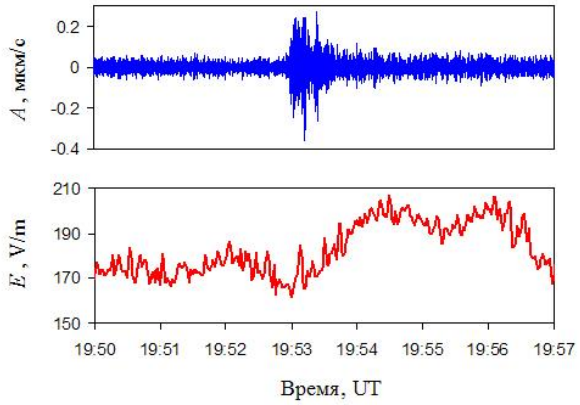



*Рисунок 4. Пример вызванных вариаций электрического поля (нижняя запись), возникающих с запаздыванием относительно сейсмического возмущения (верхняя запись), вызванного землетрясением на Андаманских островах (29.11.2014 г)*

Особый интерес представляет связь между интенсивностью сейсмического воздействия и амплитудой вызванных вариаций электрического поля. Для получения количественной зависимости между амплитудными характеристиками сейсмического возмущения и вызванных вариаций электрического поля нами использовались записи, полученные в отсутствие сильных электромагнитных возмущений. При этом с целью исключения влияния случайных выбросов производилось сглаживание сигналов. Сглаживание выполнялось путем усреднения сигналов в окне 0,4 с для сейсмических записей и по 4 – 5 отсчетам для записей электрического поля. В качестве параметров, характеризующих интенсивность сейсмического воздействия и вызванные вариации электрического поля, выбирались соответственно максимальные значения амплитуд сглаженных рядов данных. Полученная таким образом зависимость между амплитудой сейсмического воздействия сигналов $A_0$ и вызванной вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля $E_0$, приведена на рисунке 5.

Из рисунка 5 следует, что при увеличении амплитуды сейсмического сигнала амплитуда вариаций электрического поля на земной поверхности растет с амплитудой сейсмического возмущения. В рассматриваемом диапазоне значений соотношение между $E_0$ и $A_0$ хорошо аппроксимируется зависимостью:

$$E_0 = 75A_0^{0,5} \text{ В/м}, \quad (1)$$

где величина $A_0$ измеряется в мкм/с.

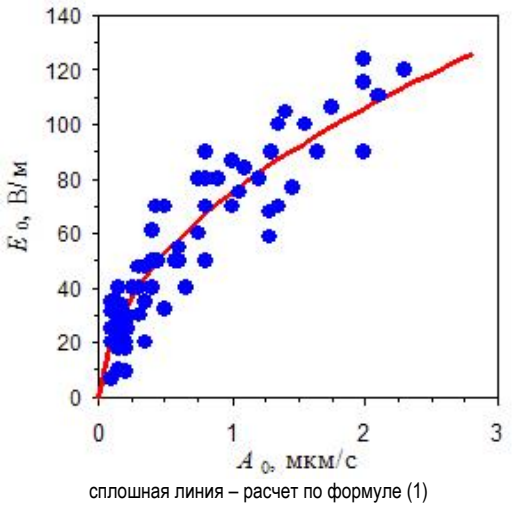



*Рисунок 5. Зависимость между амплитудами сейсмического сигнала $A_0$ и вызванных вариаций электрического поля $E_0$ на ГФО МНУ ИДГ РАН (результат выборочной обработки данных за 2014 г.)*

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Приведенные данные свидетельствуют о наличии сейсмоэлектрического эффекта в зоне влияния глубинной тектонической структуры, который хорошо регистрируется в отсутствие сильных возмущений, вызванных другими источниками (прохождение атмосферных фронтов, грозовые явления, сильный ветер и др.). При этом интенсивность преобразования механической энергии сейсмических волн в энергию электрического поля определяется амплитудой сейсмического сигнала.

Впервые получена количественная зависимость между амплитудами сейсмического и вызванного электрического сигнала в конкретных условиях. Следует ожидать подобные эффекты и на других участках земной коры, в том числе в сейсмически спокойных районах Восточно-Европейской платформы. Не исключается, что по мере изучения эффекта он может быть с успехом использован при картировании разломных зон и оценке их современной активности.

Направление дальнейших исследований должно быть связано с определением зависимости сейсмоэлектрического эффекта от характеристик сейсмического сигнала (тип, спектральные характеристики волн, азимут и угол выхода волны др.), а также с установлением конкретных механизмов преобразования энергии механических колебаний в неоднородной среде в энергию электрического поля.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00073-а).*

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Okubo, K. Observation of atmospheric electricity variation signal during underground seismic wave propagation / K. Okubo, Sh. Sato, T. Ishii, N. Takeushi // Transactions on electrical and electronic engineering, 2006. – Vol. 1, Issue 2. – P. 182 – 187.
2. Мигунов, Н.И. Об использовании сейсмоэлектрических явлений для изучения напряженного состояния насыщенных горных пород / Н.И. Мигунов // Физика Земли. 1984. – № 9. – С. 20 – 28.
3. Mikhailov, O.V. Electroseismic investigation of the shallow subsurface: field measurements and numerical modeling / O.V. Mikhailov, M.V. Haartsen, M.N. Toksoz // Geophysycs, 1997. – V. 62. – P. 97 – 105.
4. Zhu, Z. Seismoelectric and seismomagnetic measurements in fractured borehole models / Z. Zhu, M.N. Toksoz // Geophysics, 2005. – V. 70. – P. 45 – 51.
5. Thompson, R.R. The seismic-electric effect / R.R. Thompson // Geophysics. 1936. – Vol. 1, No. 3. – P. 48 – 51.
6. Thompson, R.R. A note on the seismic-electric effect / R.R. Thompson // Geophysics, 1939. – Vol. 4, No. 1. – P. 102 – 105.
7. Martner, S.T. The electroseismic effect / S.T. Martner, N.R. Sparks // Geophysics, 1959. – V. 24(2). – P. 297 – 308.
8. Соловьев, С.П. Электромагнитные эффекты как следствие неоднородного строения и дифференциальных движений в земной коре / С.П. Соловьев, А.А. Спивак // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. М.: ГЕОС, 2006. – С. 196 – 204.
9. Соловьев, С.П. Электромагнитные сигналы в результате электрической поляризации при стесненном деформировании горных пород / С.П. Соловьев, А.А. Спивак // Физика Земли, 2009. – № 2. – С. 34 – 48.
10. Thompson, A.H. Geophysical applications of electrokinetic conversion / A.H. Thompson, G.A. Gist // The leading Edge, 1993. – V. 12. – P. 1160 – 1173.
11. Gyulai, Z. Elektrische leitfahigkeit verformter steinsalzkristalle / Z. Gyulai, D. Hartly // Zeitschrift fur physic, 1928. – Vol. 51, Issue 5-6. – P. 378 – 387.
12. Stepanov, A.W. Uber den mechanismus der plastishen deformation / A.W. Stepanov // Zeitschrift fur physic, 1933. – Vol. 81, Issue 7-8. – P. 560 – 564.
13. Урусовская А.А. Электрические эффекты, связанные с пластической деформацией ионных кристаллов / А.А. Урусовская // Успехи физических наук, 1968. – Т. 96, Вып. 1. – С. 39 – 60.
14. Zhdanov, M. Generalized effective-medium theory of induced polarization / M. Zhdanov // Geophysics, 2008. – Vol. 73, No. 5. – P. 197 – 211.
15. Мигунов, Н.И. О сейсмоэлектрическом эффекте рудных тел / Н.И. Мигунов // Физика Земли. 1987. – № 11. – С. 99 – 107.
16. Иванов, А.Г. Эффект электризации пластов земли при прохождении через них упругих волн / А.Г. Иванов // Доклады АН СССР, 1939. – Т. 24. № 1. – С. 41 – 43.
17. Иванов, А.Г. Сейсмоэлектрический эффект второго рода / А.Г. Иванов // Известия АН СССР. Сер. географ. и геофиз., 1940. – № 5. – С. 599 – 626.

18. Френкель, Я.И. К теории сейсмических и сейсмоэлектрических явлений во влажной почве / Френкель Я.И. // Известия АН СССР. Сер. геофиз. и геофиз., 1944. – Т. 8, № 4. – С. 133 – 150.
19. Fr enkel, J. On the theory of seismic and seismoelectric phenomena in a most soil / J. Frenkel // Journal of engineering mechanics. 2005. – Vol. 131, No. 9. – P. 879 – 952.
20. Пархоменко, Э.И. Геоэлектрические свойства минералов и горных пород при высоких давлениях и температурах / Э.И. Пархоменко / М.: Наука, 1989. – 198 с.
21. Мигунов, Н.И. Динамические особенности сейсмоэлектрических эффектов водонасыщенных горных пород / Н.И. Мигунов, А.А. Кокорев // Физика Земли, 1977. – № 6. – С. 114 – 118.
22. Миронов, С.А. Сейсмоэлектричсекие эффекты горных пород, содержащих газовую или жидкую углеводородную компоненту / С.А. Миронов, Э.И. Пархоменко, Г.Я. Черняк // Физика Земли. 1993. – № 11. – С. 70 – 76.
23. Соболев, Г.А. Механоэлектрические явления в земле / Г.А. Соболев, В.М. Демин // М.: Наука, 1980. – 215 с.
24. Черняк, Г.Я. О физической природе сейсмоэлектрического эффекта горных пород / Г.Я. Черняк // Физика Земли, 1976. – № 2. – С. 108 – 112.
25. Чжао, Цзе-Сань О сейсмоэлектрическом эффекте второго рода в дисперсных грунтах / Цзе-Сань Чжао, Р.С. Зиангиров // Физика Земли, 1965. – № 3. – С. 76 – 81.
26. Светов, Б.С. К теоретическому обоснованию сейсмоэлектрического метода геофизической разведки / Б.С. Светов // Геофизика, 2000. – № 1. – С. 28 – 39.
27. Балбачан, М.Я. Изменение электросопротивления горных пород в результате механоэлектризации / М.Я. Балбачан // Физика Земли, 1984. – № 6. – С. 85 – 93.
28. Балбачан, М.Я. Исследование макроскопических обменных процессов при возникновении и релаксации механоэлектретного состояния горных пород / М.Я. Балбачан // Физика Земли, 1987. – № 12. – С. 56 – 71.
29. Назарный, С.А. Вызванная сейсмоэлектрическая поляризация / С.А.Назарный, В.А. Комаров // СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2001. – 144 с.
30. Пархоменко, Э.И. Явления электризации в горных породах / Э.И. Пархоменко // М.: Наука, 1968. – 255 с.
31. Попов, В.Л. Механика контактного взаимодействия и физика трения / В.Л. Попов // М.: ФИЗМАТЛИТ, 2013. – 352 с.
32. Ребецкий, Ю.Л. Механохимические процессы в теле разлома / Ю.Л. Ребецкий // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Часть 2. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2008. – С. 143 – 146.
33. Неновски, П.И. Механизмы возникновения сейсмо-электрических сигналов в земной коре / П.И. Неновски, Б.В. Бойчев // Геомагнетизм и аэрономия, 2004. – Т. 44, № 4. – С. 545 – 553.
34. Соловьев, С.П. Генерация электромагнитных импульсов при релаксационных процессах в земной коре / С.П. Соловьев, А.А. Спивак // Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2008. – С. 289 – 300.
35. Соловьев, С.П. Электромагнитные сигналы в результате электрической поляризации при стесненном деформировании горных пород / / С.П. Соловьев, А.А. Спивак / Физика Земли, 2009. – № 4. – С. 76 – 84.
36. Минеев, В.Н. Э.д.с., возникающая при ударном сжатии вещества / В.Н. Минеев, А.Г. Иванов // Успехи физических наук. 1976. – Т.119, Вып. 1. – С. 75 – 109.
37. Гончаров, А.И. Ударная электрическая поляризация материалов / А.И. Гончаров, С.П. Соловьев // Физика горения и взрыва, 2004. – Т. 40, № 6. – С. 52 – 57.
38. Соловьев, С.П. Электромагнитное поле, генерируемое в результате поляризации горных пород при химическом взрыве / С.П. Соловьев, А.А. Спивак, В.В. Сурков // Физические процессы в геосферах: их проявления и взаимодействие. М.: ИДГ РАН, 1999. – С. 152 – 158.
39. Анцифиров, М.С. Электросейсмический эффект / М.С. Анцифиров // Доклады академии наук, 1962. – Т. 144, № 6. – С. 1295 – 1297.
40. Беседина, А.Н. Лабораторное моделирование электромагнитных эффектов при распространении сейсмических волн / А.Н. Беседина, Г.Г. Кочарян, Д.В. Павлов, С.П. Соловьев // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2009. – С. 182 – 193.
41. Адушкин, В.В. Физические поля в приповерхностной геофизике / В.В. Адушкин, А.А. Спивак // ГЕОС. - - М., 2014. – 360 с.
42. Адушкин, ВВ.и др. Физика Земли, 2015.
43. Горбунова, Э.М. Выбор объекта для проведения комплексных исследований геодинамических и геофизических аномалий в зонах влияния тектонических структур / / Э.М. Горбунова, Г.Н. Иванченко, А.А. Спивак // Нестационарные процессы в верхних и нижних геосферах Земли. М.: ИДГ РАН, 2002. – С. 114 – 129.
44. Allen, R. Automatic earthquake recognition and timing from single traces / R. Allen // Bulletin of the Seismological Society of America, 1978, - 68. – P. 1521- 1532.
45. 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. – 37. – С. 35 – 49.

## РҒА ГДИ «МИХНЕВО» ГЕОФИЗИКАЛЫҚ ОБСЕРВАТОРИЯСЫНДА СЕЙСМОЭЛЕКТРЛІК ӘСЕРІНІҢ СИПАТТАМАЛАРЫ

**Рябова С.А., Спивак А.А.**

***РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей***

Тереңдегі тектоникалық құрылымның (Нелидово-Рязан жым зонасы) әсері зонасында орналасқан РҒА Геосфералар динамикасы институтының «Михнево» геофизикалық обсерваториясында (54,96°N; 37,774°E) сейсмикалық сигналдар мен электр өрісі кернеулігінің жасанды вариацияларын бірлестіріп талдау нәтижелері келтірілген. Жерсілкінулер және көп жарылыстармен өңдірілген сейсмикалық толқындардың жарылымды зонасы арқылы тарауы жер бетіндегі *E* электр өрісі кернеулігінің вариацияларына келтіретіні көрсетілген. *E* өңдірілген вариацияларының амплитудасы мен тегістелген сейсмикалық сигналдың амплитудасы арасындағы байланыс анықталған.

## CHARACTERISTICS OF SEISMOELECTRIC EFFECT AT THE GEOPHYSICAL OBSERVATORY “MIKHNEVO” OF IDG RAS

**S.A. Riabova, A.A. Spivak**

***Institute of Geospheres Geodynamics of RAS, Moscow, Russia***

The results of combined analysis of seismic signals resulting from earthquakes and quarry explosions and induced variations of electrostatic intensity at the geophysical observatory “Mikhnevo” of the IDG RAS (54,96°N; 37,774°E) situated in the influence zone of the deep tectonic structure were considered. It is shown that propagation of seismic waves through the fault's zone result in variations of electrostatic intensity *E* at the Earth's surface. The dependence between amplitude of induced variations *E* and amplitude of smoothed seismic signal was determined.

УДК 621.039.9

# НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА ПО ДАННЫМ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**Полешко Н.Н., Аристова И.Л., Михайлова Н.Н.**

*Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан*

Исследовано напряжённое состояние глубинных слоев земной коры в их естественном залегании в регионе Восточного Казахстана на основе анализа механизмов очагов землетрясений (МОЗ), накопленных за 30-летний период наблюдений. Характеристики получены по достаточно представительным статистическим данным о параметрах механизмов очагов около 100 землетрясений и могут представлять интерес для оценки сейсмической опасности достаточно густонаселенного региона с высокой плотностью промышленных объектов, в том числе территории размещения Банка низкообогащенного урана (БНОУ) МАГАТЭ.

## Введение

На протяжении почти полувековой истории развития детальных сейсмических исследований в Казахстане основное внимание сейсмологов было сосредоточено на изучении сейсмоактивных районов юга и юго-востока страны, в меньшей степени – востока. Этому способствовала действовавшая сеть сейсмических станций Казахстана, сосредоточенных в основном в районах Северного Тянь-Шаня и Джунгарии. Тарбогатай-Алтайский регион слабо изучен в сейсмическом отношении. Максимальные магнитуды возможных землетрясений оцениваются главным образом по интенсивности неотектонических движений, соотношение которых с параметрами сейсмичности установлены для Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона [1]. В последние десятилетия ситуация с инструментальными наблюдениями изменилась. В восточной части территории Казахстана СОМЭ МОН РК установила сейсмостанцию Зайсан после произошедшего в 1990 г. сильного землетрясения [2], на рубеже столетий под оперативным управлением Института геофизических исследований (ИГИ) созданы и работают современные цифровые станции новой сети, интегрированные в Международные системы мониторинга [3]. Новые станции, расположенные по периметру территории Казахстана, способствуют исследованию не только сейсмичности Тарбогатай-Алтайского региона, но и напряженно-деформированного состояния глубинных слоев земной коры на основе механизмов очагов землетрясений.

В статье приведены результаты получения и изучения характеристик напряженного состояния глубинных слоев земной коры в их естественном залегании в Тарбогатай-Алтайском регионе на основе механизмов очагов землетрясений (МОЗ), накопленных за 30-летний период наблюдений. Для реконструкции напряженного состояния впервые на рассматриваемой территории применен метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) Ю. Л. Ребецкого [4], позволяющий определять не только ориентацию осей главных напряжений, но и относительные величины всестороннего эффективного давления и максимальных касательных напряжений.

## Характеристика района исследования и используемые материалы

Территория Восточного Казахстана пересечена рядом региональных разломов-сдвигов, простирающихся из коллизионной области на северо-запад (рисунок 1). Главные из них: Чингиз-Алакольский, Калба-Чингизский, Жарминский, Иртышский. Вторая сеть разломов на данной территории имеет субширотное либо северо-восточное направление. С главными разломами региона связаны одноименные сейсмогенерирующие зоны. Сейсмогенный потенциал зон согласно Карте общего сейсмического районирования (ОСР) [5], действующей в настоящее время, оценивается по интенсивности неотектонических движений неоднозначно. В северо-западной части территории интенсивность неотектонических движений изменяется в пределах 5.5 – 6.0, увеличивается до 7,5 на юго-востоке, где возможны сотрясения с интенсивностью 8 баллов по шкале MSK-64.

В Центре данных РГП ИГИ проведены работы по обобщению собранных из всех доступных источников данных по сейсмичности исследуемого района, распознаванию в числе сейсмических событий промышленных взрывов. В результате составлен каталог, включающий основные параметры более 12 000 землетрясений с 1761 до 2016 г. (рисунок 2). Всего на рассматриваемой территории зарегистрировано 37 землетрясений с магнитудой >5, эпицентральное расстояние ближайших к площадке БНОУ землетрясений составляет 45-90 км, причем все ближайшие события произошли в 18-19 веках. Самые сильные землетрясения с магнитудой >6,5 зарегистрированы в 1990 г. и в 2003 г. на расстояниях приблизительно 280 и 360 км от БНОУ. Одно землетрясение из 4-х таких событий зарегистрировано в Зайсанской впадине в 1990 г., три других – на Алтае в 2003 г. Подавляющее большинство очагов реализуется на глубинах до 30 км, при этом максимальное количество событий сосредоточено на глубине примерно 15-20 км. Наиболее глубокие землетрясения (30-50 км) зарегистрированы в Зайсанской впадине.

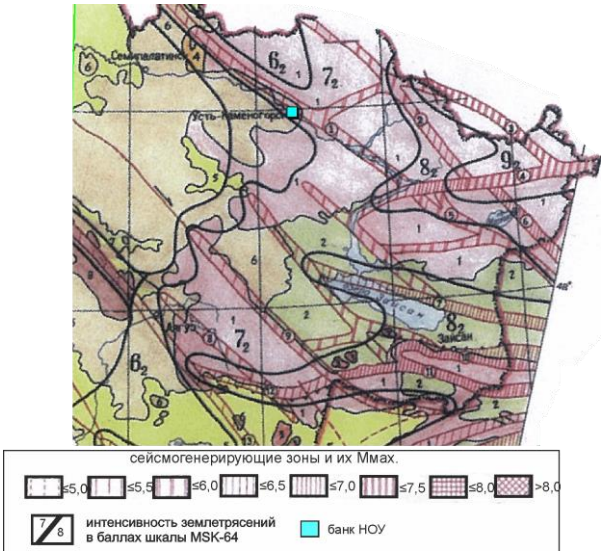



*Рисунок 1. Фрагмент карты общего сейсмического районирования [5]*

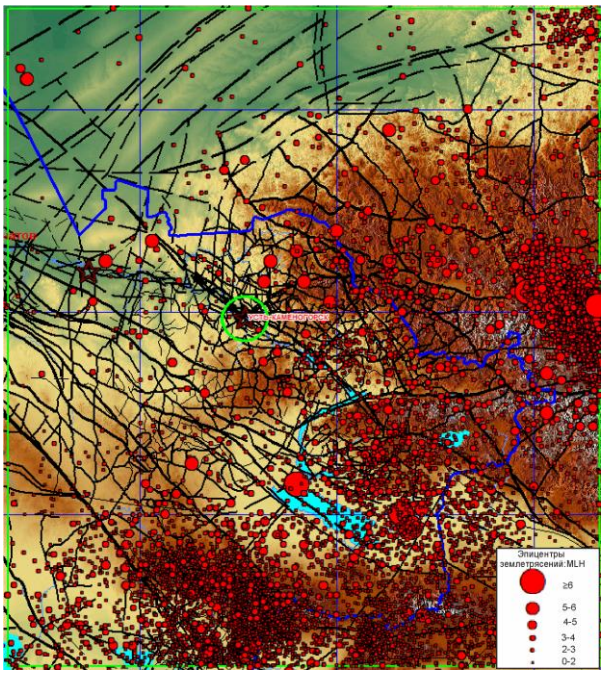
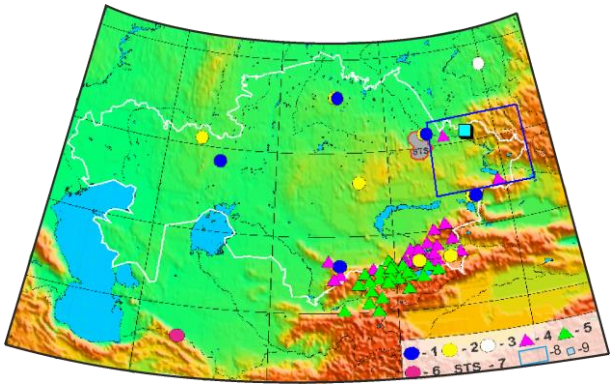



*Рисунок 2. Эпицентры землетрясений Восточного Казахстана с 1761 по 2016 г.*

Определение механизмов очагов землетрясений (МОЗ) в регионе Восточного Казахстана начато после произошедших здесь в 1990 г. землетрясений с Ms=6.8 и Ms=6.1. Отсутствие более ранних определений обусловлено особенностями расположения станций, описанными выше. Однако и до настоящего времени плотность сейсмических станций в Восточном Казахстане остается довольно низкой (рисунок 3), позволяющей определять механизмы очагов лишь небольшой части землетрясений, начиная Кр [6] ≥7 в южной и восточной части исследуемой территории, тогда как для ее северной и северо-западной части сведения о МОЗ практически отсутствуют.




1 - сейсмические группы РГП ИГИ; 2 - трехкомпонентные стации РГП ИГИ; 3 - сейсмическая группа Залесово (РФ); 4 - сейсмические станции СОМЭ МОН РК; 5 - сейсмические станций Кыргызстана; 6 - сейсмическая группа Алибек (Туркмения); 7 - территория СИП; 8 - контур исследуемого района; 9 - БНОУ МАГАТЭ

*Рисунок 3. Расположение сейсмических станций*

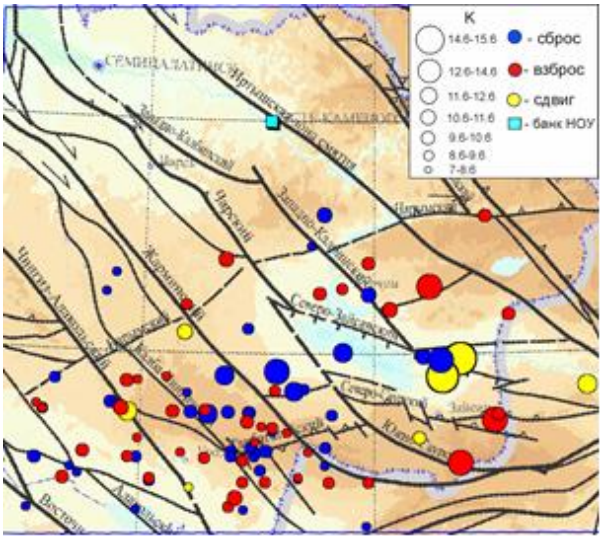



*Рисунок 4. Эпицентры землетрясений 1990 -2016 гг. с разным типом МОЗ на фрагменте карты сейсмоактивных разломов*

Всего собраны данные по параметрам механизмов очагов порядка 100 землетрясений за период с 1990 г. до 2016 г. (рисунок 4). Наиболее представительными являются механизмы очагов землетрясений средней силы с Кр = 8 - 9 (более 50%). Сильные землетрясения с Кр ≥ 12 составляют 5%. Анализ механизмов очагов за 30-летний период наблюдений свидетельствует, что в очагах землетрясений Тарбогатайского региона преобладает сдвиговая составляющая подвижки по простиранию плоскостей разрывов [7]. Два сильнейших на рассматриваемой территории Зайсанские землетрясения 1990 г. с магнитудой Mb>6 имели механизм очагов типа горизонтального сдвига, согласующегося с динамикой региональных разломов-сдвигов северо-западного простирания. Большинство последующих сильных землетрясений с Mb≥5, а также землетрясений средней силы, имели механизмы очагов типа взброса (взбро-

со-сдвига), либо сброса (сброса-сдвига). На этом фоне выделяются последние сильные землетрясения 15.03.2016 г. и 04.04.2017 г. с Mb≥5, имеющие механизм очагов типа горизонтального сдвига, аналогичный механизмам очагов сильнейших Зайсанских землетрясений [7]. Отмечено, что очаги с контрастным типом подвижек образуют долговременные однородно деформированные зоны, к границам которых приурочены очаги сильнейших Зайсанских землетрясений.

Проведено исследование условий напряженного состояния глубинных слоев земной коры, в которых происходит реализация очагов землетрясений Тарбогатай-Алтайского региона. Применен метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА) Ю. Л. Ребецкого [4], который рассматривается как продолжение методов О. И. Гущенко [8] и Ж. Анжелье [9]. В нем одновременно и параллельно производится расчет параметров тензора напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций [10]. Отличительной стороной МКА является возможность определения не только ориентации осей главных напряжений, но и относительных величин всестороннего эффективного давления (тектоническое давление минус флюидное давление) и максимальных касательных напряжений.

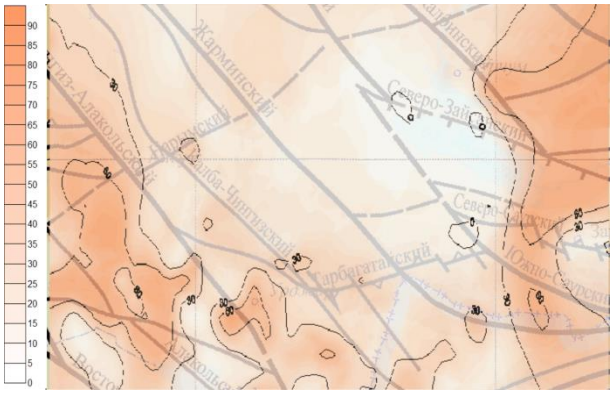
Реконструкция напряжений выполнена на основе регионального каталога за период 1991–2016 гг. для слоя земной коры мощностью 40 км со срединной поверхностью, располагавшейся на глубине 20 км, в узлах сетки 0.1°×0.1° территории, ограниченной координатами 46,5°–49°, 79,5°–85,5° (рисунок 3). В результате рассчитаны средние значения характеристик напряженного состояния земной коры, сформировавшегося за период после реализации сильнейших Зайсанских землетрясений до настоящего времени.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ДАННЫМ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ

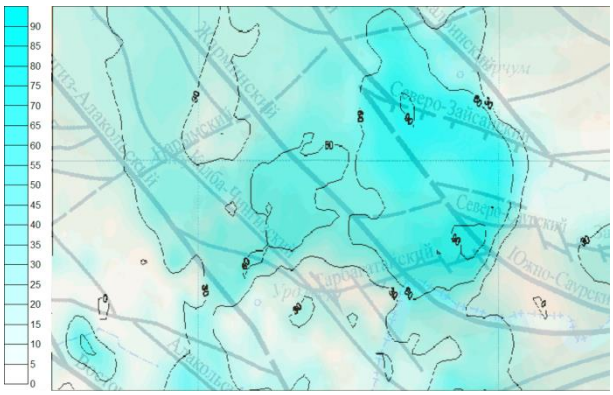
### *Характеристики главных осей напряжений и параметры, определяющие тип тензора напряжений и тип напряженного состояния* [4]

На первом этапе реконструкции получены характеристики главных осей напряжений и параметров, определяющих тип тензора напряжений и тип напряженного состояния. По результатам расчета построены схемы распределения по площади этих параметров напряжений, совмещенные с расположением сейсмоактивных разломов. На рисунке 5 приведено распределение значений углов погружения осей напряжений от 0 до 90°.

Рисунок 6-а характеризует тип напряженного состояния, рисунок 6-б – тип тензора напряжений.




а) углы погружения осей напряжений растяжения

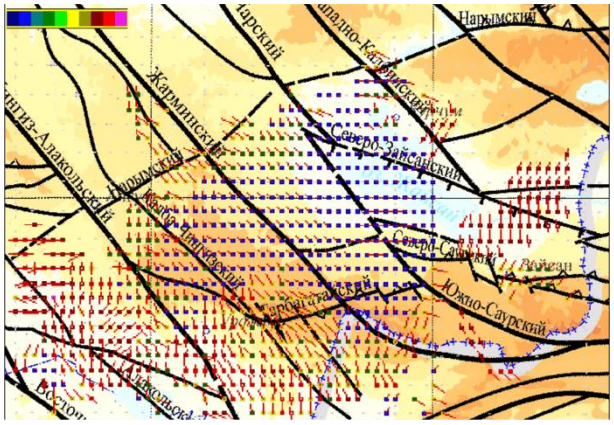



б) углы погружения осей напряжений сжатия

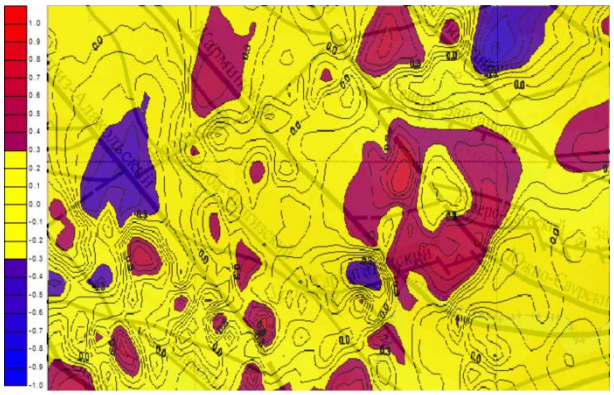
*Рисунок 5. Распределение по площади значений углов погружения осей напряжений растяжения и сжатия*

Определены три типа напряженного состояния: сбросовый (синие оттенки), взбросовый (красные оттенки), сдвиговый (светло зеленый и желтый), между ними имеется переходный тип от сброса и от взброса к сдвигу. Основные типы тензора напряжений на рисунке 6-б: одноосное растяжение – синий, одноосное сжатие – красный, сдвиг – желтый цвета.

Анализ полученных результатов показал, что система напряжений в рассматриваемом районе сложная. На территории, включающей Зайсанскую впадину и Тарбогатайский хребет, напряжение растяжения ориентировано близгоризонтально, преимущественно в северо-восточном направлении, при близвертикальной ориентации напряжения сжатия (рисунок 5). Естественными границами этой зоны являются Западно-Калбинский, Нарымский, Чингиз-Алакольский, Тарбогатайский разломы. Такой системой напряжений обусловлен сбросовый тип напряженного состояния в этой области (рисунок 6-а). Тип тензора напряжений здесь преимущественно сдвиговый, за исключением области одноосного вертикального сжатия, расположенной между Северо-Зайсанским, Жарминским и Тарбогатайским разломами (рисунок 6-б).




а) тип напряженного состояния и вектор напряжения сжатия



б) типа тензора напряжений

*Рисунок 6. Распределение по площади типа напряженного состояния, вектора напряжения сжатия и типа тензора напряжений*

В западной, юго-западной и восточной частях территории наблюдаются иные условия напряженного состояния. Здесь условия характеризуются близвертикальной ориентацией напряжения растяжения при близгоризонтальном напряжении сжатия преимущественно в меридиональном направлении (рисунок 6-а). Ориентация напряжений в этих областях определяет взбросовый тип напряжений. Тип тензора напряжений сдвиговый, за исключением небольших зон на окраине территории (рисунок 6-б). Наиболее значительными из них являются зоны одноосного близвертикального растяжения, одна – в узле пересечения Чнгиз-Алакольского и Нарымского разломов, другая – между Западно-Калбинским и Иртышким сдвигами.

Таким образом, по результатам реконструкции установлено, что напряженное состояние пород глубинных частей земной коры на рассматриваемой территории Тарбогатайского региона характеризуется двумя контрастными типами, локализованными в пространстве геологическими границами.

***Относительные величины эффективного давления, флюидного давления, касательные напряжения* [11]**

На следующем этапе реконструкции рассчитаны относительные величины эффективного давления, флюидного давления, касательных напряжений. Повышенным значениям касательных напряжений отвечают также повышенные значения эффективного всестороннего давления, что является следствием выполнения условия Кулона – Мора [11]. Конфигурация распределения по площади значений эффективного давления, касательных напряжений, а также флюидного давления подобна, только пониженные значения флюидного давления соответствуют повышенным значениям первых двух параметров. На рисунке 7 приведена схема распределения по площади относительной величины касательных напряжений.

Относительные величины эффективного давления варьируют в пределах 1 - 100, касательного напряжения – в пределах 1 - 60, цветовая шкала на рисунке 7 характеризует интенсивность касательного напряжения. В целом можно отметить низкую интенсивность и достаточно равномерное распределение значений касательных напряжений и эффективного давления на всей рассматриваемой площади. Однако на фоне общей низкой активности напряжений можно отметить, что минимальной интенсивностью характеризуется зона сбросового типа напряженного состояния, где относительные значения не превышают 5. Зоны со взбросовым типом напряженного состояния характеризуются несколько повышенной интенсивностью напряжений.

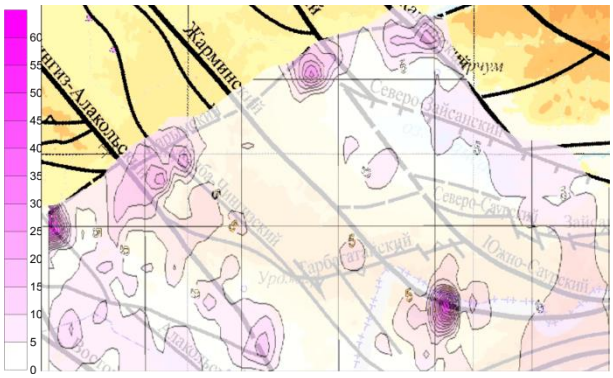



*Рисунок 7. Распределение по площади относительной величины касательных напряжений*

Согласно геомеханическим экспериментам [11] для хрупкого разрушения (разрыва в очаге землетрясения) важен не столько высокий уровень максимальных касательных напряжений (*T* – инициирует разрушение), сколько то, как они соотносятся с эффективным давлением (*Pef*), которое создает силы трения, препятствующие разрушению. На рисунке 8 показано, как меняется в исследуемом регионе отношение *T/Pef*.

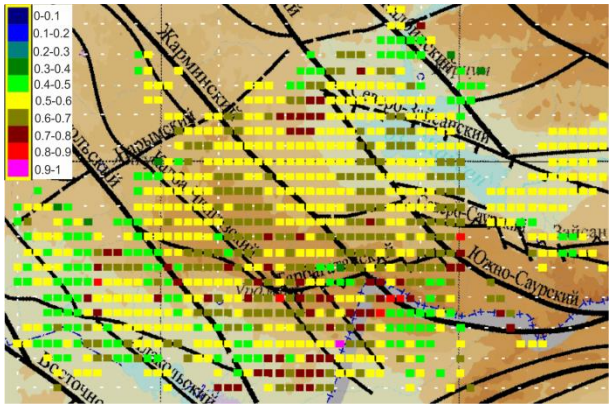



*Рисунок 8. Распределение по площади значений T/Pef*

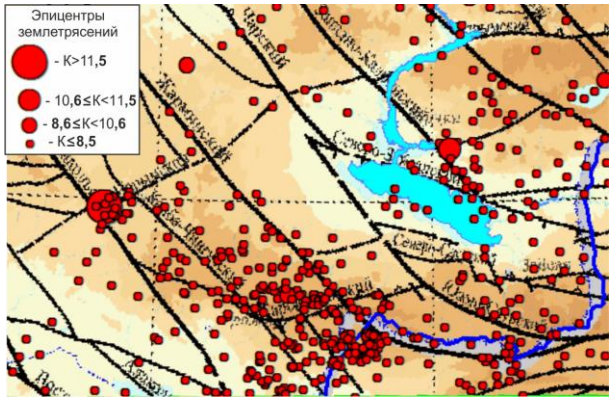



*Рисунок 9. Эпицентры землетрясений Восточного Казахстана за 201 5- 2016 гг.*

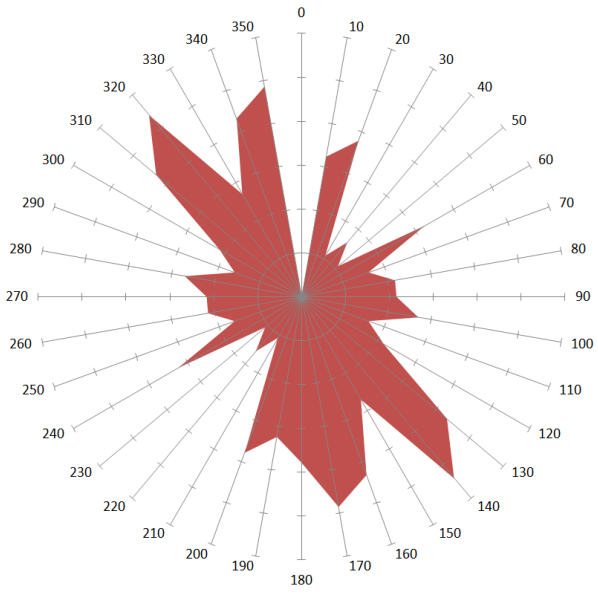



*Рисунок 10. Диаграмма распределения азимутов плоскостей, выбранных в качестве реализованных в очагах землетрясений*

Из рисунка 8 следует, что зоны со взбросовым типом напряженного состояния характеризуются преимущественно средними значениями параметра от 0.4 до 0.6, тогда как в зоне сбросового типа значения параметра увеличиваются до 0,7. Можно отметить приуроченность повышенных значений *T/Pef* = 0.8 к южной границе между зонами с контрастными типами напряженного состояния. Сопоставление с распределением эпицентров землетрясений 2015 - 2016 гг. (рисунок 9) показывает, что наибольшая плотность эпицентров приурочена к участкам с повышенными значениями *T/Pef* =0.6 - 0.8. Данный факт согласуется с экспериментальными наблюдениями, показавшими, что уменьшение обжимающего давления способствует возникновению хрупкого разрыва. Важным достижением применения МКА является возможность выбора из двух равновероятных вариантов ориентации нодальных плоскостей в пространстве плоскости, реализованной в очаге землетрясения. Распределение азимутов простирания реализованных плоскостей показано на рисунке 10, из которого следует, что в очагах большинства землетрясений плоскости разрывов имеют северо-запад – юго-восточное простирание. Такое направление плоскостей, реализованных в очагах, согласуется с простиранием главной системы разломов в изучаемом районе.

## Обсуждение результатов

Проведенное исследование показало, что на территории Тарбогатайского региона напряженно-деформированное состояние пород глубинных частей земной коры характеризуется двумя контрастными типами, локализованными в пространстве геологическими границами. Выявленные особенности ориентации разрывов и характера смещений в очагах согласуются с ориентацией и динамикой региональных сдвигов северо-западного простирания. Характер деформирования пород свидетельствует о некотором опускании пород земной коры в области, включающей Зайсанскую впадину и ее окрестности, и некотором воздымании пород в зонах окружающих ее хребтов. Полученные результаты позволяют отметить в регионе унаследованность современной геодинамикой неотектонических движений.

Выделение зон с контрастным типом напряженного состояния является важным результатом, поскольку на границах таких зон наиболее вероятно возникновение очагов сильных землетрясений [12, 13]. Однако имеются ли в регионе условия для возникновения сильного землетрясения? В рамках представлений метода катакластического анализа фактором, свидетельствующим о таких условиях, является наличие резкого градиента в распределении напряжений вдоль активизирующейся разломной зоны, как условия для более эффективного сброса в процессе хрупкого разрушения энергии упругих деформаций. В результате проведенного исследования получено достаточно равномерное распределение касательных напряжений и эффективного давления на всей рассматриваемой площади.

Причиной отсутствия высокоградиентных зон может являться низкая интенсивность миграции флюида, являющегося активным участником структурных преобразований пород [11]. Действительно, в [14] по результатам исследования поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Алтая был сделан вывод о большом времени (низкой интенсивности) миграции флюидов в регионе Восточного Казахстана. Отсутствие высокоградиентных зон напряжений на рассматриваемой территории позволяет сделать вывод, что условий для возникновения сильного землетрясения в настоящее время нет. Однако следует подчеркнуть, что результат характеризует усредненную картину за 30-ти летний период наблюдений. Кроме того, низкая представительность данных МОЗ, обусловленная очень редкой сетью сейсмических станций в регионе, не позволяет своевременно выявить изменения напряженного состояния.

В целом, получены новые данные, характеризующие напряженно-деформированное состояние глубинных слоев земной коры сейсмологически слабо изученного Тарбогатайского региона. Сопоставление с характеристиками среды по данным механизмов очагов землетрясений в хорошо изученном Северо-Тянь-Шаньском регионе позволяет отметить некоторые особенности условий исследуемого региона (таблица).

*Таблица. Сопоставление характеристик геологической среды по данным механизма очагов землетрясений в Тарбогатайском и Северо-Тянь-Шаньском регионах*

| Тарбогатайский регион | Северо-Тянь-Шаньский регион |
|---|---|
| Превалирует сдвиговая компонента подвижки по простиранию плоскости разрыва. | Превалирует взбросовая компонента подвижки по падению плоскости разрыва. |
| Превалирует северо-восточное простирание плоскостей разрыва. | Превалирует северо-западное и субширотное простирание плоскостей разрыва. |
| Очаги с контрастным кинематическим типом подвижек образуют долгоживущие зоны, локализованные в пространстве геологическими границами. | Очаги с контрастным кинематическим типом подвижек мозаично перемежаются в пространстве, в отдельные непродолжительные временные отрезки могут формировать локальные зоны. |
| Достаточно равномерно распределены касательные напряжения и эффективного давления на всей рассматриваемой площади, устойчивость во времени. | Формируются высокоградиентные зоны распределения касательных напряжений и эффективного давления в разных участках региона, изменчивые во времени. |

Устойчивость во времени напряженно-деформированного состояния земной коры Тарбогатайского региона, как отмечалось в [13], возможно обусловлена большим временем миграции флюидов в регионе Восточного Казахстана по сравнению с Северо-Тянь-Шаньский регионом.

**Литература**

1. Тимуш, А. В. Сейсмотектоника литосферы Казахстана / А. В. Тимуш. – Алматы, 2011. – С.398 - 399. – ISBN 9965-730-32-6.
2. Нурмагамбетов, А. Зайсанское землетрясение 14 июня 1990г./ А. Нурмагамбетов [и др.] // Землетрясения в СССР в 1990 г. − М.:ОИФЗ РАН, 1996. − С. 54 – 60.
3. Беляшова, Н.Н. Система мониторинга ядерных испытаний НЯЦ РК: развитие и возможности / Н.Н Беляшова., Н.Н. Михайлова // Вестник НЯЦ РК, 2007. – Вып. 2. – С. 5 – 8.
4. Ребецкий, Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности / Ю.Л. Ребецкий // Доклады РАН. – 1999. – Т. 365, № 3. – С. 392 – 395.
5. Курскеев, А.К. Общее сейсмическое районирование территории Казахстана / А.К. Курскеев, А.В. Тимуш, А.С. Сыдыков, В.И. Шацилов // Карта ОСР территории Казахстана. Объяснительная записка. – Алма-Ата, 2003. − 84 с.
6. Раутиан Т. Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км. / Т. Г. Раутиан // Труды ИФЗ АН СССР – 1964- № 32 (199). – С. 72 – 92.
7. Полешко, Н. Н. Сейсмотектоническая обстановка в районе Восточного Казахстана по результатам изучения механизмов очагов землетрясений / Н.Н. Полешко, С. Досайбекова, А.Н. Узбеков // Вестник АО «КазНИИСА», 2017. − № 5. − С. 30 – 39.
8. Гущенко, О. И. Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связей с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней: автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук / О.И. Гущенко – М., 1981. – 21 с.
9. Angelier, J. Sur un apport de'informatique a L'analyse structurale; Exemple de la tectonique cassante/ J. Angelier // Revue de Geogr. Phys. Et de Geol. Dyn., 1975. − Vol XVII. − P. 137 – 146.
10. Никитин, Л.В. Определение главных осей и вида тензоров напряжений и деформаций по данным о сдвиговых смещениях; Измерение напряжений в массивах горных пород / Л.В. Никитин, С.Л. Юнга. - Новосибирск: СО ИГД СО АН СССР, ч. 1, 1976. − С. 22 – 26.
11. Ребецкий, Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов / Ю. Л.Ребецкий. - М.: Изд. Наука. − 2007. – 406 с.
12. Михайлова, Н.Н. Капчагайское землетрясение 1 мая 2011 года / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко // Вестник НЯЦ РК, 2013. − Вып. 1. – С. 102 – 110.
13. Гольдин, С.В. Сейсмическая деформация земной коры Алтае-Саянского региона по данным о механизме очагов землетрясений и афтершоков / С.В. Гольдин, О.А. Кучай // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли: материалы международной конф. 12-16 сентября 2005 г. – Новосибирск: СО РАН, 2005. – С. 277 – 283.
14. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в литосфере Алтая и их связь с сейсмичностью / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова, О. К. Кунакова // Вестник НЯЦ РК, 2014. − Вып. 1. − С. 63 – 68.

## ЖЕРСІЛКІНУЛЕР ОШАҚТАРЫНЫҢ МЕХАНИЗМДЕРІНІҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША ШЫҒЫС ҚАЗАҚСТАН АУДАНЫНДА ЖЕР ҚЫРТЫСЫНЫҢ КЕРНЕУЛІК ЖАҒДАЙЫ

**Полешко Н.Н., Аристова И.Л., Михайлова Н.Н.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, , Курчатов, Қазақстан***

30 жылдық кезеңіндегі баылауларда жиналған жерсілкінулер ошақтарының механизмдерін (ЖОМ) талдау негізінде Шығыс Қазақстан аймағында жер қыртысының тереңдегі қабаттарының кернеулік күйі зерттелген. Сипаттамалар, шамасы 100 жерсілкінулердің ошақ механизмдерінің параметрлері туралы жеткілікті сенімді статистикалық деректер негізінде алынған, халық едәуір тығыз қоныстаған және өнеркәсіптік объектілердің жоғары тығыздығымен аймақтың, соның ішінде АЭХА шамалы байытылған уран банкісін (ШБУБ) орналастыру аумағы, сейсмикалық қауіпін бағалау үшін пайдалы болу мүмкін.

## CRUSTAL STRESS IN THE EAST KAZAKHSTAN REGION ACCORDING TO EARTHQUAKES' FOCAL MECHANISMS DATA

**N.N. Poleshko, I.L. Aristova, N.N. Mikhailova**

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

Based on the analysis of earthquakes' focal mechanisms (EFM), accumulated for the 30-year period of observation, the stressed condition of the deep strata of crust has been studied in their natural occurrence in East Kazakhstan region. The characteristics have been obtained on the basis of a quite representative statistical data on the focal mechanisms parameters of about 100 earthquakes and can be of interest for the estimation of a seismic danger of a quite densely populated region with high density of industrial facilities, including on the territory of IAEA low-enriched uranium bank (LEU) location.

УДК 004.418

# ОПЫТ ИНФОРМАЦИОННОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ДЛЯ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ОТВЕТСТВЕННЫХ ОБЪЕКТОВ НА ПРИМЕРЕ УЛЬБИНСКОГО УЧАСТКА

**Гаджимагомедова М.Г., Яковенко А.М.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

На примере Ульбинского участка в Восточно-Казахстанской области показана подготовка разносторонней информации для выбора места и принятия решения о размещении такого важного объекта, как Банк низкообогащенного урана (БНОУ) МАГАТЭ. Комплексные геолого-геофизические данные сгруппированы в три основных набора с информацией регионального (1:1 000 000 - 1:500 000), локального (1:200 000 - 1:50 000) и площадного (1:25 000 - 1:5 000) масштабов для территорий, охватывающих соответственно площади радиусом 200, 25, 5 км. Информационный ресурс активно использован специалистами, участвовавшими в проекте по сознанию в Казахстане БНОУ МАГАТЭ.

## Введение

Принципы безопасности, которые должны применяться при всех видах деятельности, связанных с обращением с радиоактивными материалами, изложены в публикациях МАГАТЭ категории «Основы безопасности» [1]. Предпочтительная стратегия состоит в удержании (локализации) радионуклидов внутри объектов, но, как отмечается в [1 - 3], защита людей и охрана окружающей среды от вредного воздействия ионизирующего излучения должна предусматривать выбор мест размещения так называемых «потенциально опасных» объектов в безопасной сейсмической и геодинамической обстановке.

Оценки сейсмической и геодинамической безопасности проводится отдельно для конкретных площадок, поскольку окружающая среда потенциально опасного объекта, не может быть стандартизирована из-за различий палеогидрогеологического, геологического, инженерно-технического строения этих площадок [3].

С учетом этого, МАГАТЭ разрабатывает рекомендации в области безопасности, охватывая также вопросы проектирования, изучения и выбора площадки для обеспечения инженерно-технической безопасности объектов атомной отрасли. Без знания о том, где расположен объект, какими характеристиками он обладает, с какими другими территориальными объектами он связан, невозможно принимать эффективные управленческие решения или решать оперативные задачи по созданию и эксплуатации объектов с потенциально высоким уровнем возможного ущерба. Сегодня для решения таких задач ведется использование информационных систем, на базе геоинформационной платформы, включающей актуальные наземные пространственные данные, данные дистанционного зондирования, другие виды информации, которые могут совмещаться с геопространственной информацией.

В Казахстане оценка и обеспечение инженерно-технической безопасности площадок размещения актуальны как для ряда действующих объектов атомной отрасли – исследовательские реакторы, Ульбинский металлургический завод, так и для потенциальных объектов - АЭС, участки для изоляции РАО и др.

## Участок исследования

Ульбинский участок расположен в основной своей части на правом берегу реки Иртыш у слияния рек Иртыш и Ульба (рисунок 1).

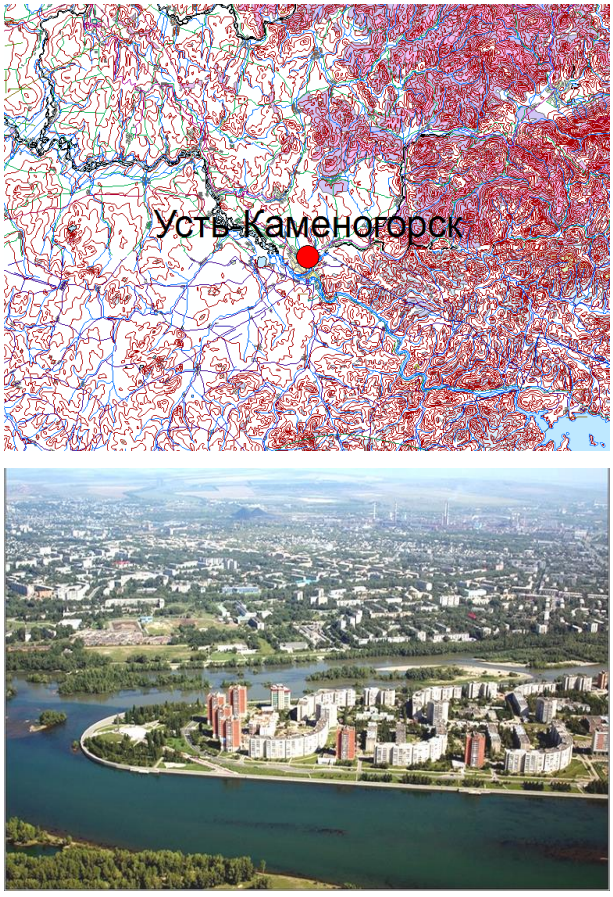



*Рисунок 1. К расположению участка исследований*

На территории участка расположена основная инфраструктура Ульбинского металлургического завода (рисунок 2). Ближайшие жилые кварталы находятся: к западу - на расстоянии 2500 м, к востоку – на расстоянии 1500 м, к югу – на расстоянии 1000 м.



*Рисунок 2. Часть инфраструктурных объектов УМЗ*

Ульбинский металлургический завод является одним из крупнейших производителей высокотехнологичной урановой, бериллиевой, танталовой и другой продукции для нужд атомной энергетики, электронной, металлургической промышленности и других отраслей. Производства являются опасными и нуждаются в обеспечении всесторонней безопасности.

Исследовался участок размером порядка 2 000 км$^2$, характеризующийся спокойным, ровным рельефом. В геолого-структурном отношении он находится в пределах Иртышской зоны смятия Зайсанской складчатой системы Калбинского горного района Казахстана [4] (рисунок 3-а).

Геологический разрез в пределах района сложен дислоцированными и метаморфизованными породами палеозоя, на размытой поверхности которых в виде останцев, залегают неогеновые глины мощностью от 1,5 до 35 м. Разрез повсеместно перекрыт четвертичными отложениями, представленными галечником и лессовидными суглинками.

Согласно обновленной карте общего сейсмического районирования РК изучаемый участок приурочен к протяженной сейсмогенерирующей зоне северо-западного простирания, совпадающей с зоной регионального Иртышского разлома, включающего и реку Иртыш (рисунок 3б) [5, 6].




а) мелкомасштабная геологическая карта палеозойских отложений [4]

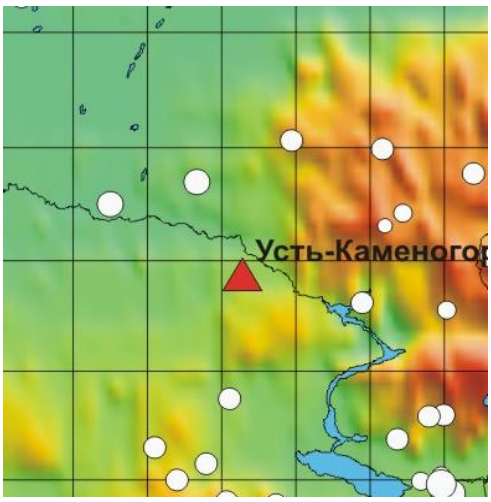



Сеймогенерирующие зоны:
① Иртышская; ② Локтевско-Караиртышская

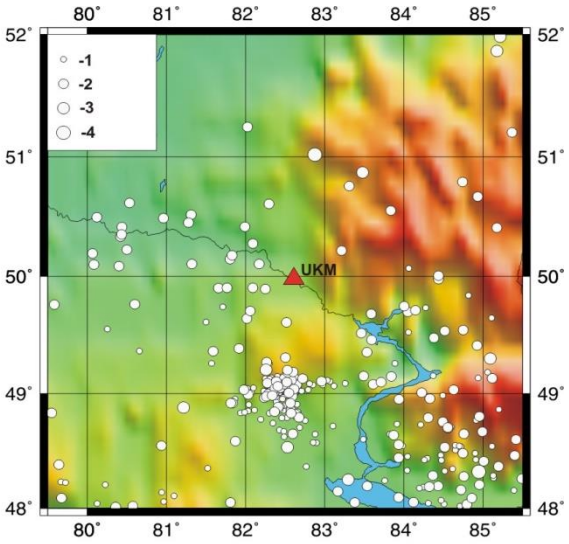
б) ближайшие сейсмогенерирующие зоны [6]

*Рисунок 3. Региональная позиция исследованного участка УМЗ*

В целом территория г. Усть-Каменогорск расположена в шестибальной сейсмической зоне [7]. Однако частота землетрясений, хотя и невысокой интенсивности, на этой территории достаточно большая – регистрируются до 300 событий в год (рисунок 4). Не менее половины сейсмических событий имеют магнитуду менее 2. Большое значение для сейсмической безопасности имеют удаленные сильные события, которые вызывают значительные колебания грунта в изучаемом районе (такие, как землетрясения Зайсанское, Чуйское [5]).




а) события сильные и средней интенсивности (3< mb ≥7)




б) слабые события (2≤mb≥4)

*Рисунок 4. Эпицентры землетрясений в районе УМЗ (200×200 км) в течение года (по каталогу Центра данных РГП ИГИ [5]*

Таким образом, для более полного и объективного исследования сейсмической безопасности района УМЗ имеются такие основания, как его приуроченность к Иртышскому разлому, сейсмогенерирующие зоны, прослеженные в региональном плане, постоянная, хотя и слабая сейсмичность.

Первым этапом проекта МАГАТЭ для данной территории были предусмотрены сбор геолого-геофизических данных и выполнение работ по картированию потенциально активных разломов в пределах локальной площадки УМЗ и в близлежащем районе, получение характеристик наиболее поздних и наиболее сильных событий.

**Структура базы данных**

Согласно требованиям МАГАТЭ собраны материалы с целью изучения территорий радиусом 200, 25, 5 км вокруг Усть-Каменогорска, т.е. для региональных, площадных и локальных исследований. Объединенная база данных включала не только геологические, геофизические, геотехнические, сейсмологические данные, но и любую другую информацию, имеющую отношение к процедурам оценки подвижек земли, тектонических нарушений и геологических опасностей. Создаваемая информационная система удовлетворяла следующим требованиям проекта МАГАТЭ: 1) иметь простой интерфейс взаимодействия с пользователем, обеспечивающий ввод, хранение, доступ и редактирование документов в соответствии с правами пользователя; 2) выполнять расширенный поиск по ключевым словам, географической принадлежности, дате, автору и т.д.; 3) содержать проработанную нормативную документацию и методические указания по технологии создания и ведения информационных данных. С учетом этих требований и результатов анализа различных баз данных [8 - 12] разработана структура базы данных ГИС для Ульбинского участка, содержащая 3 набора данных: ***региональный*** (1:1 000 000 - 1:500 000), ***площадной*** (1:200 000 - 1:50 000), ***локальный*** (территория УМЗ 1:25 000 - 1:5 000), каждый из которых охватывал соответственно площади радиусом 200, 25 и 5 км. Сформированная база данных содержит информацию по следующим основным тематическим блокам: геоморфология, геология, гидрогеология, гравиметрия, магнитометрия, сейсмология, тектоника, топография, спутниковые изображения (рисунок 5).




*Рисунок 5. Структура базы данных исследуемого участка*

*Геоморфология*. Блок содержит геоморфологические карты и профили со сведениями о формах рельефа.

*Геология.* В блок включены геологические карты, геологические разрезы, сведения по стратиграфии, магматизму, тектонике.

*Гидрогеология.* В блоке предоставлена информация по гидрогеологическому строению соответствующих территорий, подземным водам по данным бурения скважин и построения гидрогеологических разрезов, данные по гипсометрии урезов воды вдоль рек Иртыш и Ульба.

*Гравиметрия.* Блок включает информацию о гравиметрических аномалиях, характеризующих плотностные свойства горных пород, слагающих территории.

*Магнитометрия***.** Блок содержит карты и информацию о геомагнитном поле на изучаемой территории.

***Сейсмология.*** Блок содержит набор растровых изображений сейсмологических карт региональных масштабов, включающих данные по Общему сейсмическому районированию территории (ОСР), сейсмогенерирующие зоны, данные по неотектонике, сейсмотектонике, векторную карту расположения эпицентров землетрясений, которая позволяет выйти в таблицу метаданных параметров землетрясений, текстовым файлам сейсмологической литературы.

*Тектоника.* Блок характеризует тектоническое строение участка и показывает складчатые и дизъюнктивные элементы.

*Топография***.** Блок содержит топографические данные о местности.

*Спутниковые изображения***.** Блок содержит космические снимки, как самой территории участка, так и его окрестностей.

Кроме атрибутивной информации, к каждой карте создан файл метаданных и легенд, содержащий описание источников и другую различную дополнительную информацию. Таблицы с метаданными содержат следующую информацию: литературная характеристика источника и его название (отчет, монография и т.д.); название карты; номенклатура карты; тема исследований (геология, гидрогеология, топография и т.п.); масштаб карты; тип файла; код карты в базе данных.

Для всех наборов данных созданы объекты векторного формата, показывающие простирание и охват достоверных карт, включенных в базу данных.

**СОДЕРЖАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ**

Сбор материалов проведен в различных фондах Казахстана: Национальный картографо-геодезический центр, Казгеоинформ и др., а также из открытых общедоступных источников. Использованы отчеты, монографии, публикации, карты в цифровом и в растровом виде.

Для управления, сбора и заполнения атрибутов пространственных данных выбрано программное обеспечение ArcGIS v 10.1 [13]. Приложение ArcCatalog позволило для структурирования данных создать классы пространственных объектов, обеспечивающие хранение однотипных с топологической точки зрения файлов в папке под единым именем (очертаний земельных участков и сведенных в атрибутивную таблицу формализованных описательных характеристик), поддерживая при этом их топологическую целостность.

В качестве основной проекции отображения картографической информации выбрана проекция WGS-1984 UTM Zone 44N. Для обработки всего массива данных дополнительно использовалось следующее программное обеспечение: MapInfo, AutoCad, CorelDRAW, Microsoft Office.

В результате девять основных тематических блоков заполнены следующими материалами и данными.

*Геоморфология.* Содержатся геоморфологические карты масштабов 1:200 000 (1 карта); 1:100 000 (2 карты); 1:50 000 (14 карт).

*Геология.* В блок занесены карты по региональной площади в масштабах 1:1 000 000 (5 карт); 1:500 000 (9 карт); по площадному участку – в масштабах 1: 200 000 (10 карт), 1:100 000 (1 карта); 1: 50 000(28 карт) – (рисунок 6); по локальному участку в масштабе 1:25 000 (2 карты).

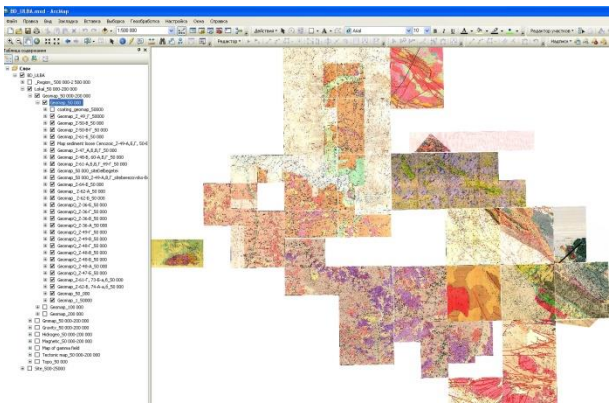


*Рисунок 6. Геологические карты масштаба 1:50 000 для площадного участка*

*Сейсмология.* По региональной площади в базу данных занесены: векторная карта эпицентров землетрясений за 1761 -2013 гг., (рисунок 7), 8 сейсмотектонических карт-схем параметров земной коры ВКО масштаба 1: 2 500 000, векторная карта сейсмогенерирующих зон 1:1000 000, монография «Методология разработки карт сейсмического районирования сейсмоопасных территорий Казахстана» (на примере Восточно-Казахстанской области) Абаканова Т.Д. и др.).

*Гидрогеология***.** В площадной набор данных занесено 4 карты масштаба 1:200 000; 1 карта масштаба 1:100 000; 13 карт масштаба 1:50 000; в локальный набор включены 9 карт масштаба 1:25 000. Собраны данные по средней величине уровня воды в реках Иртыш и Ульба с карт масштабов 1:500 000; 1:50 000; 1:5 000 для последующего построения продольного речного профиля (рисунок 8).

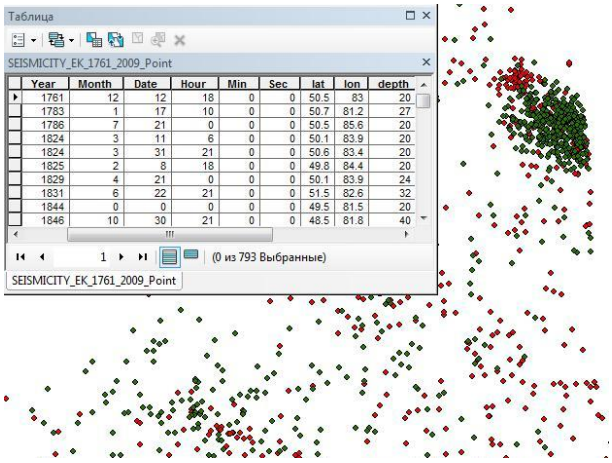



*Рисунок 7. Эпицентры землетрясений с таблицей атрибутов*

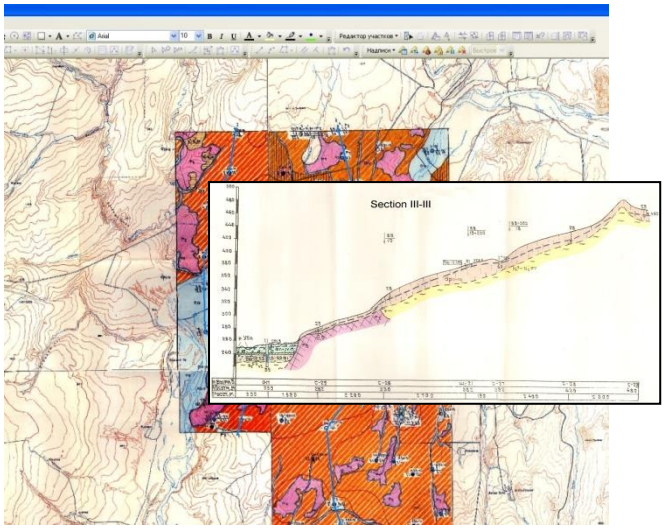


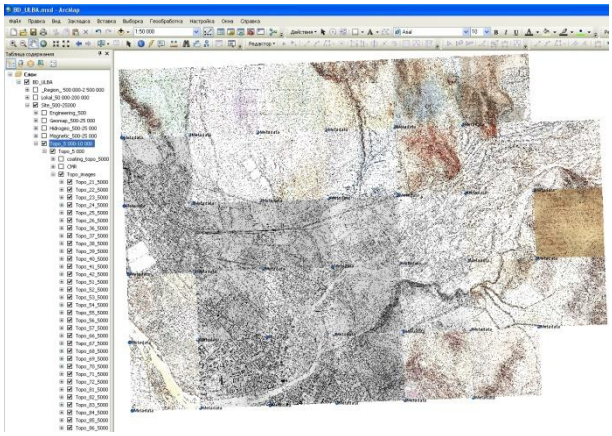

*Рисунок 8. Гидрогеологическая карта и гидрогеологический профиль*

*Гравиметрия.* Информация представлена в виде гравиметрических карт для регионального участка – 2 карты масштаба 1:1 000 000; для площадного набора данных - 8 карт масштаба 1:200 000; 11 карт масштаба 1:50 000.

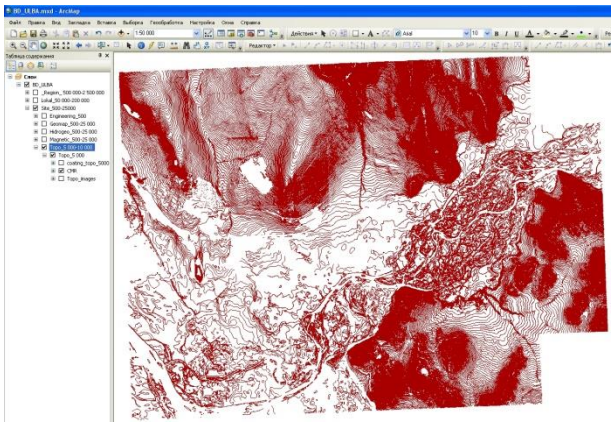
*Магнитометрия.* **Р**егиональный набор данных включает 8 карт масштаба 1:1 000 000; площадной набор - 5 карт масштаба 1:200 000 и 1 карту масштаба 1:50 000; локальный набор содержит 3 карты масштаба 1:25 000.

*Тектоника.* Информация представлена 1 картой масштаба 1:1 000 000 по региональной площади, а также картами масштабов 1:200 000 (1 карта); 1:50 000 (3 карты) по площадному участку.

*Топография.* Региональный набор данных содержит 3 карты масштаба 1: 1 000 000; 10 планшетов масштаба 1: 500 000. Для локального участка информация предоставлена в виде растровых карт масштаба 1:5 000 (33 планшета - рисунок 9-а) по которым создана цифровая модель рельефа (рисунок 9-б).



а) растровые карты



б) цифровая модель

*Рисунок 9. Растровые карты и созданная цифровая модель рельефа*

*Спутниковые изображения***.** Информация представлена как региональный набор из 14 растровых изображений.

Всего в базу данных включено 198 растровых и 59 векторных карт. Общий объем базы данных составил 12.4 Гб.

## Заключение

Безопасность объектов атомной отрасли определяется, не только мерами по обеспечению защиты радиационных установок внутри объектов и на промплощадках, но и размещением их в пределах блока земной коры, ненарушенного активными разломами, имеющими малую вероятность возникновения сильных землетрясений. Поэтому работы по оценке и переоценке геодинамических и сейсмических условий безопасности для объектов атомной отрасли в Казахстане весьма актуальны.

В рамках проекта с МАГАТЭ по изучению условий размещения инфраструктуры БНОУ МАГАТЭ на территории Ульбинского металлургического завода создана база данных и проведены исследования, опыт которых может быть полезен на начальном этапе изучения и оценки территорий для выбора места размещения объекта с потенциально высоким

уровнем возможного ущерба. Обязательной частью этих работ является создание информационного геолого-геофизического ресурса на основе современных ГИС-технологий. В применении к данному проекту была создана база данных для изучения активности тектонических разломов на Ульбинском участке, что позволило сделать оценку геодинамических и сейсмических условий размещения ответственного объекта. Использована многочисленная и различная геолого-геофизическая, топогеодезическая и др. информация разных лет из фондов и архивов.

Информационный ресурс активно использован специалистами, участвующими в данном проекте. Он позволил оценить развитие тектонических, сейсмогенерирующих структур в пределах исследуемой территории, спланировать детальные полевые работы.

База данных ГИС продолжает пополняться геологическими и геофизическими материалами. В дальнейшем она будет доступна для использования широким кругом специалистов при проектировании гражданских и специализированных строительных объектов, организации мониторинга и проведении других работ на территории Восточного Казахстана.

**Литература**

1. SF-1 Основополагающие принципы безопасности. Серия норм безопасности МАГАТЭ - Вена: МАГАТЭ, 2007. – № SF-1.- 34 с.
2. Techno-economic Comparison of Geological Disposal of Carbon Dioxide and Radioactive Waste. IAEA-TECDOC-1758, 2014. –237 p..
3. IAEA Safety Standards Series No. SSG-9. Seismic Hazards in Site Evaluation for Nuclear Installations. Specific Safety Guide. International Atomic Energy Agency. − Vienna. − 2010.
4. Сидоренко, А. В. Восточный Казахстан. Геологическое описание / ред.А. В. Сидоренко // Геология СССР. - том 41.- часть 1. – М.: Недра.- 467 с.
5. Геолого-геофизическое сопровождение строительства энергетических установок и объектов захоронения РАО на территории РК - 02. 01.04: отчет о НИР ИГИ НЯЦ РК, рук. В.Е. Коновалов. - Курчатов, 2006 – 34 с..
6. Абаканов, Т.Д. Методология разработки карт сейсмического районирования сейсмоопасных территорий Казахстана (на примере Восточно-Казахстанской области) / Т.Д. Абаканов, А.Н. Ли, А.Б. Садыкова, Н.П. Степаненко, Н.В. Силачева, Р.К. Садыров. - Алматы, 2013. - 127 с.
7. СНиП РК 2.03-30-2006. Строительство в сейсмических районах. Нормы проектирования. Приложение 3 - Карта общего сейсмического районирования республики Казахстан. – Алматы: Институт сейсмологии, 2003. - 46 с.
8. Карпик, А.П. Методологические и технологические основы геоинформационного обеспечения территорий: Монография / В.С. Тикунов, .А.П. Карпик. - Новосибирск: СГГА. − 2004. – 260 с.
9. Яковенко, Ю.Ю. Разработка ГИС-проекта СИП / Ю.Ю. Яковенко // Сборник трудов Национального ядерного центра Республики Казахстан за 2010 г. - Павлодар: ТОО «Дом печати». – 2010. – С. 373 – 385.
10. Гаджимагомедова, М. Г. Разработка ГИС-проекта в рамках изучения современной тектонической обстановки на Ульбинском участке / М.Г. Гаджимагомедова, А.М. Яковенко, Е.Ю. Пестов, А.Е. Великанов // Сборник докладов, 2014. – Астана: Ассоциаци Ядерное общество Казахстана. - 192 с.
11. Гаджимагомедова, М.Г. Создание пилотной геоинформационной системы для участка Акбота, потенциально пригодного для изоляции РАО / М.Г. Гаджимагомедова, А.М. Яковенко // Вестник НЯЦ РК, 2014. – Вып. 1. – С. 86 – 90.
12. Гаджимагомедова, М.Г. Создание базы данных ГИС для исследования активности Иртышского разлома в целях проектирования ответственных объектов /М.Г. Гаджимагомедова, А.М. Яковенко // Тезисы докладов VIII Международной конференции Мониторинг ядерных испытаний и их последствий, 04 – 08 августа 2014, Курчатов,. – Курчатов: НЯЦ РК, 2014. – с. 85.
13. Сайт компании ESRI [Электронный ресурс] Режим доступа: http://www.esri.com/software/arcgis/arcgis10, свободный. – Загл. с экрана.

## УЛЬБА УЧАСКЕСІ ҮЛГІСІНДЕ ОТАНДЫҚ ОБЪЕКТІЛЕРДІ ЖОБАЛАУ ҮШІН ҚАЗІРГІ ЗАМАНҒЫ ТЕКТОНИКАЛЫҚ ЖАҒДАЙДЫ ЗЕРДЕЛЕУІН АҚПАРАТТЫҚ ҚАМТАМАСЫЗ ЕТУ ТӘЖІРИБЕСІ

**Гаджимагомедова М.Г., Яковенко А.М.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Шығыс Қазақстан облысындағы Ульба учаскесі үлгісінде АЭХА Шамалы байытылған уран банкі (ШБУБ) ретіндегі маңызды объектінің орнын таңдау және орналастыру туралы шешім қабылдау үшін әр түрлі ақпаратты дайындауы көрсетілген. Кешенді геология-геофизикалық деректері, сәйкестігінде 200, 25, 5 км. радиусымен алаңдарды қамтитын аумақтар үшін аймақтық (1:1 000 000 - 1:500 000), жергілікті (1:200 000 - 1:50 000) және алаңдық (1:25 000 - 1:5 000) масштабындағы ақпаратымен үш негізі жиынтығына топтастырылған. Ақпараттық ресурс Қазақстанда АЭХА ШБУБ жасау жөнінде жобаға қатысқан мамандармен белсенді пайдаланылған.

## EXPERIENCE IN INFORMATION PROVISION OF THE STUDY OF CONTEMPORARY TECTONIC ENVIRONMENT FOR THE RESPONSIBLE FACILITIES DEVELOPMENT AT THE EXAMPLE OF ULBA SITE

**M.G. Gadjimagomedova, A.M. Yakovenko**

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

As exemplified in Ulba site in East-Kazakhstan region, there is a preparation of diversified information for the selection of a place and decision-making on locating such an important facility as Low-Enriched Uranium Bank IAEA (LEU Bank). Complex geological and geophysical data has been grouped into three sets with information of regional (1:1 000 000 – 1:500 000), local (1:200 000 – 1:50 000) and site (1:25 000 – 1:5 000) scale for the territories that cover the sites with radii of 200, 15, and 5 km respectively. Information resource has been actively used by the specialists who participated in the project on creating IAEA LEU Bank in Kazakhstan.

УДК 550.34

# СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА РАСПОЛОЖЕНИЯ ТОКТОГУЛЬСКОЙ ГЭС

**[2] Фролова А.Г., [1] Довгань В.И., [2] Абдрахматов К.Е., [2] Берёзина А.В., [2] Першина Е.В.**

*[1] Межотраслевой научно-исследовательский центр мониторинга высотных плотин (МНИЦ «Плотина») при Кыргызско-Российском Славянском Университете, Бишкек, Кыргызстан*
*[2] Институт сейсмологии НАН КР, Бишкек, Кыргызстан*

Дана краткая характеристика сейсмичности района расположения Токтогульской ГЭС – одного из крупнейших гидросооружений Центральной Азии. Показано проявление возбуждённой сейсмичности в момент заполнения водохранилища. Отмечено отсутствие влияния водохранилища на сейсмический режим вблизи плотины в течение последнего десятилетия.

Токтогульская ГЭС расположена в зоне с высоким уровнем естественных тектонических напряжений. По данным палеосейсмических исследований обнаружено большое количество остаточных деформаций горных пород, имеющих сейсмогенную природу [1 - 8] и др. На основе анализа пространственного распределения остаточных деформаций с учетом объемов обвальных масс выделено более десяти палеоэпицентров сильных землетрясений. В результате древнего Сары-Челекского землетрясения образовалось само озеро Сары-Челек [9]. В верховьях р. Карасу-восточная два сейсмических события привели к грандиозным обвалам и образованию озер. Свежесть остаточных явлений указывает на их сравнительно недавнее происхождение (может быть, несколько сотен лет). Обвал, перегородивший русло р. Карасу-восточная в непосредственной близости от Токтогульской плотины, является результатом землетрясения. Это, по-видимому, самое древнее из рассматриваемых нарушений сейсмического происхождения. Крупные остаточные деформации наблюдаются также на правом борту долины р. Нарын (на каньонообразном ее участке до выхода в Кетмень-Тюбинскую впадину), связанные, вероятно, с двумя палеоземлетрясениями. Судя по масштабу остаточных деформаций, магнитуда вызвавших их палеоземлетрясений могла достигать 7.5. Из сейсмических оценок следует, что средний период повторения катастрофических сейсмических событий составляет порядка 600 лет[10].

Палеосейсмические исследования позволяют сделать вывод о сейсмическом режиме территории в целом. Сопоставление схем распределения плотности палеосейсмодислокаций указывает на повышенную активность территории, прилегающей с юго-запада к Таласо-Ферганскому разлому, т.е. можно говорить о стабильности здесь сейсмического режима, начиная со второй половины голоцена. Территория, расположенная к северо-востоку от этого разлома, характеризуется повышенной палеосейсмичностью при слабой современной. Сочетание таких черт сейсмического режима, как увеличение активности, стабильность и цикличность дает основание рассматривать области, характеризующиеся высокой палеосейсмичностью и слабой современной сейсмичностью, как места наиболее вероятного ее усиления и возникновения сильных землетрясений в будущем. Примером может служить Сусамырское землетрясение [11].

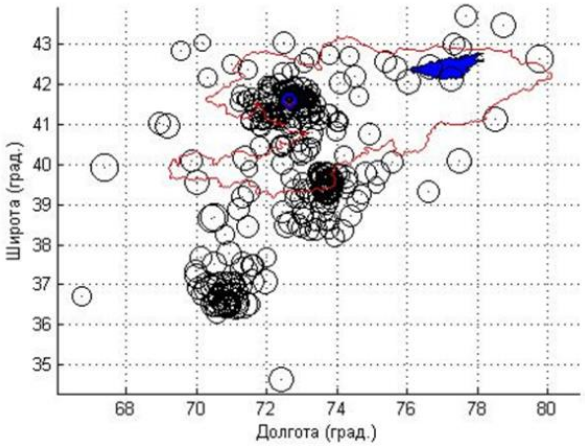
К северо-востоку и северо-западу от плотины проходит полоса эпицентров сильнейших землетрясений Тянь-Шаня − это 10-ти балльные Чиликское 1889 г., Кебинское 1911 г. и 9-ти балльные Чаткальское 1946 г. и Суусамырское 1992 г. землетрясения. Другая полоса землетрясений проходит к югу от гидроузла. Самое сильное из них 8-и балльное Кочкор-Атинское землетрясение произошло в мае 1992 г. Согласно последней карте сейсмического районирования Кыргызстана район исследований отнесен к девятибалльной зоне возможных землетрясений [12]

Эпицентры Суусамырского и Кочкор-Атинского землетрясений 1992 года расположены от Токтогульской плотины на достаточно близких расстояниях. Имеются определенные основания полагать, что эти сильные сейсмические события были вызваны региональной перестройкой напряженно-деформированного состояния геологической среды, связанной с заполнением и периодической сработкой глубоководного водохранилища. Последнее хорошо подтверждается и такими особенностями проявления слабой сейсмичности в головной части водохранилища, как увеличение общего числа слабых землетрясений, наличие определенной зависимости их проявления от режима заполнения и сработки водохранилища, а также заметная тенденция их группирования в пространстве и во времени с образованием областей локальных концентраций сейсмических событий, приуроченных, в основном, к зонам разломов [13]. До событий 1992 г. сильнейшее для данного района Чаткальское землетрясение с M=6,7 произошло 02.11.1946 г. в 56 км восточнее будущего водохранилища, т.е. за 27 лет до начала заполнения водохранилища.

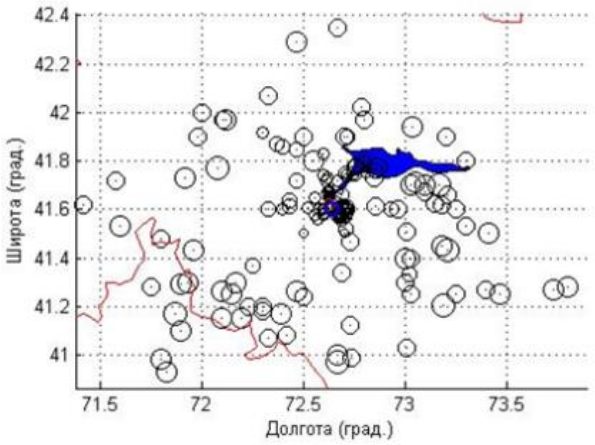
## Землетрясения в районе плотины, зарегистрированные на разных расстояниях

Детальное изучение сейсмичности в Токтогульском районе проведено сетью станций, принадлежа-

щих Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ АН СССР и отделу сейсмологии, а позднее – созданному на его основе Институту сейсмологии АН Киргизской ССР. Непосредственно на гидроузле непрерывные цифровые сейсмометрические наблюдения проводятся с середины 2005 г. [14]. К настоящему времени там зарегистрировано около 400 землетрясений, из них 60 - в радиусе первых 10-и км от плотины (рисунок 1).



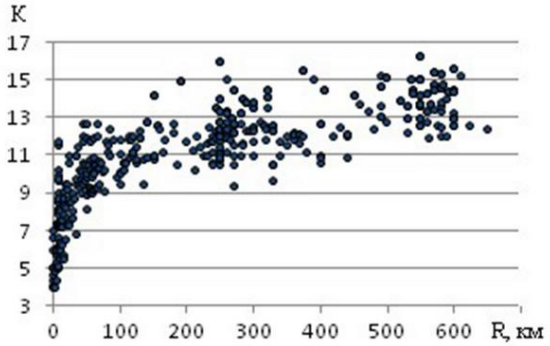

а) R<700км



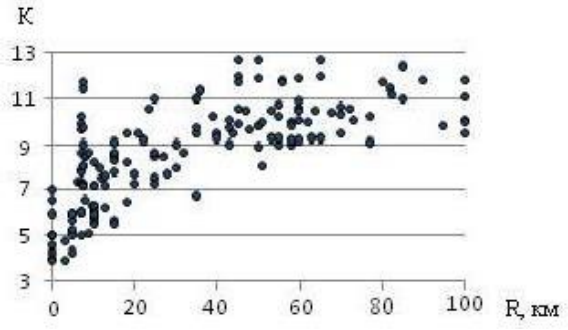

б) R≤100 км

*Рисунок 1. Эпицентры землетрясений в районе плотины, зарегистрированные для двух групп эпицентральных расстояний (R)*

По сгущению эпицентров на картах выделяются три района: Токтогульский, Южно-Тяньшаньский (Нуринское землетрясение 2008 г и его афтершоки), Гиндукушский. Карты эпицентров не являются характеристикой сейсмичности региона, т.к. в ближней зоне (Токтогульский район) регистрировались и слабые события, в дальней зоне – только достаточно сильные (рисунок 2). В ближней зоне плотины за время наблюдений не было зарегистрировано ни одного события с энергетическим классом K>13.




а) R<700 км




б) R≤100 км

*Рисунок 2. Зависимость энергетического класса K зарегистрированных землетрясений от эпицентрального расстояния R*

Записи всех землетрясений, зарегистрированных системой наблюдений, прошли стандартную обработку, рассмотрено возможное воздействие землетрясений на плотину. Максимальное воздействие на плотину оказали два самых сильных местных толчка: 30 июля и 13 августа 2006 г., – с энергетическими классами K=11.6, а также Нура-Алайское удаленное землетрясение 5 октября 2008 г. Наибольшие смещения при этих землетрясениях (порядка 0.3 - 0.4 мм) наблюдались между верхними центральным и боковыми блоками плотины.

### ВЛИЯНИЕ УРОВНЯ ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩЕ НА СОВРЕМЕННУЮ СЕЙСМИЧНОСТЬ

С целью выявления влияния уровня воды в водохранилище на современную сейсмичность проведено сравнение сейсмичности двух участков Токтогульского района, рассмотренных в [10] за 2 временных периода: с 1973 по 1986 гг. и с 2005 по 2016 гг. Первый участок площадью 1100 км$^2$ имеет форму прямоугольника с вершинами в точках 41°32' - 72°29', 41°50' - 72°29', 41°50' - 72°51', 41°32' - 72°51'. Второй участок – створ плотины, - площадью 100 км$^2$ также имеет прямоугольную форму с вершинами в точках 41°35' - 72°35.2', 41°42.5' - 72°35.2', 41°42.5' - 72°41.5', 41°35' - 72°41.5'. На рисунке 3 показано ежемесячное количество зарегистрированных землетрясений с эпицентрами на двух этих участках за период наблюдений с 1973 по 1986 гг. [14].

Заполнение водохранилища началось в 1974 г. На Токтогульском участке одновременно с увеличением уровня воды наблюдалось незначительное, близкое к фоновому, усиление сейсмичности вплоть до декабря 1977 г. Первый всплеск наведенной сейсмичности зарегистрирован в январе 1978 г., когда уровень воды в водохранилище достиг отметки 110 м относительно русла реки (абсолютная отметка 830 м). Максимальное количество землетрясений в районах наблюдений зафиксировано в июле 1979 г., когда уровень воды приблизился к отметке 920 м, при этом большая часть землетрясений происходила в створе плотины. Высокий уровень сейсмичности наблюдался до января 1980 г. и далее резко пошел на спад, хотя уровень воды держался на максимальных отметках вплоть до середины 1982 г. К декабрю 1986 г. сейсмичность в створе плотины уменьшилась до фоновых значений. Сейсмичность Токтогульского участка за период наблюдений с 1982 по 1986 гг. при среднем падении значительно превосходила сейсмичность створа плотины.

### Влияние колебания уровня воды в водохранилище на современную сейсмичность

Уровень воды в водохранилище (рисунок 4) при ежегодных сезонных колебаниях с максимумами в сентябре и минимумами в апреле неуклонно пошел на спад с сентября 2005 г (отметка 897.86 м) и достиг минимальных значений в апреле 2009 г. (842.50м). Далее водохранилище постепенно начало наполняться – в сентябре 2010 г уровень воды достиг отметки 900.24 м, держался на высоких отметках до октября 2011 г. и снова пошёл на спад.

Серия местных землетрясений в июле-августе 2006 г., на Токтогульском участке (18 толчков с двумя достаточно сильными с К=11.6) произошла в период, когда уровень воды пошёл на спад с максимальных отметок.

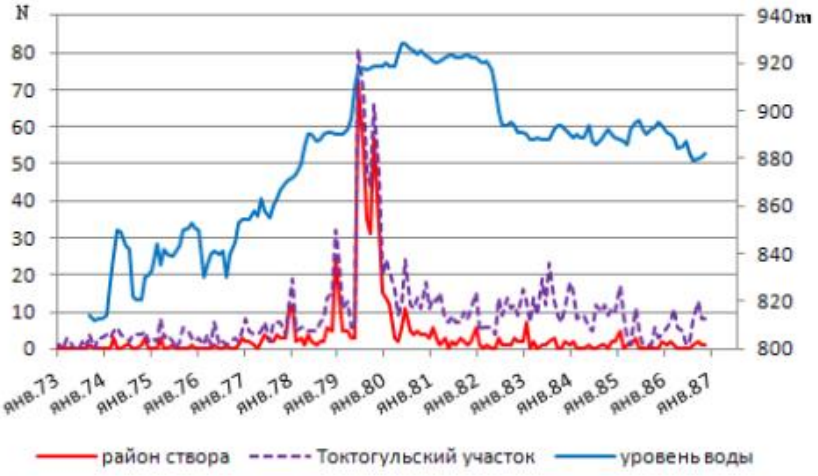



*Рисунок 3. Изменение ежемесячного количества землетрясений, зарегистрированных на Токтогульском участке и в районе створа плотины за период с 1973 по 1986 гг.*

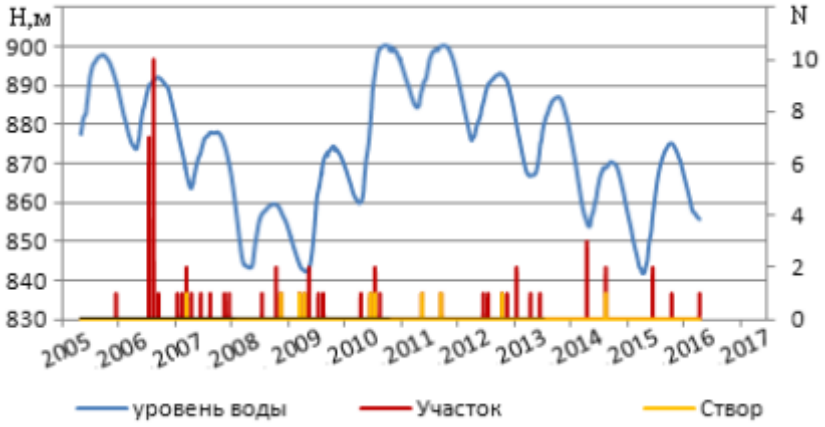



*Рисунок 4. Изменение уровня воды в водохранилище и ежемесячного количества землетрясений N, зарегистрированных на Токтогульском участке и в районе створа плотины с мая 2005 г. по февраль 2016 г.*




*Рисунок 5. Изменение уровня воды и энергетические классы К землетрясений, зарегистрированных на Токтогульском участке*

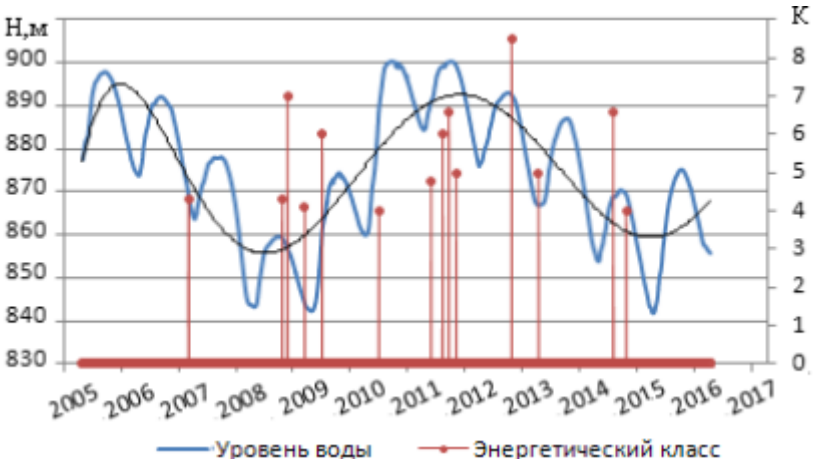
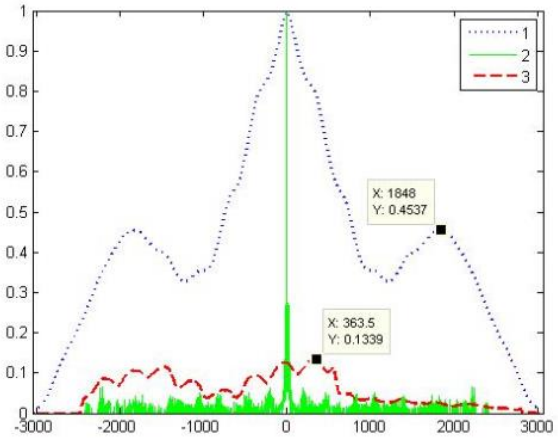



*Рисунок 6. Изменение уровня воды и энергетические классы К землетрясений, зарегистрированных в створе плотины*

Возможно, уровень воды послужил спусковым механизмом разрядки напряжений, но в последующие годы явного проявления наведенной сейсмичности на Токтогульском участке и в створе плотины не замечено – наблюдается фоновая сейсмичность в сейсмоактивном районе. Возможно, микроземлетрясения и происходят вблизи плотины, но из-за шума гидроагрегатов не фиксируются толчки ниже 4-го энергетического класса.

На рисунках 5 и 6 показано изменение уровня воды в водохранилище и энергетические классы *К* землетрясений, зарегистрированных системой наблюдений на Токтогульском участке и в створе плотины.

Из рисунков 5, 6 следует, что землетрясения происходят определенными сериями, разделенными периодами затишья. Выполнена математическая обработка данных по уровню воды и сейсмичности (рисунок 7). График автокорреляции уровня воды (аппроксимация полиномом 5-ой степени) выявляет периодичность заполнения водохранилища 1848 дней, т.е. порядка 5 лет (рисунок 6).




1 – автокорреляция изменения уровня воды в водохранилище,
2 – автокорреляция проявления сейсмичности,
3 – корреляция уровня воды и сейсмичности

*Рисунок 7. График автокорреляции уровня воды*

Функция взаимной корреляции (график 3 на рисунке 7) выявляет запаздывание проявления сейсмичности от изменения уровня воды в 363 дня, правда,

при сравнительно низком коэффициенте корреляции $r$ =0.13.

Начиная с 2008 г. в районе Токтогульского гидроузла и в зоне возможного влияния водохранилища не произошло ни одного землетрясения выше 9-го энергетического класса. Возможно, что в этом проявляется положительная роль водохранилища в предотвращении сильного землетрясения: слабыми толчками происходит разрядка тектонических напряжений в земной коре.

**Литература**


1. Буртман, В.С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань) / В.С. Буртман // М.: Наука, 1964 – 143 с.
2. Ранцман, Е.Я. Новейшие горизонтальные движения земной коры в зоне Таласо-Ферганского разлома по данным геоморфологического анализа / Е.Я. Ранцман, Г.Н. Пшенин // В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. - М.: Недра, 1967. – С. 155 - 159.
3. Садыбакасов, И. Неотектоника Центрального Тянь-Шаня / И. Садыбакасов. - Фрунзе: Илим, 1972. – 117 с.
4. Савич, А.И. Цели и задачи геомониторинга на участках крупных гидротехнических сооружений, расположенных в районах повышенного геодинамического риска / А.И. Савич, В.И. Бронштейн, М.М. Ильин // Гидротехническое строительство, 2000. – № 4. – С. 50 - 55.
5. Савич, А.И. Особенности влияния водохранилищ на скальные основания больших плотин / А.И. Савич, М.М. Ильин, В.И. Речицкий, А.М. Замахаев // Гидротехническое строительство, 2003. – № 3. – С. 48 - 53.
6. Теремецкий, А.Л. Палеосейсмичность центральной части зоны Таласо-Ферганского разлома и прилегающих областей / А.Л. Теремецкий, Е.И. Шишкин // Известия АН СССР. Физика Земли, 1986. – № 3. – С. 26 - 35.
7. Трифонов, В.Г. Тарасо-Ферганский активный правый сдвиг / В.Г. Трифонов, В.И. Макаров, С.Ф. Скобелев // Геотектоника, 1990. – № 5. – С. 81 - 92.
8. Мамыров, Э.М. Геодинамика Таласо-Ферганского разлома и стихийные бедствия на территории Центральной Азии / Э.М. Мамыров, А.М., Корженков. - Бишкек: Арашан Дом Печати, 2009. – 230 с.
9. Леонов, Н.Н. Чаткальское землетрясение 1946 г. / Н.Н. Леонов // Вопросы инженерной сейсмологии. - М.:Наука, 1970.– Вып. 13. – С 64 - 77.
10. Методика оценки сейсмической опасности гидротехнических сооружений.- М.: Наука, 1990. – 136 с.
11. Melors, R.J. The Ms=7.3 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, Earthquake: Constaints on Fault Geometry of Source Parameters Based on Aftershocks by Body-Wave Modeling / R.J. Melors, F.L. Vernon, G.L. Pavlis [et al] // BSSA, 1997. – Vol. 87. – № 1.
12. Абдрахматов, К.Е. Карта сейсмического районирования территории Кыргызской Республики / К.Е. Абдрахматов, К.Д. Джанузаков, А.Г. Фролова, В.Н. Погребной. - Бишкек, 2012. – 51с.
13. Нерсесов, И.Л. Изменение сейсмичности Токтогульского гидроузла в связи с эксплуатацией водохранилища / И.Л. Нерсесов, Б.И. Ильясов, В.Д. Павлов, В.Б. Преображенский, А.И. Рузайкин // Изв. АН Кирг. ССР. Физ.-техн. и мат. Науки, 1988. – № 4. – С. 64 - 70.
14. Довгань, В.И. Сейсмометрические наблюдения на Токтогульской ГЭС / В.И. Довгань, А.Г. Фролова // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Сборник материалов четвёртого международного симпозиума. Бишкек. 15-20 июня 2008 г. – С. 270 - 275.


## ТОҚТАГҮЛ ГЭС ОРНАЛАСҚАН АУДАННЫҢ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҒЫ


**[1)] Фролова А.Г., [1)] Довгань В.И., [2)] Абдрахматов К.Е., [2)] Берёзина А.В., [2)] Першина Е.В.**

*[1)] Қырғыз-Ресей славян университеті жанындағы Биіктегі бөгеттерге мониторингінің салааралық ғылыми-зерттеу орталығы, Бишкек, Қырғызстан*
*[2)] Қырғыз Республикасы Ұлттық Академиясының Сейсмология институты, Бишкек, Қырғызстан*



Орталық Азияда ең бір ірі гидроқұрылысы – Тоқтагүл ГЭС орналасқан ауданы сейсмикалылығының қысқаша сипаттамасы келтірілген. Су қоймасын толтыру мезетінде өндірілген сейсмикалылық білінуі көрсетілген. Соңғы онжылдықта бөгет жанындағы сейсмикалық режиміне су қоймасының әсері жоқ болуы айтылған.


## ANALYSIS OF SEISMICITY IN THE AREA OF TOKTOGUL HYDROELECTRIC POWER STATION


**[2)] A.G. Frolova, [1)] V.I. Dovgan, [2)] K.E. Abdrakhmatov, [2)] A.V. Berezina, [2)] E.V. Pershina**

*[1)] Institute of seismology of National Academy of sciences of Kyrgyz Republic,Bishkek, Kyrgyzstan*
*[2)] Intersectoral Research center of high-altitude dams monitoring,Bishkek, Kyrgyzstan*



The paper briefly describes the seismic settings at the region of Toktagyul HPS – one of the largest hydrological constructions in Central Asia. Induced seismicity appearance at the moment of the water reservoir filling is shown. The lack of the water reservoir influence on seismic mode near the dam during recent ten years is noted.

УДК 550.34.09

# АФТЕРШОКОВЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН

**Аристова И.Л., Михайлова Н.Н.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

Рассмотрено проявление афтершоковой деятельности в очагах 49 землетрясений с эпицентрами на территории Казахстана и сопредельных стран. Впервые к рассмотрению привлечены события в платформенных областях. Получены средние зависимости размеров афтершоковой области и времени проявления афтершоков от магнитуды землетрясений в сейсмичных областях. Показано, что сценарии афтершоковых процессов могут различаться даже для близких по магнитуде и месту расположения событий. Их различие определяют как тектонические условия, так и флюидные процессы в очаговых зонах.

Афтершоки несут важную информацию о процессах релаксации напряжений в очагах сильных землетрясений и о степени влияния на эти процессы флюидов. По результатам совместного рассмотрения поля гипоцентров афтершоков делаются важные выводы о размерах и пространственной конфигурации очагов сильных землетрясений. Афтершоки исследуются полевыми методами непосредственно после сильного землетрясения, а также на основе каталогов землетрясений, формируемых в Центрах данных.

В нашей работе изучены 49 сильных и умеренно сильных коровых землетрясений (3,7≤Mw≤7.3), имеющих афтершоки, за период с 1963 г. по 2014 г. в пределах территории, ограниченной координатами 39,23° - 50,33° с.ш., 52,50° - 85° в.д. Каталог главных толчков и соответствующая карта эпицентров приведены в таблице 1 и на рисунке 1.

Впервые к анализу привлечены события, относящиеся не только к высокосейсмичным областям горных хреб-тов Тянь-Шаня, Джунгарии, но и к платформенным слабосейсмичным районам Казахстана. Задача заключа-лась в поиске как общих закономерностей проявления афтершоков, так и в изучении особенностей афтершоков при разных сильных землетрясениях.

*Таблица 1. Каталог изученных землетрясений*

| N | Дата | lat° | lon° | h | Mw | Название | N | Дата | lat° | lon° | h | Mw | Название |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 30.08.1963 | 44,65 | 79,75 | 20 | 5,1 | | 26 | 19.03.1980 | 41,17 | 75,07 | 5 | 4,7 | |
| 2 | 27.11.1963 | 42,10 | 76,38 | 5 | 4,3 | | 27 | 19.10.1980 | 44,35 | 79,40 | 33 | 4,3 | |
| 3 | 27.02.1964 | 44,27 | 78,85 | 12 | 4,6 | | 28 | 30.06.1981 | 43,10 | 77,40 | 15 | 3,7 | |
| 4 | 25.09.1965 | 41,55 | 75,03 | 10 | 5,1 | Сонкулское | 29 | 30.08.1981 | 42,80 | 78,48 | 15 | 4,1 | |
| 5 | 18.10.1965 | 41,90 | 77,53 | 15 | 5,0 | Барскаунское | 30 | 31.12.1982 | 42,87 | 77,37 | 20 | 5,3 | Новогоднее |
| 6 | 07.11.1965 | 43,17 | 78,47 | 21 | 4,2 | | 31 | 16.12.1983 | 39,38 | 72,92 | 10 | 5,9 | |
| 7 | 11.05.1967 | 39,50 | 73,70 | 28 | 6,3 | | 32 | 23.10.1984 | 44,10 | 79,42 | 25 | 5,1 | |
| 8 | 20.08.1967 | 45,18 | 80,00 | 15 | 5,5 | | 33 | 14.06.1990 | 47,95 | 85,00 | 42 | 6,6 | Зайсанское 1 |
| 9 | 28.09.1967 | 42,27 | 79,48 | 18 | 5,1 | Сары-Жазское | 34 | 03.08.1990 | 47,80 | 84,77 | 33 | 6,1 | Зайсанское 2 |
| 10 | 30.11.1967 | 42,98 | 77,48 | 14 | 4,5 | | 35 | 12.11.1990 | 42,93 | 77,93 | 15 | 6,3 | Байсорунское |
| 11 | 20.03.1968 | 41,22 | 75,05 | 17 | 4,9 | | 36 | 15.05.1992 | 41,10 | 72,42 | 5 | 6,3 | |
| 12 | 01.07.1968 | 44,50 | 78,17 | 33 | 4,7 | | 37 | 19.08.1992 | 42,07 | 73,63 | 25 | 7,2 | Суусамырское |
| 13 | 01.05.1969 | 43,98 | 77,93 | 33 | 4,4 | | 38 | 30.12.1993 | 44,82 | 78,77 | 20 | 5,4 | Текелийское 1 |
| 14 | 24.12.1972 | 42,97 | 78,42 | 20 | 4,2 | | 39 | 22.08.2001 | 47,20 | 70,20 | 15 | 5,2 | Шалгинское |
| 15 | 01.09.1973 | 42,53 | 75,22 | 10 | 4,6 | | 40 | 22.05.2003 | 42,93 | 72,85 | 9 | 5,5 | Луговское |
| 16 | 04.03.1974 | 43,88 | 78,25 | 33 | 4,5 | | 41 | 01.12.2003 | 42,92 | 80,55 | - | 6,0 | Сюмбинское |
| 17 | 02.07.1974 | 42,28 | 75,38 | 15 | 4,9 | Кочкорское | 42 | 26.04.2008 | 50,33 | 52,50 | 10 | 5,1 | Шалкарское |
| 18 | 11.08.1974 | 39,23 | 73,83 | 11 | 7,3 | | 43 | 13.06.2009 | 44,77 | 78,82 | 25 | 5,4 | Текелийское 2 |
| 19 | 12.02.1975 | 43,17 | 78,78 | 10 | 5,5 | Торайгыское | 44 | 02.03.2010 | 42,37 | 75,57 | 15 | 4,9 | |
| 20 | 31.01.1977 | 40,08 | 70,87 | 20 | 6,0 | | 45 | 20.04.2010 | 43,82 | 78,03 | 5 | 4,6 | |
| 21 | 12.03.1978 | 41,98 | 79,67 | 40 | 5,4 | | 46 | 01.05.2011 | 43,62 | 77,66 | 20 | 5,4 | Капчагайское |
| 22 | 24.03.1978 | 42,87 | 78,58 | 15 | 6,9 | Жаланаш-Тюпское | 47 | 30.05.2012 | 43,44 | 78,80 | 20 | 5,4 | Согетинское |
| 23 | 21.06.1978 | 41,65 | 79,40 | 19 | 4,7 | | 48 | 28.01.2013 | 42,61 | 79,63 | 10 | 6,1 | Нарынкольское |
| 24 | 01.11.1978 | 39,40 | 72,60 | 20 | 6,6 | | 49 | 21.06.2014 | 49,56 | 72,97 | 5 | 4,4 | Карагандинское |
| 25 | 25.09.1979 | 45,00 | 77,00 | 40 | 5,7 | Баканасское | | | | | | | |

**Примечание:** lat°- широта; lon° - долгота; h - глубина; Mw – моментная магнитуда.

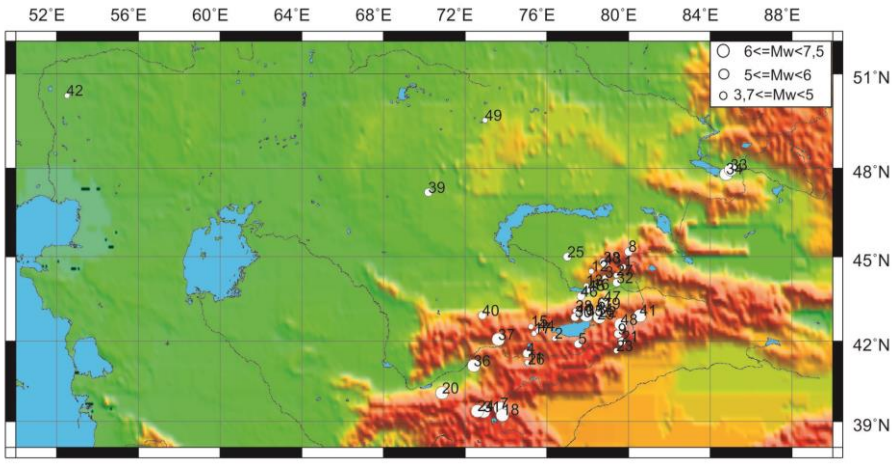



*Рисунок 1. Эпицентры изученных землетрясений (согласно таблице 1)*

Ранее по изучаемому району проведены исследования афтершоковых последовательностей за период с 1960 г. по 1984 г. [1], цель которых состояла в создании методики идентификации афтершоков сильных землетрясений в электронном каталоге SEISMO, созданном в Сейсмологической опытно-методической экспедиции (СОМЭ) МОН РК. Эта разработанная методика используется в практике СОМЭ до сих пор. В настоящей статье приведены результаты аналогичных исследований с использованием данных в более широком диапазоне времени и для территории большего размера.

Главным признаком афтершоков является их группирование в пространственно-временной области, непосредственно примыкающей к главному событию. Принадлежность того или иного землетрясения к афтершокам, может быть определена по его отношению к этой пространственно-временной области. Размеры такой области в общем случае определяются энергией главного толчка. Поле эпицентров афтершоковых последовательностей не всегда симметрично относительно эпицентра главного толчка: часто эпицентр главного толчка находится на краю эпицентрального поля афтершоков. Несимметричность может быть связана с протяженностью разрыва в очаге, особенностью концентрации афтершоков на одном борту разлома, вдоль которого произошла подвижка в очаге сильного землетрясения и др.

На первом этапе исследований на материалах каталога землетрясений Северного Тянь-Шаня исследована функция вида $R = f(Mw)$ и $T = f(Mw)$, где $R$ и $T$ – средний радиус области афтершоков и время проявления афтершоковой последовательности, соответственно, $Mw$ - моментная магнитуда. Для установления значений $R_i$ и $T_i$ каждого $i$-го сильного землетрясения использован следующий прием: рассматривались графики функция $r_i(t)$, характеризующие изменения во времени расстояния между эпицентрами главного толчка и каждого из последовательно происходящих более слабых толчков. Графики $r_i$ $(t)$ строились по дискретным значениям $r_j$ и $t_j$, соответствующих месту и времени $j$-го землетрясения относительно $i$-го сильного события. При этом для каждого $i$-го землетрясения анализ проводился в пределах области, заведомо превышающей по площади наибольшую вероятную область формирования афтершоков землетрясений с $M = M_i$. Размер такой области определялся исходя из значения длины очага $L$ в километрах (или разрыва в очаге), приводимой в [1]. Вывод о значении $T_i$, т.е. выборка момента окончания периода афтершоков по каждому графику $r_i$ $(t)$, делался по результату сопоставления частоты возникновения землетрясения в рассматриваемой области со своим фоновым уровнем. Сейсмической историей для каждого $i$-го события считался период времени, равный 2 годам. О размерах $R_i$ заключение делалось при совместном анализе графиков $r_i$ $(t)$ и соответствующих карт эпицентров событий.

Графики $r_i(t)$ оказались очень удобным и универсальным инструментом для анализа. Они позволяли в каждом конкретном случае рассмотреть развитие афтершокового процесса, оценить пространственно-временные параметры афтершоковой областии, кроме того, судить об особенностях сейсмического режима в период подготовки сильного события, определять время и размеры областей затишья, активизации и т.д. Пример построенных графиков $r(t)$ представлен на рисунке 2.

Описанный подход применен для всех отобранных землетрясений из каталога базы данных, составленного в рамках проекта EMCA [2]. В таблице 2 приведены результаты определения параметров афтершоковых последовательностей (номера землетрясений соответствуют их нумерации в таблице 1).

По результатам анализа создана база данных по афтершоковым последовательностям, которая по существу является совокупностью унифицированных каталогов афтершоков.

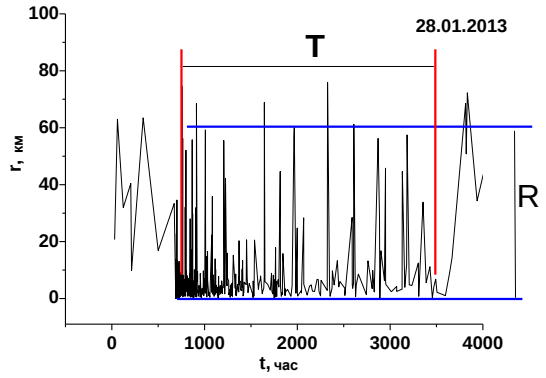



*Рисунок 2. График r(t) для землетрясения 28.01.2013*

*Таблица 2. Каталог параметров афтершоковых последовательностей изученных землетрясений*

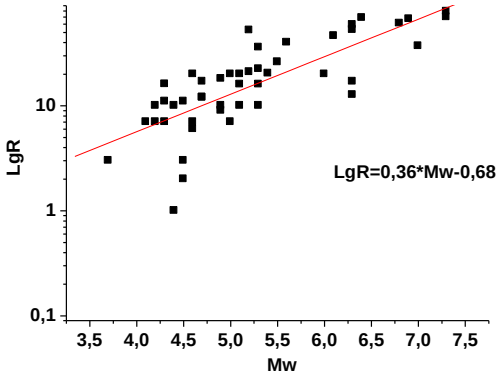
| N | Mmax | Mmin | *R*, км | T, дни | Naф. | p | Mгл - Mmax | Тип модели |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 4,05 | 3,11 | 11 | 22 | 2 | | 1,1 | |
| 2 | 3,58 | 2,2 | 7 | 1 | 6 | | 0,7 | |
| 3 | 3,3 | 3,2 | 20 | 47 | 2 | | 1,3 | |
| 4 | 3,53 | 3,25 | 10 | 9 | 5 | | 1,6 | |
| 5 | 3,39 | 2,2 | 20 | 5 | 5 | | 1,6 | |
| 6 | 2,3 | 2 | 7 | 26 | 5 | | 1,9 | |
| 7 | 5,2 | 2,44 | 59 | 474 | 143 | 0,70 | 1,1 | II |
| 8 | 2,92 | 2,54 | 26 | 40 | 4 | | 2,6 | |
| 9 | 3,11 | 2,9 | 20 | 33 | 5 | | 2,0 | |
| 10 | 2,68 | 2,68 | 3 | 9 | 1 | | 1,8 | |
| 11 | 3,3 | 3,3 | 9 | 1 | 1 | | 1,6 | |
| 12 | 2,87 | 2,87 | 12 | 6 | 1 | | 1,8 | |
| 13 | 3,1 | 2,2 | 10 | 36 | 3 | | 1,3 | |
| 14 | 3,3 | 3,3 | 10 | 3 | 1 | | 0,9 | |
| 15 | 2,7 | 2,7 | 6 | 1 | 1 | | 1,9 | |
| 16 | 2,8 | 2,8 | 2 | 1 | 1 | | 1,7 | |
| 17 | 3,3 | 2,6 | 10 | 22 | 2 | | 1,7 | |
| 18 | 5,9 | 2,4 | 79 | 915 | 1464 | 1,09 | 1,4 | II |
| 19 | 3,9 | 2,0 | 16 | 240 | 22 | 0,96 | 1,2 | II |
| 20 | 4,9 | 2,4 | 52,9 | 412 | 99 | 0,78 | 1,4 | II |
| 21 | 2,8 | 2,8 | 10 | 1 | 1 | | 2,5 | |
| 22 | 4,7 | 1,8 | 37 | 252 | 146 | 1,03 | 2,3 | I |
| 23 | 3,6 | 3,6 | 12 | 33 | 1 | | 1,1 | |
| 24 | 5,5 | 2,4 | 61 | 789 | 733 | 0,85 | 1,3 | II |
| 25 | 2,6 | 2,6 | 33 | 7 | 1 | | 3,1 | III |
| 26 | 2,5 | 2,5 | 17 | 35 | 1 | | 2,2 | |
| 27 | 3,1 | 2,4 | 11 | 1 | 2 | | 1,2 | |
| 28 | 2,4 | 1,7 | 3 | 4 | 5 | | 1,4 | |
| 29 | 2,3 | 2,1 | 7 | 1 | 2 | | 1,8 | |
| 30 | 2,7 | 1,4 | 21 | 6 | 17 | 0,61 | 2,5 | II |
| 31 | 5,1 | 2,4 | 46,3 | 288 | 249 | 0,92 | 1,0 | II |
| 32 | 4,6 | 2,1 | 16 | 105 | 5 | | 0,7 | |
| 33 | 6,2 | 1,5 | 67 | 158 | 82 | 0,95 | 0,7 | II |
| 34 | 5,2 | 1,5 | 56 | 77 | 15 | | 0,9 | |
| 35 | 4,4 | 1,5 | 17 | 175 | 112 | 1,16 | 1,9 | II |
| 36 | 4,9 | 2,4 | 12,7 | 508 | 820 | 1,02 | 1,5 | II |
| 37 | 6,4 | 2,4 | 70 | 915 | 1345 | 1,00 | 0,9 | I |
| 38 | 4,4 | 1,6 | 22,4 | 456 | 457 | 1,15 | 1,0 | I |
| 39 | 3,2 | 0,8 | 7 | 17 | 6 | | 1,8 | III |
| 40 | 4,0 | 0,8 | 52,4 | 72 | 231 | 1,18 | 1,5 | I |
| 41 | 4,7 | 2,2 | 20 | 167 | 198 | 1,10 | 1,3 | I |
| 42 | 3,4 | 3,4 | 7 | 84 | 1 | | 1,2 | III |
| 43 | 3,9 | 1,2 | 36 | 363 | 151 | 1,09 | 1,5 | I |
| 44 | 3,7 | 1,3 | 18,1 | 59 | 49 | 0,98 | 1,2 | II |
| 45 | 2,8 | 1,3 | 16,08 | 22 | 9 | | 1,5 | |
| 46 | 5,0 | 2,0 | 40,12 | 239 | 235 | 1,20 | 0,5 | I |
| 47 | 2,6 | 1,1 | 20,3 | 9 | 31 | 1,37 | 2,8 | I |
| 48 | 5,0 | 1,8 | 68,84 | 125 | 651 | 1,08 | 1,1 | I |
| 49 | 1,3 | 1,3 | 1 | 1 | 1 | | 3,1 | III |

**Примечание:** Mmax – максимальная магнитуда афтершоков; Mmin – минимальная магнитуда афтершоков; *R* – средний радиус области афтершоков; T – время проявления афтершоковой последовательности; Naф. – количество афтершоков в афтершоковой последовательности; p – параметр, характеризующий скорость уменьшения сейсмической активности ; Mгл – магнитуда главного толчка.

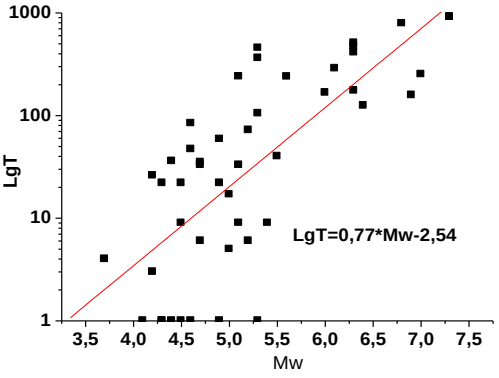
## СРАВНЕНИЕ ЗАВИСИМОСТЕЙ, ПОЛУЧЕННЫХ В ДАННОМ ИССЛЕДОВАНИИ И ПРИВЕДЕННЫХ В [1]

Полученные значения $T_i$ и $R_i$ стали исходными данными для построения графиков и нахождения зависимостей функций R = f(M) и T = f(M). На рисунке 3 показаны зависимости для расстояний и продолжительности афтершоковых последовательностей, которые аппроксимируются следующими соотношениями:

lgT (дни) = 0,77·Mw-2,54, LgR=0,36·Mw-0,68.



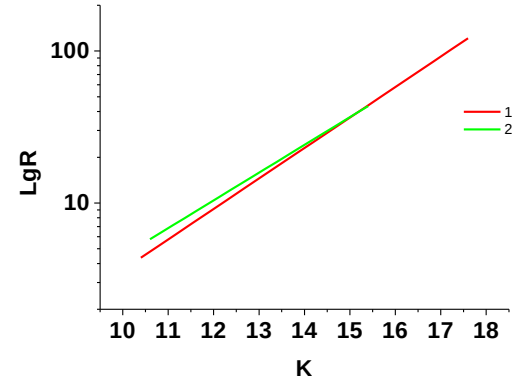

а) от размера области



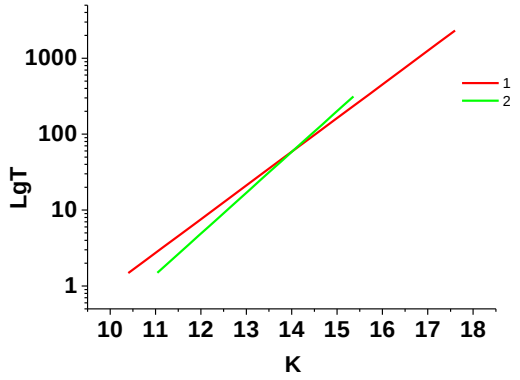

б) от продолжительности

*Рисунок 3. Зависимости размеров области (а) и продолжительности (б) афтершоковых последовательностей от магнитуды Mw*

Проведено сравнение найденных зависимостей R = f(Mw) и T = f(Mw) с зависимостями, приведенными в [1], для чего полученные функции были пересчитаны и приведены к зависимостям вида R = f(K) и T = f(K), где K – энергетический класс по шкале Т.Г. Раутиан (рисунок 4).




а) R =f(K)




б) T = f(K)

результаты данных исследований; согласно [1]

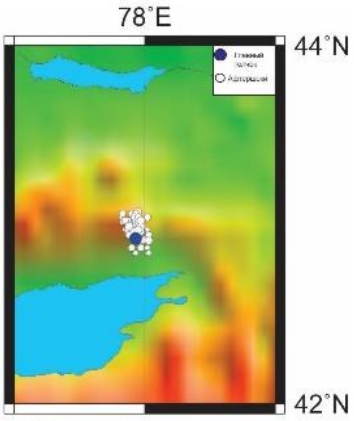
*Рисунок 4. Сравнение зависимостей, полученных в данном исследовании и приведенных в [1]*

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что увеличение объема данных по сильным землетрясениям, произошедшим в последние годы, в целом, не изменило существенно полученные ранее средние соотношения для характеристик афтершоковых последовательностей. Таким образом, эти зависимости могут быть использованы для выделения афтершоков в выборках землетрясений.

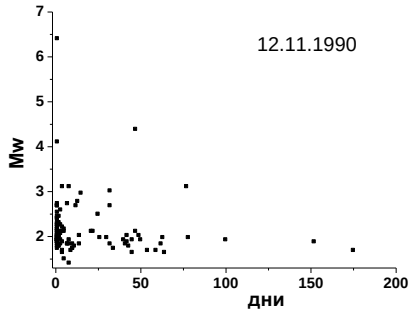
### Изучение сильных землетрясений с афтершоковой последовательностью

Детальный анализ каждого сильного землетрясения с его афтершоковой последовательностью проведен унифицированным способом: изучались пространственные характеристики поля афтершоков, затухание афтершокового процесса во времени, закономерности высвобождения энергии после главного толчка (рисунок 5).

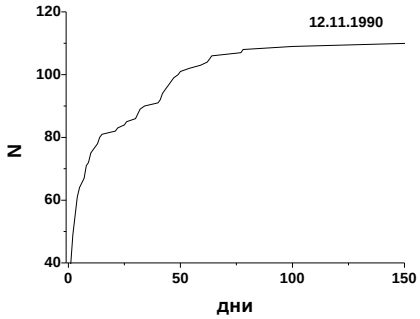
Далее по каждому землетрясению в отдельности оценивались такие параметры, как размер поля афтершоков, длительность периода процесса, разница магнитуд главного толчка и наиболее сильного афтершока, а также общее количество идентифицируемых афтершоков. Особое внимание уделено изучению зависимостей во времени общего количества афтершоков, отражающих состояние зоны разлома после произошедшего землетрясения.




а) эпицентры основного толчка и афтершоков




б) зависимость магнитуды от времени

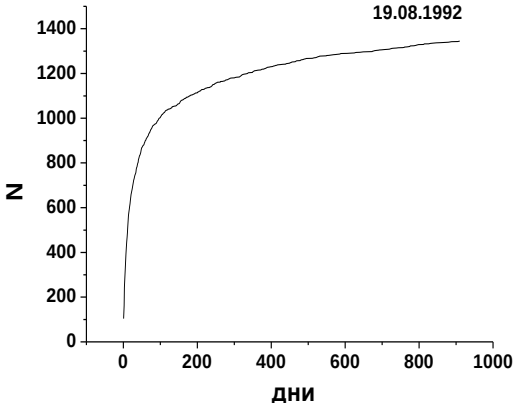



в) зависимость суммарного количества афтершоков от времени

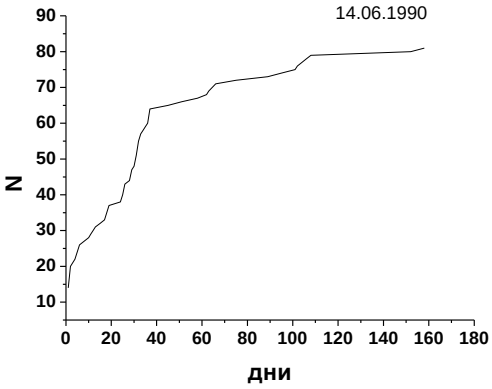
*Рисунок 5. Анализ афтершоковых последовательностей на примере землетрясения 12.11.1990 г.*

Анализ данных, полученных по 49 землетрясениям, показал, что разные землетрясения совершенно по-разному проявляются в своей афтершоковой деятельности, которая может быть разделена на три основных типа: 1 (рисунок 6-а) – афтершоковые последовательности с гладкой формой графика N(T); 2 (рисунок 6-б) – процессы со ступенчатой формой графика N(T); 3 – афтершоковые процессы в слабо сейсмичных, главным образом, платформенных рай-

онах (таблица 2). 1 тип афтершоковой деятельности – это простая релаксационная модель. При 2 типе афтершокового процесса, как показал пример эволюции повторных толчков Зайсанского землетрясения 14.06.1990 г., практически все повторные землетрясения возникают группами, причем периоды активизации чередовались с периодами покоя.




а) 1 тип




б) 2 тип

*Рисунок 6. Типы афтершоковых последовательностей*

Распределение землетрясений с разными типами афтершоковых процессов в высокосейсмичных районах Тянь-Шаня и Джунгарии показано на рисунке 7.

Закон, описывающий уменьшение интенсивности потока афтершоков во времени, описывается степенной функцией (закон Омори) [3]: $N(t)=K/(t+c)^p$, где: N(t) – число афтершоков в единицу времени, p – параметр, характеризующий скорость уменьшения сейсмической активности. График для афтершоковой последовательности в двойном логарифмическом масштабе (рисунок 8) позволяет определить параметр p по наклону аппроксимирующей прямой [4]. Значения p были рассчитаны для всех событий 1 и 2 типа. Для процессов 1 типа параметр p немного больше или равен 1 ($1 \le p \le 1{,}37$), а для 73% афтершоковых последовательностей 2 типа параметр p меньше единицы ($0{,}61 \le p \le 0{,}98$).

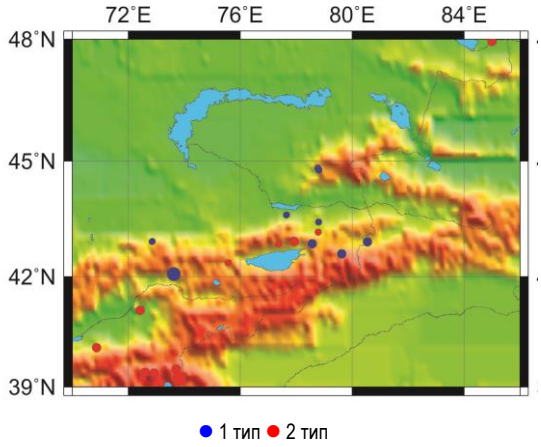
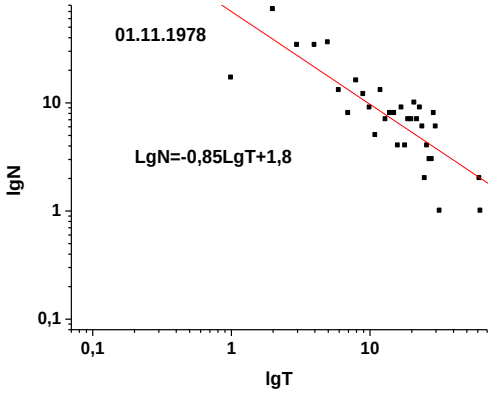
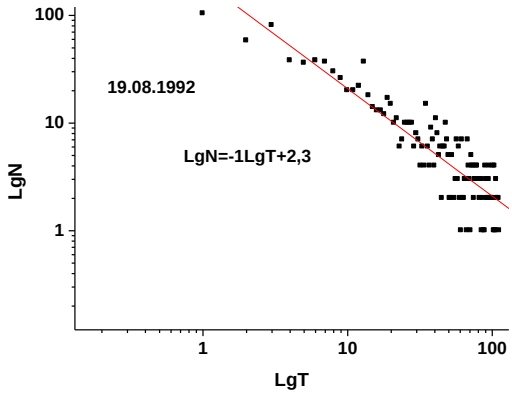



*Рисунок 7. Карта эпицентров главных толчков афтершоковых последовательностей в районах Тянь-Шаня и Джунгарии*




а) для события 01.11.1978

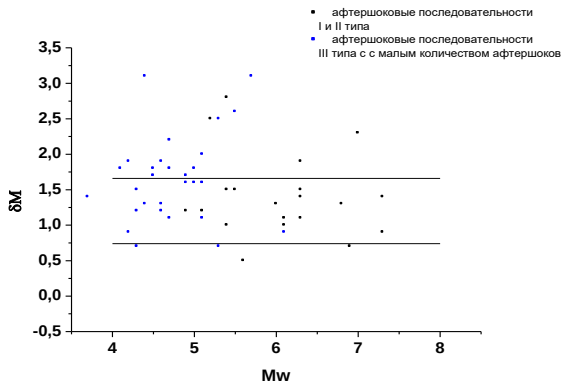



б) для события 19.08.1992

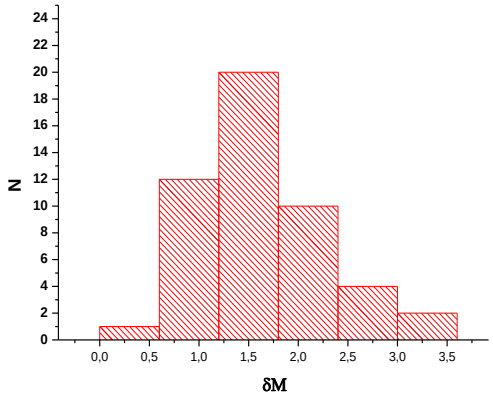
*Рисунок 8. Графики N(T) в двойном логарифмическом масштабе для расчета параметра p, характеризующего скорость уменьшения сейсмической активности афтершоков*

Были рассмотрены энергетические характеристики афтершоковых последовательностей. Проверяя выполняемость закона Бота [5], из рисунка 9 видно, что для афтершоковых последовательностей 1 и 2 типа закономерность подтверждается – наиболее вероятная разница в магнитудах главного толчка и

сильнейшего афтершока δM составляет 1 – 1,5 единиц магнитуды Mw, а для афтершоковых последовательностей 2 типа и с малым количеством афтершоков во многих случаях разность между магнитудой главного толчка и максимальной магнитудой афтершока намного больше.




а) значения δM

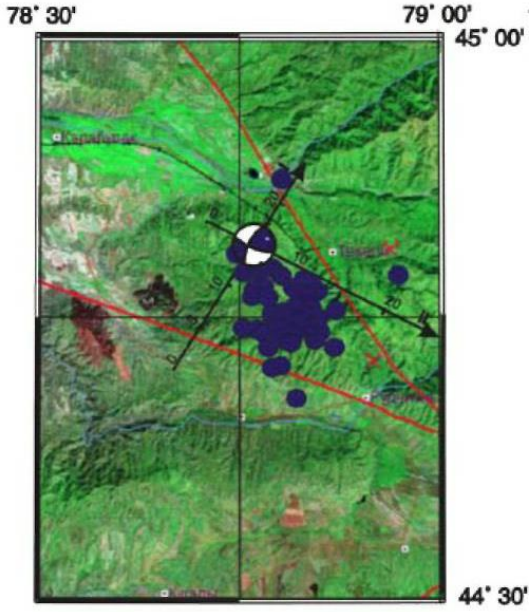



б) распределение значений δM

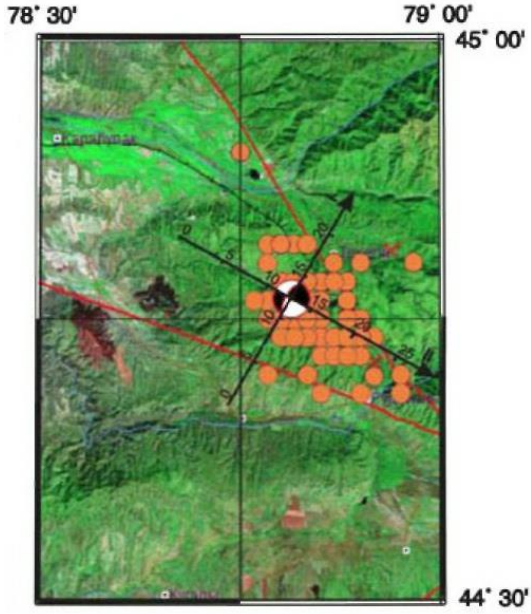
*Рисунок 9. Распределение значений δM -разности магнитуд главного толчка и сильнейшего афтершока*

Большой интерес представляет собой изучение проявления афтершоков для близких по времени, пространству и магнитуде сильных землетрясений. Существует ли подобие в процессах высвобождения энергии в очагах, произошедших в сходных тектонических условиях? Имелось несколько вариантов подобных событий. Два одинаковых по силе и местоположению землетрясения, вызвавшие 7-балльные сотрясения в г. Текели в 30.12.1993 г. и 13.06.2009, дают возможность изучения условий, способствующих их возникновению и развитию афтершоковых последовательностей [6].

Каталог афтершоков землетрясения 13.06.2009 г. включает более 150 афтершоков в диапазоне магнитуд от 1,2 до 3,9. Самый сильный афтершок с Mw=3,9 произошел через 7 мин после главного толчка, он ощущался в г. Текели с интенсивностью 5 баллов. В плане облако афтершоков сконцентрировано в блоке между Западно- и Южно-Джунгарским разломами (рисунок 10) и вытянуто в юго-восточном направлении. Подобную картину можно наблюдать и при землетрясении 1993 г., только как главный толчок, так и связанное с ним поле афтершоков сдвинуты на северо-запад относительно картины 2009 года. Вся афтершоковая деятельность как при первом, так и при втором землетрясениях развивалась только в южном, висячем крыле разрывов, преимущественно на глубине H > 10 км. Афтершоковая активизация быстро затухала во времени, при этом отмечалось чередование процессов дилатансионного упрочнения и разупрочнения.

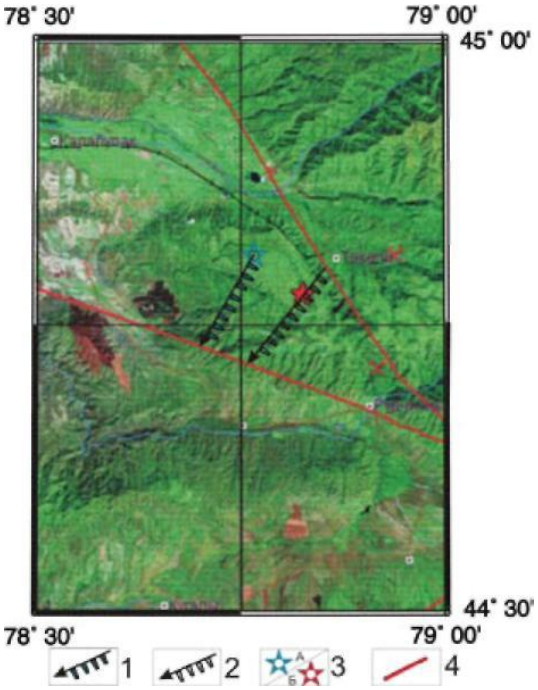



а) 30.12.1993 г.

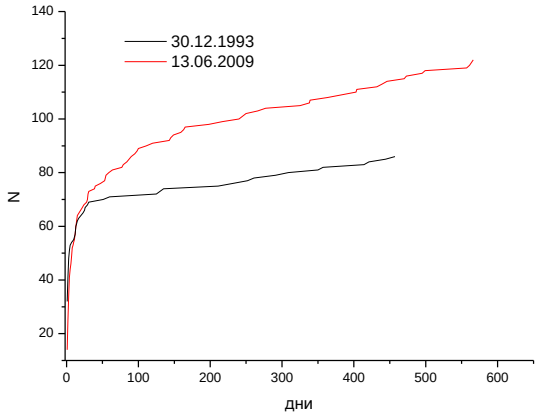



б) 13.06.2009

*Рисунок 10. Эпицентры главных толчков и афтершоков Текилийских землетрясений 1993 г. и 2009 г.*




а) положение очагов




б) зависимость суточного количества афтершоков от времени после основного толчка

*Рисунок 11. Результаты интерпретации афтершоковой деятельности Текелийских землетрясений 1993 и 2009 гг.*

Предлагаемая интерпретация процессов в очагах Текелийских землетрясений, зарегистрированных в блоке между Южно- и Западно- Джунгарским разломами, отражена на рисунке 11.

Это круто падающие в юго-восточном направлении субпараллельные разрывы северо - восточного простирания. В первом движении подвижки представляют собой сдвиги по крутым плоскостям, по мере развития разрыва тип дислокации меняется на взброс, плоскость падения становится более пологой. Два Текелийских землетрясения настолько похожи по всем параметрам, что могут считаться происходящимеся по единому сценарию. Второе землетрясение продолжило начатые первым разрушения в блоке земной коры, развивая на юго-восток релаксационные процессы в одном и том же напряженном объеме за счет последующих толчков.

В отличие от Текелийских землетрясений, три землетрясения 2011-2013 гг. с магнитудой Mw = 5.1 - 6.1 – Капчагайское (01.05.2011 г., Mw = 5.1), Согетинское (30.05.2012 г., Mw = 5.4), Нарынкольское (28.01.2013, Mw = 6.1) несмотря на то, что их очаги сконцентрированы в близкой по времени и пространству области (рисунок 12), связаны практически с одним и тем же тектоническим разломом [7], имеют энергию в небольшом диапазоне значений, сильно различаются по проявлению афтершоков. Распределение афтершоков по энергиям и во времени характеризуют рисунки 13.

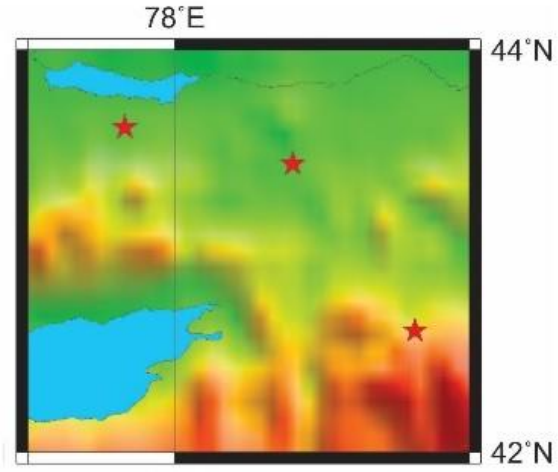
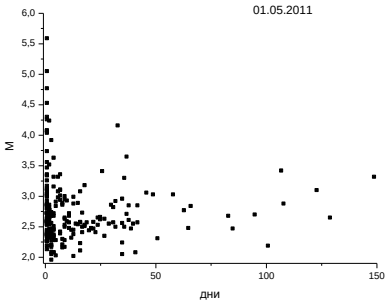


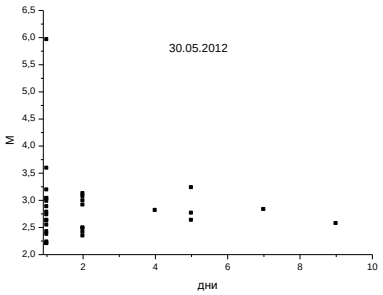

*Рисунок 12. Эпицентры Капчагайского, Согетинского, Нарынкольского.землетрясений*

Капчагайское землетрясение предварял слабый форшок с Mw=1,6, зарегистрированный за 2,5 часа до основного толчка. После землетрясения последовала серия афтершоков, аномально высокая как по общему числу повторных толчков для такого сравнительно несильного главного толчка, так и по количеству относительно сильных толчков с Mw>3. Всего зарегистрировано 235 афтершоков этого землетрясения, большая часть из которых была зарегистрирована в первые 10 дней. Тринадцать наиболее сильных толчков с Mw>3 произошли в первые 4 дня. Через месяц, 2 июня, был зарегистрирован еще один афтершок с К=3,11.

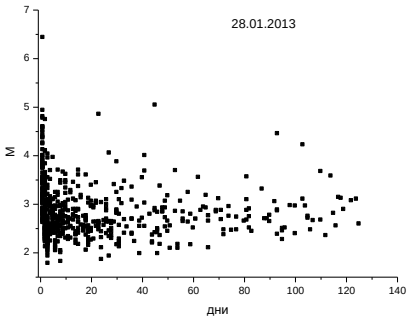
Сейсмический эффект Согетинского землетрясения был гораздо слабее. Главный толчок не сопровождался сильными афтершоками, энергетический уровень большинства повторных толчков колебался в пределах Mw=1,1 – 1,6, только у двух наиболее сильных он достиг значения К=2,6. Всего зарегистрирован 31 афтершок этого землетрясения, почти все из них реализовались в первые 2 дня, причем половина произошла в течение 2,5 часов после главного толчка, координаты эпицентров афтершоков практически совпадают с координатами главного события.




а) Капчагайское землетрясение




б) Согетинское землетрясение




в) Нарынкольское землетрясение

*Рисунок 13. Затухание афтершоковой деятельности в очагах трех землетрясений*

После Нарынкольского землетрясения в течение месяца зарегистрированы около 700 афтершоков, большая часть из которых произошла в первые три дня. Большинство наиболее сильных толчков с Mw>3, в том числе с Mw=5, произошли в первые два дня. Через 20 дней, 19 февраля, был зарегистрирован еще один афтершок с Mw=3,8, затем в марте и в апреле произошли афтершоки Mw=4 и Mw=3,5, положение эпицентров, которых практически совпало с положением главного толчка.

Из анализа затухания афтершоковой деятельности в рассмотренных очагах, следует, что «крайние» с севера и юга землетрясения Капчагайское и Нарынкольское характеризовались большим количеством афтершоков (рисунок 14), среди которых были и сильные, ощущавшиеся в населенных пунктах. При «среднем» (Согетинском) землетрясении афтершоков было мало, сильные повторные точки отсутствовали.

На рисунке 15 показано положение афтершоков рассматриваемых землетрясений в плане. Из рисунка видно, что облака афтершоков всех трех событий имеют изометричную форму. Пространственное положение областей афтершоков Капчагайского и Нарынкольского землетрясений было уточнено методом двойных разностей, что позволило установить трехмерную конфигурацию и размеры очаговых зон [7]. Размеры очагов «крайних» событий геологически фиксированы размерами блоков и соответствуют средним размерам очагов землетрясений соответствующей магнитуды. То есть, пространственно-временные характеристики афтершоковых последовательностей для «крайних» событий - северного Капчагайского и южного Нарынкольского - более близки между собой, чем с Согетинским землетрясением.

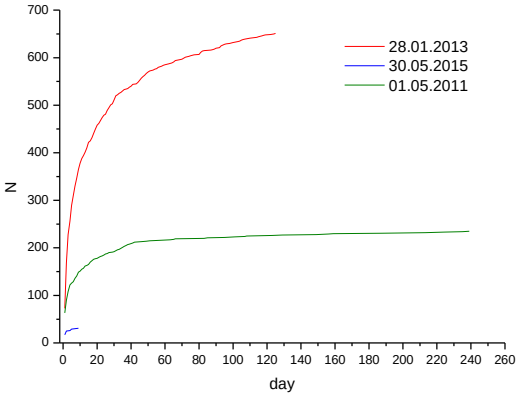



*Рисунок 14. Распределение количества афтершоков от времени при трех землетрясениях на Северном Тянь-Шане в 2011–2013 гг.*

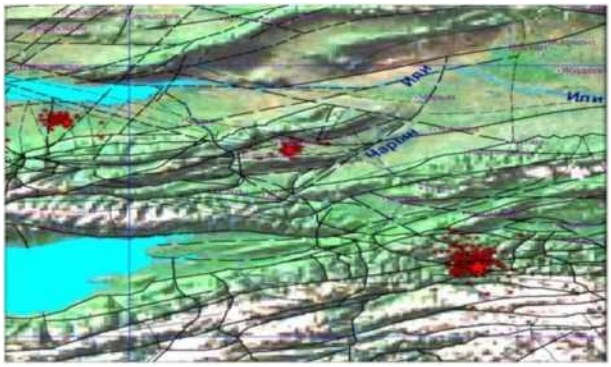


*Рисунок 15. Эпицентры главных толчков и афтершоков Капчагайского, Согетинское, Нарынкольского землетрясений*

Был сделан вывод, что в очагах землетрясений, близких по энергетическим характеристикам и сформировавшимся в сходных сейсмотектонических условиях, возможны совершенно различные сценарии высвобождения энергии, что делает затруднительным прогноз развития сейсмического процесса после сильного главного толчка.

Закономерностью можно считать обнаруженное четкое различие в процессах после сильных землетрясений в платформенных и горных областях. Полное отсутствие или малое количество афтершоков после сильных землетрясений характерно для событий в слабоактивных районах. Можно было бы предположить, что это «субъективный» факт, связанный с отсутствием хороших сетей наблюдений в асейсмичных районов. Однако в нескольких случаях в эпицентральную область оперативно выезжала экспедиция с сейсмическими станциями, но афтершоков не было зарегистрировано, как, например, при Баканасском землетрясении 1979 года с Mw=5,7. Также сразу после Шалгинского землетрясения 22.08.2001 г. с Mw=5,2 для уточнения основных параметров главного толчка и регистрации возможных афтершоков в район эпицентра выехала экспедиция с полевой сейсмической аппаратурой. Было установлено 5 сейсмических станций «Карс» по ортогональной сети с расстоянием 10 км между центральной станцией и радиальными. Регистрация афтершоков осуществлялась трехкомпонентными сейсмоприемниками. Продолжительность одного цикла наблюдений составила 5 суток. Было отработано два цикла: с 30.08.01 по 03.09.01 и с 04.09.01 по 09.09.01. Всего после Шалгинского землетрясения было зарегистрировано 6 афтершоков, магнитуда самого сильного из них 3,2, остальные афтершоки существенно слабее. Можно утверждать, что в очагах сильных землетрясений в платформенных зонах практически не происходит релаксации напряжений после главного толчка.

По-видимому, большую роль в процессе генерации афтершоков играют флюиды. Важно как их наличие или отсутствие, так и количество и глубинное распределение. В работах [8,9] на примере Жаланаш-Тюпского землетрясения и его афтершоков была показана связь глубинного распределения поля афтершоков с характеристиками поглощения среды. В свою очередь, зоны сильного поглощения с большой вероятностью связаны с зонами поступления флюидов из глубинных слоев нижней коры и верхней мантии. Именно отсутствие флюидов в зонах очагов платформенных землетрясений может определять отсутствие афтершоков. При этом сброшенные напряжения в их очагах могут значительно превосходить их значения в очагах сейсмичных регионах.

**Заключение**

На примере рассмотренных землетрясений территории Казахстана и прилегающих территорий других стран установлены некоторые закономерности в проявлении афтершоков сильных землетрясений.

1. Для землетрясений в горных областях найдены средние зависимости размеров поля афтершоков и времени их проявления от магнитуды главного толчка, которые могут быть использованы в различных задачах, требующих маркировки афтершоков большого количества событий в каталогах.

2. Афтершоковые последовательности землетрясений в высокосейсмичных областях могут быть разделены на два типа, различающиеся по виду графиков, характеризующих затухание афтершоков. Простая релаксационная модель более вероятна в этих зонах.

3. Для близких во времени, пространстве и по магнитуде сильных землетрясений могут иметь место разные сценарии афтершоковых последовательностей. Сделан вывод, что не только тектонические условия, но и флюидный режим определяют закон высвобождения энергии после главного толчка.

4. В платформенных областях сильные землетрясения, как правило, не имеют или имеют только единичные афтершоки.

**Литература**

1. Бакиев, Ю.И. Методика идентификации афтершоков в машинном каталоге / Ю.И. Бакиев, Н.Н. Михайлова, О.К. Ревенко // Сейсмологические наблюдения на Дальнем Востоке СССР. – Москва: Наука, 1989 – С. 126 – 131.
2. Mikhailova, N.N.Central Asia earthquake catalogue from ancient time to 2009 / A.S. Mukambayev, I. L. Aristova, G. Kulikova, Ullah Shahid, Pilz Marco, Bindi Dino // Annal of Geophysics, 2015. – Vol 58, No 1.- P. 1 – 9. - DOI: http://dx.doi.org/10.4401/ag-6681.
3. Omori, F. On after-shocks of earthquakes / F. Omori // J. Coll. Sci.Imp. - Univ.Tokyo, 1894. – V. 7. – P. 111 – 200.
4. Kanamori, H. The physics of earthquakes / H. Kanamori, E.E Brodsky // Rep. Prog. Phys., 2004. – Vol. 67. – P. 1429 - 1496.
5. Shcherbakov, R. A Generalized Omori's Law for Earthquake Aftershock Decay / R. A. Shcherbakov, D.L. Turcotte, J.B. Rundle // Geophysical Research Letters, 2004. - V. 31 (11). - Article ID: L11613.5.
6. Михайлова, Н.Н. Текелийское Землетрясение в Казахстане в 2009 году: очаг и воздействия / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко // Вопросы инженерной сейсмологии, 2010. – Т.37. - № 2. – С. 20 - 33.
7. Михайлова, Н.Н. Общие закономерности и особенности проявления очагов последних сильных землетрясений на Северном Тянь-Шане / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко // Вестник НЯЦ РК, 2015. – Вып. 4. – С. 144 - 149.
8. Кветинский, С.И. Неоднородности литосферы и астеносферы в очаговых зонахсильных землетрясений Северного Тянь-Шаня / С.И. Кветинский, Ю.Ф. Копничев, Н.Н. Михайлова [и др.] // Докл.АН СССР, 1993. – Т.329. – №1. – С. 25 - 53.
9. Михайлова, Н.Н. Сейсмическая опасность в количественных параметрах сильных движений грунта (на примере г. Алматы) / Н.Н. Михайлова // Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Москва, 1996. – 338 с.

## ҚАЗАҚСТАН МЕН ШЕКТЕС ЕЛДЕР АУМАҚТАРЫНЫҢ ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІҢ АФТЕРШОК ЖҮЙЕЛІЛІГІ

**Аристова И.Л., Михайлова Н.Н.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Эпиорталықтары Қазақстан мен шектес елдердің аумағындағы 49 жерсілкінулердің ошақтағы афтершок әрекеті білінуі қарастырылған. Алғашқы рет қарастырылуға платформалық аймақтардағы оқиғалар тартылған. Сейсмикалық аймақтардағы жерсілкінудің магнитудасынан афтершок аймақтардың мөлшерлері мен афтершоктар біліну уақытының орташа тәуелділігі алынған. Магнитудасы мен оқиға орналасу жері бойынша бір біріне жақын келетін оқиғалар үшін афтершок процесстердің сценарийлері арасында айрмашылық болуы көрсетілген. Олардың айырмашылығын тектоникалық жағдайлары да, ошақ зоналарындағы флюидті процесстері де белгілейді.

## AFTERSHOCK SEQUENCES OF LARGE EARTHQUAKES ON THE TERRITORY OF KAZAKHSTAN AND ADJACENT COUNTRIES

**I.L. Aristova, N.N.Mikhailova**

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

The paper describes aftershock activity in the sources of 49 earthquakes with epicenters on the territory of Kazakhstan and adjacent countries. For the first time the events occurred on platform regions were considered. The average dependencies for aftershock region size and time of aftershock appearance on earthquake magnitude at seismic areas were received. The scenario of aftershock processes can differ even for events close by magnitude and location. Those are influenced by tectonic settings and fluid processes in origin zones.

УДК 550.348(438)

# СЕЙСМОИОНОСФЕРНЫЕ СВЯЗИ И ИОНОСФЕРНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**Погода Э.В.**

*Северо-Осетинский филиал Геофизической службы РАН, Владикавказское отделение земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Владикавказ, Россия*

Излагаются некоторые аспекты сейсмоионосферных связей и предвестников землетрясений. Однако оценка ионосферных предвестников низка, что указывает на недостаточность понимания сейсмоионосферных механизмов природы землетрясений, учет которых позволит повысить уровень знаний о сейсмологических процессах и по - новому оценить возможности прогнозирования землетрясений.

Многолетние исследования возмущенной ионосферы показали наличие возмущений от источников различной природы (рисунок 1).

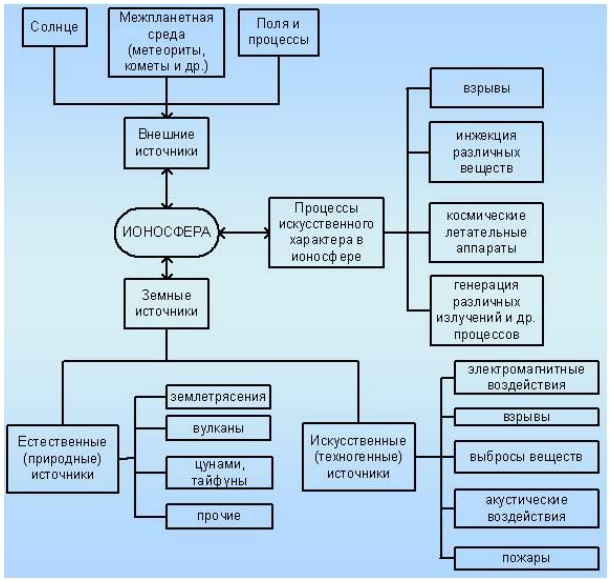



*Рисунок 1. Источники, ответственные за процессы в ионосфере*

Возмущения ионосферы имеют сложные механизмы взаимодействия источника возмущения со средой, а также сложные механизмы и процессы, протекающие в ней.

Многочисленные возмущения, одновременно действующие на ионосферу, усложняют процессы, а также разделение эффектов воздействия. Некоторые примеры возмущений ионосферы приведены в таблице 1.

Возмущения ионосферы характеризуются изменением параметров различных полей (электрических, магнитных, гравитационных и др.), а также генерацией различных волн и импульсов, сложными процессами движения в ионосфере (ветры, дрейфы и т.д.). Таким образом, при возмущениях ионосферы и верхней атмосферы в целом происходят изменения в составе среды, структуры физических и других свойств. Возмущения ионосферы имеют значительные различия в пространстве и по времени. Иногда при различных источниках возмущений реакции ионосферы могут быть идентичными. При этом реакции нейтральной части могут быть разными.

Наземные источники могут быть естественного и искусственного происхождения. Из наземных источников возмущений наиболее важными являются природные процессы в литосфере (землетрясения, цунами и т.д.). Особое внимание уделяется сейсмоионосферным связям.

Сейсмочувствительные возмущения используются в качестве предвестников землетрясений (таблица 2).

Полученные результаты по сейсмоионосферным связям не всегда однозначны. Исследования реакции ионосферы на различные источники возмущений (солнечная активность, магнитные бури и т.д.) в одних случаях идентичны, в других случаях, при наличии возмущений ионосферы землетрясения не происходят. Таким образом, изучение возмущений ионосферы необходимо сопровождать глубоким исследованием самих источников возмущения (сейсмических процессов).

Несмотря на длительное изучение геологических процессов Земли, природа сил геодинамических процессов, приводящих к тектоническим активизациям Земли, до сих пор остается гипотетической. В основу предложен-ной модели землетрясения положена ротационная модель геодинамических процессов. Речь идет о сложном комплексе вращательных движений, совершаемых Землей вокруг своей оси, обращающейся вокруг Солнца, совместно с Солнцем и с другими планетами солнечной системы [1-3].

Рассматривая вращение Земли вокруг своей оси, а также ее обращение вокруг Солнца, необходимо обращать внимание на её орбиту. Как показано в [3, 4], любые отклонения в параметрах движения в сложной системе, в сочетании с огромной массой Земли, приводят к сложным геодинамическим процессам. В ходе вращения Земли происходит изменение параметров [2] этих движений: изменяется скорость вращения Земли вокруг своей оси, изменяется скорость движения по орбите, изменяются параметры прецессии и нутации. Не остается неизменной и форма земной орбиты. Ее эллипс становится, то более, то менее вытянутым. Скорость вращения испытывает случайные и периодические изменения разных порядков. Короткопериодные изменения в настоящее время достаточно точно фиксируются инструментально.

*Таблица 1. Влияние некоторых внешних возмущений на ионосферу*

| Возмущение | Описание явления | Временные характеристики | Возможная причина явления |
|---|---|---|---|
| 1. Геофизические явления – внезапные ионосферные возмущения (SID) | появляются на дневном полушарии, сильное поглощение, аномальное отражение сверхдлинных радиоволн, явление в области F | сопровождают оптическую вспышку, продолжительность ~0.5 часов | увеличение ионизации в области D за счет рентгеновского излучения |
| – магнитные «кроше» | внезапные возмущения поля (~20γ) | сопровождают оптическую вспышку | увеличение ионосферных токов из-за возрастания проводимости |
| – солнечные космические лучи, поглощение в полярной шапке | увеличение потока в зависимости от широты | начинается примерно через 0.5 ч. после вспышки | протоны ~100 МэВ |
| – магнитные бури | сильное поглощение радиоволн в полярных геомагнитных областях | начинается через несколько часов после вспышки | протоны 1-10 МэВ |
| 2. Магнитосферные явления: изменение тепловой плазмы, микропульсации, сверхнизкочастотные шумы | концентрация электронов падает, плазмопауза смещается внутрь с 5 до 3.5 | максимальное уменьшение Ne во время главной фазы, существенные изменения происходят в течение нескольких часов | изменение картины циркуляции |
| 3. Ионосферные явления – блэкауты, появление Es на высоких широтах | увеличение поглощения ионизации слоя Es, сопровождается регулярным пространственным распределением | сильная зависимость от мирового и местного времени | высыпание электронов с энергиями несколько КэВ |
| – эффекты бурь в области D и эффект последствия | аномальные суточные вариации фазы длинноволнового радиоизлучения | существуют > 10 дней | возможные изменения химических процессов в атмосфере |
| – изменение концентрации электронов в области P в средних и низких широтах | в течение первого дня бури $f_0F_2$ возрастает, а затем обычно уменьшается, хотя в нижних широтах иногда растет | явление длится много дней с сильными суточными вариациями | изменения, увеличения коэффициента рекомбинации, электромагнитные движения |

*Таблица 2. Физические характеристики ионосферы, чувствительные к землетрясениям*

| Метод | Параметр | Высота | Физические характеристики | Пространственный масштаб | Характерные времена проявления эффектов до землетрясения |
|---|---|---|---|---|---|
| Измерения на спутниках | КНЧ-ОНЧ-шумы | 600 км и выше | увеличение амплитуды шумов до 20 дб | по широте 1000 км, по долготе 5000 км | несколько часов – несколько суток |
| ВЗ слоя F2 | суточный ход $f_0$ $F_2$ | 250 - 400 км | увеличение средненочных значений на 15-25% | по широте 1000 км, по долготе 5000 км | 1 - 3 сут |
| ВЗ слоя F2 | суточный ход $f_0$ $F_2$ | 250 - 400 км | уменьшение средних утренних значений на 10 - 15% | по широте 1000 км, по долготе 5000 км | 1 - 3 сут |
| ВЗ слоя F2 | суточный ход $f_0$ $F_2$ | 250 - 400 км | возмущения с τ=1.5 – 2.5 часа, амплитуда 10 - 20% | в радиусе 1000 км | 1 - 3 сут |
| Ф | интенсивность свечения λ = 6900А | 300 км | увеличение до 15 - 40% | в радиусе 1000км | несколько суток |
| | | | относительный минимум | в радиусе 200 км | несколько часов |
| Ф | интенсивность свечения λ = 5577А | 100 км и выше | увеличение до 7% | в радиусе 200 км | несколько часов |
| | | | повышение изменчивости (дисперсии) на 20 - 30 % | в радиусе 300 км | несколько часов – несколько суток |
| Д | доплеровский сдвиг (Δf) | 200 - 300 км | увеличение дисперсии в ходе на 15 - 25% δf(t) | в радиусе 300 км | минуты-часы |
| ВЗ ночного слоя $E_s$ | $f_b$ $E_s$ | 100 - 300 км | уменьшение < $f_b$ $e_s$> на 10 - 20% | в радиусе 500 км | часы – сутки |
| $E_s$ | $f_b$ $E_s$ | 100 - 130 км | повышение изменчивости | в радиусе 500 км | сутки |
| $f_b$ $E_s$ | коэф. корреляции по паре станций (К) | 100 - 130 км | уменьшение к на 20 - 30% | в радиусе 1000 км | 1 - 3 сут. |
| СДВ просвечива-ние | фаза сигнала | 60 - 90 км | сдвиг фазы до 15% | в радиусе 1000 км | несколько суток |

Динамические процессы Земли постоянно находятся под воздействием различных источников возмущений, как внешнего, так и внутреннего характера (рисунок 2).

Динамические процессы Земли весьма энергоемки [5, 6, 11, 12]. Источники возмущения различной природы имеют характерные области взаимодействия с Землей и ее геосферами (рисунок 3).

В коллективном динамическом процессе Земли каждый ее элемент участвует по-разному. Во многих работах [6-15] убедительно показано влияние внешних и внутренних источников возмущения на сейсмические процессы (солнечная активность, лунно-солнечные приливы и др.). Однако эти результаты получены статистическими методами, что затрудняет конкретизацию механизмов взаимодейст-

вия возмущающих факторов с геодинамическими процессами и геосредой на локальном уровне для отдельных землетрясений. На рисунке 4 представлена схема процесса землетрясения, где показано, что взаимодействие возмущенного динамического процесса с некоторым объемом геосреды приводит к разрушению этого объема, при этом уровень энергетического воздействия на указанный объем превышает его прочность.




*Рисунок 2. Структура возмущений*




*Рисунок 3. Структура динамических процессов*

Разрушение – сложный физический процесс, характер развития которого зависит от величины и скорости приложения нагрузки, напряженного состояния среды, его прочности и структурных свойств.




*Рисунок 4. Схема процесса землетрясения*

Разрушение начинается с процесса на микроскопическом уровне, который при определенных условиях приобретающего макроскопические масштабы [16, 17]. Макроскопическое разрушение характеризуется развитием одной или многих трещин, нарушающих сплошность массивов значительных объемов.

Оценка прочностных свойств и механических параметров крупных массивов в условиях их естественного залегания требует развития новых представлений о геосреде как сложной многомасштабной системе.

На рисунке 5 показано, что возмущение литосферы в отдельных объемах геосреды связано с ионосферой, под влиянием которой может происходить разрушение (землетрясение). В тоже время ионосфера в некоторых случаях может быть возмущена, поэтому связь ионосферы с литосферой может происходить самостоятельно как результат возмущения литосферы. При этом в среде могут возникать изменения в составе, структуре, полях, что через сложные механизмы возмущают ионосферу.

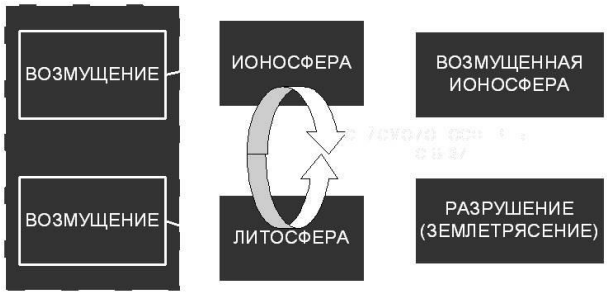



*Рисунок 5. Сейсмоионосферные связи*

Изучение этих механизмов является принципиальной проблемой сейсоионосферных связей, в некоторых случаях наличие связи литосферы и ионосферы подтверждаются известными предвестниками в ионосфере, а в других многофакторных возмущениях ионосферы эту связь трудно определить. Есть землетрясения, которые укладываются в классическую схему подготовки, а есть землетрясения, которые в эту схему не укладываются. Особенно интересны случаи, когда сильные землетрясения происходят без предвестников. По своей природе эти землетрясения внезапны и могут иметь другой механизм возникновения или быстродействующие возмущение. Поэтому изучение механизмов возникновения землетрясения и связи с ионосферой имеет принципиально важное значение.

На рисунке 6 представлен процесс землетрясения во времени, где: S – совокупность параметров среды и полей, $S_1$…,$S_n$… – текущее состояние среды и процессов; $S_{pp}$ – состояние среды параметров с прогностическими признаками [18].

Процесс протекания землетрясения, возникновение землетрясения, можно понять через определение состояния среды как совокупности параметров среды и процессов, которые ответственны адекватно за этот процесс. Задача определения состояния среды является достаточно серьезной для понимания процессов землетрясения и в дальнейшем как составная часть прогнозирования землетрясения. Развитие познания процессов землетрясения может характеризоваться несколькими особенностями иссле-

довательских работ, как теоретического, так и инструментального характера. Инструментальное изучение показывает состояние среды во всех ее процессах, а также позволяет создавать модели, которые могут описать эти взаимодействия, как на теоретическом уровне, так и в моделях гибридного плана - когда имеется корректная модель процесса, то подключая входные параметры результатов инструментальных наблюдений, можно оценивать текущее состояние среды и динамических процессов. Возможный состав исследований представлен на рисунке 7.

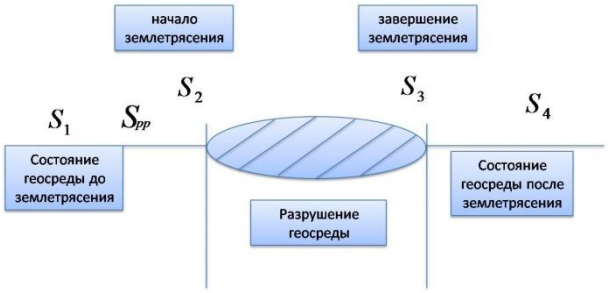
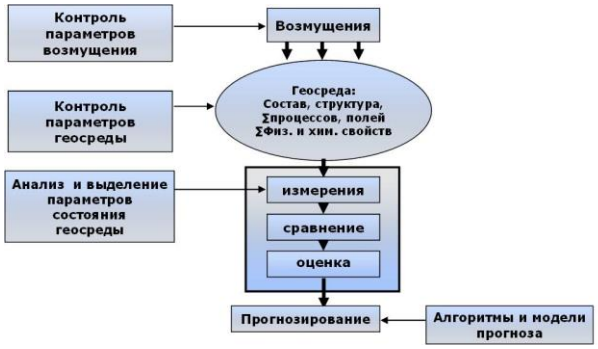



*Рисунок 6. Процесс землетрясения*




*Рисунок 7. Состав исследования процессов землетрясения и прогнозирования*

Целесообразным является использование методов диагностики для определения состояния процесса или объекта. Возможная структурная схема диагностики приведена на рисунке 8.




*Рисуноок 8. Структурная схема диагностики*

Процедура диагностики геосреды предполагает следующее: контроль параметров возмущения; выбор наблюдаемых параметров состояния среды и процессов; выбор методов и средств наблюдений; проведение непрерывных наблюдений; проведение сравнения наблюдаемых параметров с усредненными; разработку алгоритмов и моделей для прогноза; прогноз развития процессов в геосреде.

Таким образом:

– ротационные процессы Земли являются основой динамических процессов;

– вращение Земли в совокупности с внутренними источниками и внешними факторами воздействия является источником энергии геодинамических процессов;

– динамические процессы в различных геосферах являются составной частью общих динамических процессов Земли, при этом возмущение динамических процессов отражается в различных структурах Земли, в частности в ионосфере;

– возмущения ионосферы имеют сложные механизмы взаимодействия источника возмущения со средой, а также сложные процессы, обусловленные ее возмущением;

– механизм распределения энергии в различных структурах Земли обусловлен вариациями ее ротационного режима и характерными параметрами и свойствами структур;

– подводимая к некоторой части геосреды энергия, превышающая ее прочность, приводит к разрушению этой области, преобразуясь в сейсмическую энергию.

Целью будущих исследований является разработка теоретических моделей и инструментальных методов и средств наблюдений. Основными задачами теоретических исследований могут быть:

– исследование природы землетрясения с учетом ротационных и энергетических процессов;

– исследования взаимодействия возмущений на динамические процессы

– исследования физического процесса разрушения геосреды.

Основными задачами инструментальных наблюдений являются:

– разработка системы диагностики, параметров геосреды и возмущения;

– выделение параметров состояния геосреды.

**Литература**


1. Ротационные процессы в геологии и физике / jтв. ред. Е.Е. Милановский. – М.: КомКнига, 2007. –528 с.
2. Вулард, Э. Теория вращения Земли вокруг центра масс / Э. Вулард. – М.: Физматгиз, 1963. –143 с.
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. Ротационные процессы в геологии и физике / О.А. Мельников. – М.: Наука, 2007. – 439 с.
5. Погода, Э.В. Некоторые аспекты возникновения землетрясений / Э.В. Погода // Вестник НЯЦ РК, 2015. – вып.4. – С. 150 – 152.
6. Авсюк, Ю.Н. Геофизические ограничения на модельные реконструкции природных процессов / Ю.Н. Авсюк // Комплексные исследования по физике Земли. – М.: Наука, 1989. – С. 256 – 268.
7. Браун, Д. Недоступная Земля / Д. Браун, А. Массет. – М.: Мир, 1984.
8. Физическая энциклопедия. 1992. – Т.3. – С.15
9. Кузнецов, В.В. Физика Земли. – Новосибирск, 2011.
10. 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. –187 с.
12. Авсюк, Ю. Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез / Ю. Н. Авсюк // Фундаментальные проблемы общей тектоники. - М.: Научный мир, 2001. – С. 425 – 443.
13. Горъкавый, И. П. О зависимости корреляции между региональной сейсмичностью Земли и неравномерностью ее вращения от глубины очагов землетрясений / И. П. Горъкавый [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. Халилов. - М.: Научный мир, 2009. –520 с.
15. 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 / Л.Р. Ботвина. - М.: Наука, 2008. –334 с.
18. Э.В. Погода. Некоторые аспекты прогнозирования землетрясений / “/D/ Gjujlf // Материалы VI Международной гонференции «Сейсмология, инженерная сейсмология и собрание пользователей программой « Antelope», Баку, Азербайджан, 2014 – С. 107 – 112.


## СЕЙСМОИОНОСФЕРАЛЫҚ БАЙЛАНЫСТАР ЖӘНЕ ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІҢ ИОНОСФЕРАЛЫҚ АЛДЫН АЛА БІЛДІРУШІЛЕРІ

**Погода Э.В.**

***РҒА Геофизикалық қызметінің Солтүстік-Осетия филиал, Жер магнитизмі, ионосфера және радиотолқындар таралудың Владикавказ бөлімшесі, Владикавказ Ресей***

Сейсмоионосфералық байланыстар мен жерсілкінулердің алдын ала білдірушілерінің кей бір аспектілері баяндалады. Бірақта ионосфералық алдын ала білдірушілердің бағалауы төмен, бұл жерсілкінулер тегінің ионосфералық механизмдері туралы білмдердің жетіспеушілігін көрсетеді, оларды есепке алуы, сейсмологиялық процесстер туралы білімнің деңгейін жоғарылатуына және жерсілкінулерді болжау мүмкіншілігін жаңаша бағалауына мүмкіншілік береді.

## SEISMO-IONOSPHERIC COUPLING AND IONOSPHERIC PRECURSORS OF EARTHQUAKES

**E.V. Pogoda**

***North-Ossetia branch of Geophysical Survey RAS, Vladikavkaz Branch of Earth Magnetism, Ionosphere and Radiowaves Dispersion, Vladikavkaz, Russia***

The paper presents some aspects of seismoionospheric bonds and earthquake precursors. However, the assessment of ionospheric precursors is low indicating the lack of knowledge about the seismoionospheric mechanisms of earthquakes nature which consideration will allow improving the knowledge level about seismological processes and assess the opportunities of earthquakes forecasting in the modern way.

УДК [550.83:681.3]:621.039

# ОПРОБОВАНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНОЙ АППАРАТУРЫ ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СОПРОТИВЛЕНИЯ И ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ В УСЛОВИЯХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПОМЕХ

**Мариненко В.А., Максимов Е.М., Шевченко В.П.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

Методы электроразведки используют для мониторинга сейсмической активности, при этом обычно изучают вариации электрического сопротивления горных пород. Вариации электрического сопротивления, обусловленные чувствительностью горных пород к деформациям и напряжением, как правило, не превышают первых единиц процентов, поэтому их наблюдение в условиях помех требует применения особо стабильной и помехоустойчивой аппаратуры. Показано, что разработанная аппаратура позволяет наблюдать вариаций электрического сопротивления вблизи промышленных объектов.

Известно [1], что горные породы обладают тензочувствительностью, и это свойство может быть использовано для контроля возникающих в них напряжений и деформаций. Имеются основанные на этом свойстве примеры наблюдений за вариациями кажущегося электрического сопротивления $\rho_к$ с целью мониторинга состояния гидротехнических сооружений [2], [3]. В [1] для наблюдений за вариациями электрического сопротивления, обусловленными приливными деформациями, предлагают выбирать слои разреза с повышенной тензочувствительностью, хотя это и не всегда возможно.

В статье приведены результаты измерений для оценки технических возможностей регистрации приливных вариаций кажущегося электрического сопротивления в условиях интенсивных помех. Использована аппаратура, созданная в Институте геофизических исследований и включающая 8-канальный приемник ВПФ-8К-М и генераторы электроразведочные ГЭР-5кВт, ГЭР-65Вт-500В (рисунок 1).

Восьмиканальный приемник ВПФ-8К-М предназначен для выполнения работ методами сопротивлений и вызванной поляризации при проведении мониторинга геологических и технологических процессов, а также при поиске и разведке полезных ископаемых, при инженерных и гидрогеологических изысканиях. Приемник (таблица 1) по нижнему уровню измеряемых сигналов превосходит известные аналоги, что, при прочих равных условиях, позволяет использовать генераторы меньшей мощности. В режиме измерений прибор может работать во временной области (дискретные измерения импульсных параметров или непрерывная запись) и в частотной области (гармонический анализ). Статистическая обработка в сочетании с аналоговой фильтрацией (фильтры 4 порядка), цифровой фильтрацией и 31-битным аналого-цифровым преобразователем обеспечивают уверенный прием зашумленных сигналов амплитудой до $10^{-7}$ В.

Для реализации технических возможностей, обеспечиваемых приемником, необходимо, чтобы зондирующий ток (разнополярные импульсы, поступающие в питающую линию с выхода генератора был стабильным во времени, не изменялся при разных значениях переходного сопротивления питающих электродов и напряжения питания (таблицы 2, 3).



а) приемник ВПФ-8к-М б) генератор ГЭР-65 Вт -500В в) генератор 5кВт-1000В-25А

*Рисунок 1. Аппаратура для электрометрии, созданная в Институте геофизических исследований*

*Таблица 1. Основные параметры приемника ВПФ-8К-М*

| | |
|---|---|
| Диапазон рабочих частот, Гц | 0,019 - 9,76 |
| Диапазон измеряемых напряжений, мВ | 0,0001-5000 |
| Погрешность измерения напряжения, % | 0,2 |
| Погрешность измерения фазовых параметров, градус | 0,02 |
| Входное сопротивление, МОм | 10 |
| Подавление помех частотой 50 Гц не менее, дБ | 100 |
| Объем встроенной памяти, Г байт | 16 |
| Средняя потребляемая мощность, Вт | 2,7 |
| Масса приемника с батареей питания, кг | 3,6 |

*Таблица 2. Основные параметры генератора ГЭР-65*

| | |
|---|---|
| Максимальная выходная мощность, Вт | 65 |
| Диапазон сопротивлений активных нагрузок, Ом | 1 ÷ 50 000 |
| Диапазон выходных токов, А | 0,01 ÷ 1,5 |
| Максимальное выходное напряжение, В | 500 |
| Диапазон частот, Гц | 625/ $2^n$, где n = 0, 1,...16 |
| Нестабильность выходного тока, не более, % | 0,1 |
| Предел допускаемого относительного отклонения частоты переменного тока от номинального значения, не более, % | ± 0,001 |
| Питание от автономного источника напряжением, В | 10 - 15 |
| Коэффициент полезного действия генератора при номинальной нагрузке 50 Вт, не менее | 0,8 |
| Масса, не более, кг | 3,3 |
| Габариты, мм | 270x246x174 |

*Таблица 3. Основные параметры генератора ГЭР-5кВт-1000В-25А*

| | |
|---|---|
| Максимальная выходная мощность, Вт | 5000 |
| Диапазон сопротивлений активных нагрузок, Ом | 3 ÷ 3300 |
| Диапазон выходных токов, А | 0,3 ÷ 25 |
| Максимальное выходное напряжение, В | 1000 |
| Диапазон частот, Гц | 625/ $2^n$, где n = 0, 1,...16 |
| Нестабильность выходного тока, не более, % | 0,1 |
| Предел допускаемого относительного отклонения частоты выходного тока от номинального значения, не более, % | ± 0,0002 |
| Питание от автономного источника напряжением, В | 180 - 240 |
| Масса, не более, кг | 32 |
| Габариты, мм | 635x275x390 |

Для оценки возможности проведения измерений с высокой точностью в районах с высоким уровнем промышленных помех, выполнены наблюдения на территории Геофизической обсерватории «Каскелен» (Алматинская обл.). Использована осевая установка диполь-диполь: длина питающего (*AB*) и каждого из 8 приемных (*MN*) диполей – 10 м, минимальное расстояние между центрами диполей *L* – 20 м, максимальное расстояние – 90 м. Выходной ток генератора – 700 мА, частота следования разнополярных импульсов (частота зондирования) – 1,22 Гц. Оценка соотношения сигнал/помеха перед началом измерений выполнена по записи сигналов с выходов приемных линий при работающем генераторе, которая показала, что помехи значительно изменяются во времени, их спектр довольно широк и их подавление – сложная задача. Так, отношение сигнал/помеха для восьмого канала примерно меньше двух, а в первом канале помеха больше сигнала в тридцать и более раз. Запись показывает, что помехи значительно изменяются во времени, следовательно, их спектр довольно широк и их подавление – сложная задача. На растянутом фрагменте этой записи (рисунок 2) видно, что сигнал превосходит помеху только в седьмом канале, а в первом канале помеха больше сигнала почти в двадцать раз.

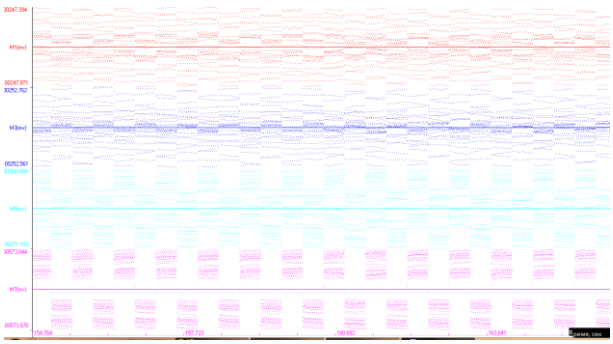


*Рисунок 2. Фрагмент записи (первый, третий, пятый, седьмой каналы)*

При выборе рабочей частоты зондирования в соответствии с рекомендациями [4] были определены амплитудные и фазовые частотные характеристики (АЧХ и ФЧХ). Частота выбиралась исходя из следующих соображений: амплитуда и два – три фазовых параметра на этой частоте не должны быть подвержены влиянию индукции. Частотные характеристики были сняты для всех восьми приемных диполях, но при отсутствии локальных проводников максимальные проявления индукционных эффектов наблюдались на наиболее удаленном диполе, поэтому на рисунках 3 и 4 приведены АЧХ и ФЧХ для 1 канала, на вход которого поступал сигнал с диполя, удаленного от питающей линии на 90 м.

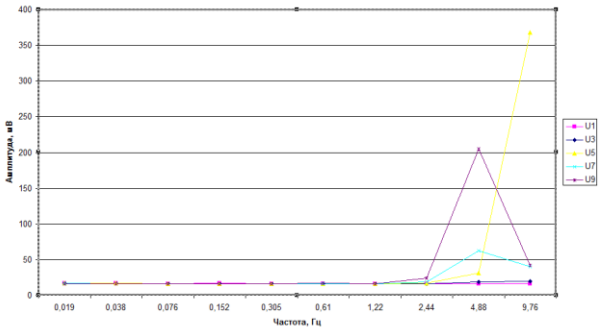



*Рисунок 3. ЧХ для приведенных значений амплитуд 1,2… 9 гармоник сигнала (дальний диполь)*

Так как в выходном токе генератора (разнополярные прямоугольные импульсы) амплитуды гармоник обратно пропорциональны номеру гармоники, на графиках показаны АЧХ гармонических составляющих сигнала, приведенных к амплитуде первой гармоники, как $U_n = A_n \cdot n$, где $A_n$ – амплитуда гармоники $n$, а $n$ – номер гармоники. Из рассмотрения графиков следует, что до частоты 1,22 Гц левая часть графиков характеризует зависимость вызванной поляризации от частоты, а на частотах 2,44 Гц и выше проявляются индукционные эффекты, поэтому для наблюдений была выбрана частота 1,22 Гц.

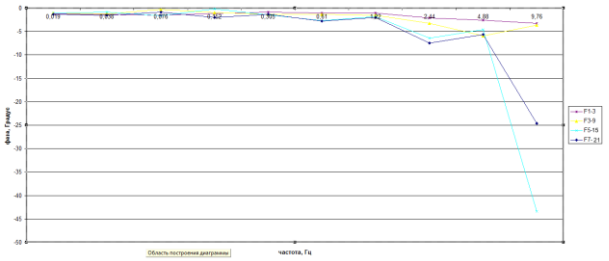


*Рисунок 4. ФЧХ для 1 - 3, 3 - 9, 5 - 15 и 7 - 21 пар гармоник*

В условиях соотношений сигнал – помеха до 0,05 выполнены режимные наблюдения в течение шести месяцев с некоторыми перерывами (до 10 суток). На рисунке 5 приведены примеры графиков относительного изменения тока в питающей линии *AB* и изменения относительных значений напряжений $\Delta U$ первого, четвертого, пятого и восьмого каналов, зарегистрированные в течение 96 час., с интервалом 1 мин. Сигнал в первом канале в 55 раз меньше сигнала в восьмом канале, т.е., он значительно больше подвержен влиянию помех, особенно в дневные часы. Кажущееся электрическое сопротивление $\rho_к$ пропорционально напряжению на входе канала:

$$\rho_к = K \times (\Delta U / I) = \Delta U / I \times (\pi \times r^3 / AB \times MN),$$

где $\Delta U$ – разность потенциалов на приемных электродах, $I$ – питающий ток, $K$ – коэффициент установки, *AB* и *MN* – длина линий *AB* и *MN*, а $r$ – расстояние между их центрами.

График $\Delta U_t / U_{среднее}$ восьмого канала, характеризующий сопротивление приповерхностного слоя, имеет выраженный сезонный тренд, на фоне которого заметны суточные вариации. На графике пятого канала заметны полусуточные вариации. Одновременно с измерениями амплитуды измерены фазовые параметры вызванной поляризации, результаты фазовых измерений по восьмому каналу также приведены на рисунке 5. Как видно из графика, фазовые параметры не содержат выраженного сезонного тренда и, возможно, в некоторых случаях могут быть более информативными. На этом же рисунке показана высокая стабильность тока в линии *AB*.

Полученные результаты показали возможность проведения измерений вариаций электрического сопротивления при амплитуде менее одного процента от величины сопротивления в условиях высокого уровня промышленных помех. При этом в соответствии с ГОСТ погрешность измерения напряжения не должна быть более 0,2%, а стабильность пары: генератор – приемник, – лучше 0,1%. Эти требования, как следует из вышеприведенных результатов наблюдений, достигнуты в разработанных приборах.

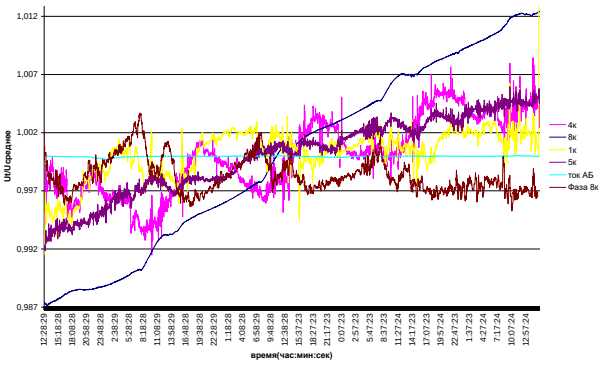



*Рисунок 5. Относительные изменения напряжений первого (90), четвертого (60), пятого (50) и восьмого (20) каналов (в скобках - расстояние между центрами питающего и приемного диполей в м)*

Для исследований, требующих большей глубинности, опробован разработанный в ИГИ генератор мощностью 5 кВт на заземленную нагрузку.

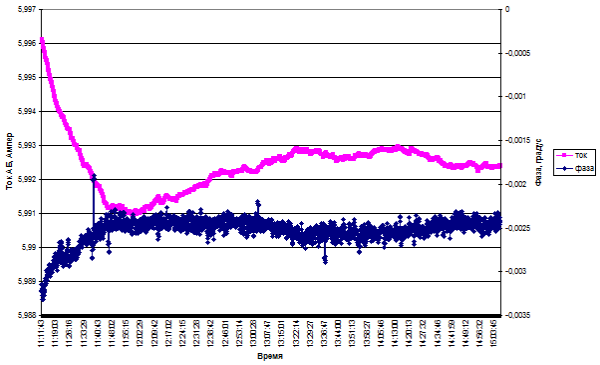



*Рисунок 6. Нестабильность выходного тока и фаза генератора 5 кВт*

Листовые питающие электроды (0,5×0,5 м) были изготовлены из оцинкованной стали. В питающей линии был задан ток 6 А, т.е., плотность тока составляла 1.2 мА/см$^2$. На рисунке 6 показаны изменения тока и фазы за время с 11 часов 11 минут до 15 часов. За первые 20 минут устанавливается стабильный режим на электродах, после этого отклонения тока от среднего значения не превышают 0,02%, а нестабильность фазы в питающей линии не более 0,0005 градуса. Полученные результаты позволяют сделать вывод о возможности использования генератора мощностью 5 кВт для наблюдений вариаций сопротивления и вызванной поляризации при больших разносах между питающей и приемной линиями.

**Литература**

1. Сараев, А.К. Опыт изучения приливных вариаций в аудиочастотном диапазоне / А.К. Сараев, М.И. Пертель, З.М. Малкин // Вопросы геофизики. – СПб, 2006. −Вып. 39.
2. Идармачев, Ш.Г. Вариации кажущегося сопротивления горных пород и аргумента вектора поля в районе Чиркейского водохранилища / Ш.Г. Идармачев, В.М. Любошиц, А.Р. Мусиев // Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья. – Махачкала: Дагестанский филиал АН СССР, 1989. − С. 41 − 46.
3. Махкамджанов, И.М. Изучение вариаций электросопротивления горных пород в районе Чарвакского водохранилища / И.М. Махкамджанов, О.М. Барсуков, Б.Т.Пурметов // Прогноз землетрясений. − Душанбе: «Дониш», 1986. − №7. − С. 268 − 275.
4. Куликов, А.В. Методические рекомендации по применению аппаратуры для низкочастотной фазовой электроразведки / А.В. Куликов, Е.А. Шемякин, А.С. Горюнов [и др.]. – М. – 1985 – 167 с.

## ӨНЕРКӘСІПТІК БӨГЕУІЛДЕР БАР ЖАҒДАЙЫНДА КЕДЕРГІ МЕН ӨНДІРІЛГЕН ҮЙЕКТЕЛУДІҢ ВАРИАЦИЯЛАРЫН БАҚЫЛАУ ҮШІН АППАРАТУРАНЫ СЫНАМАЛАУ

**Мариненко В.А., Максимов Е.М., Шевченко В.П.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, , Курчатов, Қазақстан***

Электрбарлау әдістері сейсмикалық белсенділіктің мониторингісінде қолданылады, мұнысында әдетте таужыныстардың электрлік кедергісінің вариациялары зерделенеді. Таужыныстардың деформациялар мен кернеулерге сезгіштігіне байланысты электрлік кедергінің вариациялары, әдеттегідей, пайыздың бірінші бірліктерінен аспайды, сондықтан оларды бөгеуілдер бар жағдайында бақылау үшін ерекше тқрақты және бөгеуілге орнықты аппаратураны қолдануын талап етеді. Әзірленген аппаратура өнеркәсіптік объектілер жанында электрлік кедергінің вариацияларын бақылауына мүмкіншілік беретіні көрсетілген.

## TESTING OF EQUIPMENT FOR OBSERVATION OF RESISTIVITY VARIATIONS AND INDUCED POLARIZATION UNDER CONDITIONS OF INDUSTRIAL NOISE

**V.A. Marinenko, E.M. Maksimov, V.P. Shevchenko**

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

Geoelectric methods are used for the monitoring of seismic activity, at that the variations of electric resistivity of the rock are usually studied. The electric resistivity variations caused by the sensitivity of the rock to the deformations and stress, as a rule, do not exceed the first units of percent, that is why their observation under the noise conditions requires the application of a specially stable and noise-resistant equipment. It is shown that the developed equipment allows for observation of electric resistivity variations near the industrial facilities.

УДК 621.39.9

# ПРЕДПОСЫЛКИ ОБВОДНЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP), СПРОВОЦИРОВАННОГО ПОДЗЕМНЫМ ЯДЕРНЫМ ВЗРЫВОМ «ГНОМ». ЧАСТЬ 1: СВЕДЕНИЯ ОБ ОБЪЕКТАХ

**Голубов Б.Н.**

***Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия***

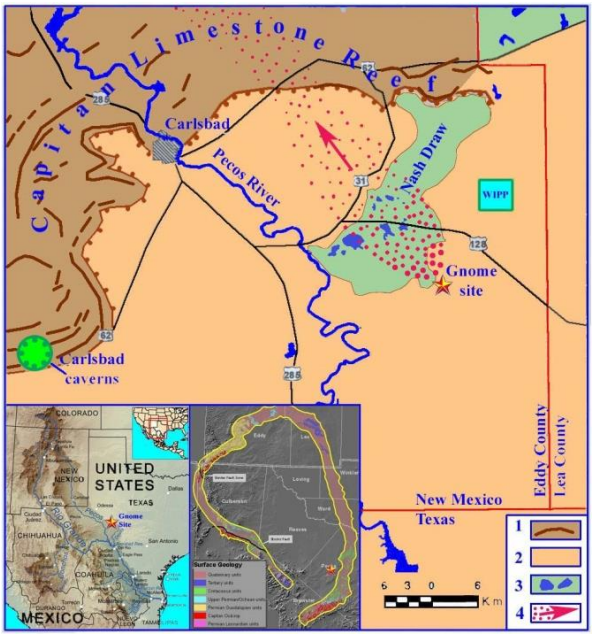
Приводятся сведения о подземном ядерном взрыве (ПЯВ) «Гном» и подземном хранилище радиоактивных отходов WIPP в США. Рассмотрены результаты анализа геодинамических подвижек недр, режима подземных вод и активности карста в промежуточной зоне между ПЯВ «Гном» и WIPP.

При изучении мест проведения подземных ядерных взрывов беспокойство исследователей и природоохранных служб обычно вызывают очаги радиоактивного загрязнения поверхностных ландшафтов. При этом, как правило, от внимания ускользают последствия возмущения геодинамики и флюидодинамики недр под эпицентром и гипоцентром ПЯВ. В данной статье предпринята попытка устранить этот пробел на примере зоны подземного ядерного взрыва «Гном» – первого промышленного ПЯВ на земном шаре, произведенного в 1961 г. в США. Взрыв примечателен тем, что под его гипоцентром, с некоторым смещением в плане, но в одном и том же пласте каменной соли создано и с 1999 г. эксплуатируется одно из крупнейших в США подземных хранилищ радиоактивных отходов Waste Isolation Pilot Plant (WIPP). Кроме того, становится все более очевидным, что ПЯВ «Гном», в сочетании с другими факторами техногенного воздействия, предопределил активизацию соляного карста и угрозу возможного обводнения WIPP, что чревато неконтролируемой утечкой огромных объемов радиоактивных отходов (РАО). К такому представлению автор пришел в 1998 г. после рекогносцировочного обследования зоны ПЯВ «Гном» и подземных горных выработок WIPP. Позднее, отслеживая по множеству публикаций судьбу этого объекта, удалось выяснить, что сходная точка зрения, хотя и не подкрепленная натурными наблюдениями, уже была высказана к тому времени некоторыми геологами США. Актуальность проведения анализа последствий ПЯВ «Гном» в связи с возможным обводнением WIPP диктуется тремя обстоятельствами. Во-первых, за последние годы накопились гидрогеологические, сейсмологические и радиохимические данные, свидетельствующие об активизации соляного карста и о появлении в подземных водах окрестностей WIPP техногенных радионуклидов. Такие симптомы настораживают потому, что неожиданное затопление соляных шахт довольно обычно для США и других стран [1-3]. Во-вторых, сложившаяся динамика геологических процессов на данных объектах может стать ключом к пониманию ситуации под гипоцентрами ПЯВ на других объектах, например, на Средне-Ботуобинском, Оренбургском, Астраханском, Карачаганакском нефте-газоконденсатных месторождениях, Осинском нефтяном месторождении в Пермской области, Тахта-Кугультинском газовом месторождении в Ставрополье и др. В-третьих, наметившиеся сомнения в надежности WIPP вскрывают узкие места в проблеме захоронения радиоактивных отходов в соленосных формациях, и это важно не только для США и России, но и для других стран, например, для Германии [4], Республики Казахстан. Аналогичные проблемы относятся и к другим хранилищам РАО, например, к подземному могильнику РАО в горах Юкка-Маунтин штата Невада, США [4], где, спустя 22 года после начала работ, несмотря на понесенные затраты в 8 млрд. долларов, в 2010 г. администрация Президента США Барака Обамы прекратила финансирование строительства сооружения, а Комиссия по ядерному регулированию (NRC) подтвердила нецелесообразность продолжения проекта. Примечательны случаи утечки высокорадиоактивных отходов из шести подземных хранилищ Хэнфодского комплекса на берегу реки Колумбия в штате Виргиния, возникшей 23 февраля 2013 г., а также экстренной перезагрузки значительного объема РАО из подземного хранилища Лос-Аламосской лаборатории в WIPP в связи с лесным пожаром Las Conchas, возникшим в 2011 г. в пяти километрах от него. Таким образом, WIPP можно рассматривать в качестве ключевого объекта захоронения РАО в США, что было отмечено в Отчете правительственной комиссии “The Blue Ribbon Commission on America’s Nuclear Future” (26 января 2012 г.) [5]. Комментируя рекомендации комиссии, президент Института ядерной энергии США отметил [6], что концепция захоронения РАО в геологических формациях успешно продемонстрирована на примере WIPP. Однако такой вывод по данному примеру следует считать преждевременным: WIPP встроен в соленосную толщу пород, обладающих склонностью к интенсивным подвижкам, к внезапному обводнению, риск которого может быть усилен длительным воздействием техногенных нагрузок, обусловленных добычей нефти, газа, калийных солей, гидротехническим строительством, ПЯВ «Гном» и др. В связи с этой проблемой в двух частях данных исследований приведены сначала необходимые сведения

о ПЯВ «Гном» и WIPP, географии и геологии района их размещения, а затем рассматриваются две задачи: 1) анализ особенностей состояния недр в зоне “ПЯВ «Гном» – WIPP” и причин появления техногенных радионуклидов в подземных водах вблизи WIPP; 2) определение предпосылок обводнения WIPP в обозримой перспективе и возможных путей смягчения такой опасности.

## Сведения о географии и геологии района “ПЯВ «Гном» – WIPP”

***Географическая характеристика.*** Эпицентр термоядерного ПЯВ «Гном» и сооружение WIPP расположены в 40 - 45 км к юго-востоку от г. Карлсбад штата Нью-Мексико, в засушливой каменистой пустыне Чиуауа, на восточном борту долины реки Пекос [7, 8] (рисунок 1). Река берет начало в Скалистых горах, течет в юго-восточном направлении, прорезает вблизи Карлсбада возвышенное каменистое плато Льяно-Эстакадо, а затем пересекает физико-географическую провинцию Великих равнин и впадает в реку Рио-Гранде на границе с Мексикой.

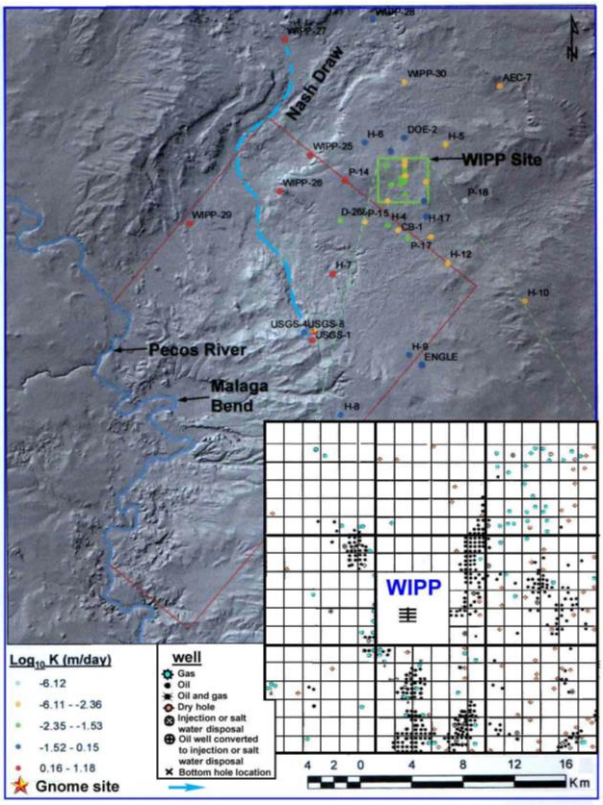



1 – горы и водоразделы хребтов; 2 – каменистая пустыня; 3 – низменности и озера; 4 – радиоактивное облако. На врезках: физическая карта США (слева); геологическая карта рифа Капитан и Дэлаверского осадочного бассейна (справа) [9]

*Рисунок 1. Схема расположения ПЯВ «Гном» и WIPP [9]*

Структурно район расположен в северо-восточной части Дэлаверского осадочного соленосного бассейна древней Северо-Американской платформы (врезка на рисунке 1). Этот бассейн выстлан отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью до 5500 м и обрамлен барьерным рифом Капитан, сложенным известняками пермского возраста, выраженными в рельефе гор Гуадалупе. Понижение у подножья этих гор пересечено множеством коротких гряд, между которыми расположены замкнутые бессточные котловины. Одной из них является котловина Нэш Дроу (Nash Draw), имеющая северо-восточное простирание на 30 км, которая местами покрыта солеными озерами, подтоплена и осложнена множеством различных форм карстового рельефа. Зоны ПЯВ «Гном» и WIPP размещены соответственно на юго-восточном и восточном бортах этой котловины [8, 10]. В 35 км к юго-западу от эпицентра ПЯВ «Гном», в горах Гуадалупе, расположен Национальный парк «Карлсбадские карстовые пещеры», которые врезаны в риф Капитан на глубину более 600 м.

Рассматриваемый район характеризуется интенсивной хозяйственной деятельностью, создающей неуклонно нарастающие техногенные нагрузки на недра. Так, с двадцатых годов минувшего века здесь разрабатываются залежи нефти и газа (на глубинах от 1400 до 7000 м), издавна налажена шахтная добыча калийных солей (на глубинах до 540 м), разрабатываются залежи самородной серы путем подачи горячей воды по скважинам в залежи (Фраша-методом), ведется добыча минеральных вод и т.д. Река Пекос подпружена плотинами, две из которых построены вблизи г. Карлсбада. По состоянию на 2007 г. в пределах Дэлаверского осадочного бассейна пробурено 13 520 скважин [11], часть которых показана на рисунке 2.




Стрелка – предпочтительный путь миграции радионуклидов ПЯВ «Гном» в наносах долины Nash Draw к скважине WIPP-27 [12]

*Рисунок 2 Распределение значений коэффициента фильтрации слоя доломитов Кулебра и схема расположения скважин в районе WIPP (врезка) по данным [13], [14]*

Северо-западнее этих мест, за хребтом Гуадалупе, в пустыне Аламогордо 16 июля 1945 г. впервые в мире произведен взрыв атомной бомбы «Тринити», ударные волны которого, несомненно, воздействовали на недра Дэлаверского осадочного нефтегазоносного бассейна.

Можно отметить также, что на берегу р. Пекос, около городка Рокуэлл 8 июля 1947 г. упал загадочный неопознанный объект, возбудивший фантазии о налете инопланетян (что привело к созданию здесь музея уфологии). Центр авиационно-технической разведки США поднял тогда тревогу по поводу возможного запуска «летающих тарелок» из СССР, тем самым укрепив в городке позиции Военного института штата Нью-Мексико, основанного здесь в 1891 г.

***Стратиграфия и литология.*** Геологическое строение Дэлаверского осадочного бассейна в районе "ПЯВ «Гном» – WIPP" раскрыто в [8, 13, 15–20]. В геологическом разрезе бассейна выделяют отложения пермской, триасовой, неогеновой и четвертичной систем. Пермская система представлена верхним отделом и разделена на серии Гуадалупе и Очоан. Серия Гуадалупе включает отложения группы Дэлавер Маунтин, представленные толщей мелко-зернистых обломочных пород с отдельными слоями известняков и глинистых сланцев, в составе которой выделяются формации Браши Каньон, Черри Каньон и Бэлл Каньон. Группа Дэлавер Маунтин перекрыта серией Очоан. Формация Бэлл Каньон представлена терригенной толщей песчаников с прослоями известняков. Песчаники сероцветные, мелкозернистые. Мощность их прослоев варьирует от 3 до 10 - 12 м. Мощность формации вблизи рифа Капитан составляет около 200 м и нарастает к центру бассейна до 300 - 320 м. Кровля формации залегает на глубинах от 800 до 1000 м, повсеместно перекрыта толщей эвапоритов формации Кастилья, породы отличается своей водо - и нефтегазоносностью.

Серия Очоан разделяется на четыре формации (снизу вверх): Кастилья, Саладо, Растлер, Дьюи. Формация Кастилья сложена в основном гипсами и ангидритами, которые в верхней части разреза сменяются пластами соли. Ангидриты в основании этой формации служат покрышкой для нижележащих водо- и нефтегазонасыщенных пород формации Бэлл Каньон. Формация Кастилья в рассматриваемом районе имеет мощность 1000 - 1100 м, её кровля, залегая на глубине около 800 - 1200 м, погружается к северо-востоку.

Формация Саладо, в которой проведен ПЯВ «Гном» и расположен WIPP, имеет мощность 500 - 800 м, сложена на 89 процентов каменной солью - галитом (NaCl)), на 7% полигалитом ($Ca2MgK2(S0_4)_4 \cdot 2H_20$, на 1% ангидритом и на 3% глиной. В разрезе этой формации выделяется два характерных маркирующих горизонта: нижний и верхний. Нижний горизонт представлен ангидритами и залегает вблизи основания полости ПЯВ «Гном», а в районе WIPP - над хранилищем. Верхний маркирующий горизонт сложен песчаниками (Vaca Triste Sandstone Member of Adams), которые залегают над полостью ПЯВ. В минералах соленосной формации Саладо и её поровом пространстве содержатся доли процентов воды в разных её формах [1]. Однако в целом эта формация не содержит значительных объемов циркулирующих подземных вод и лишь в верхней части разреза локально распространены горизонты, насыщенные рапой. Потоки подземных вод не наблюдались в пределах этой формации ни в шахтах по добыче калийных солей, ни в скважинах.

Формация Растлер с несогласием перекрывает формацию Саладо и представляет собой толщу эвапоритовых отложений ангидритов, местами замещенных гипсами, а также доломитов, аргиллитов и глин, распространенных в основном в верхней части разреза формации. Формация Растлер обнажена в котловине Нэш Дроу и расчленяется на пять горизонтов (снизу вверх): Лос Меданос (глинистые породы с прослоем ангидриов и линзами каменной соли); Кулебра (доломиты); Тамариск (ангидриты и гипсы), Магента (красноцветные гипсоносные доломиты) и Сорок девятый горизонт (ангидриты и гипсы). Горизонты доломитов Кулебра и Магента выдержаны по латерали, являются водоносными (особенно доломиты Кулебра) и поэтому особо важны для WIPP. Остальные горизонты отличаются фациальной изменчивостью.

Формация озерных красноцветных отложений Дьюи имеет мощность, не превышающую 400 м, отнесена к нерасчлененным системам перми и триаса. Она несогласно залегает на формации Растлер, несогласно перекрыта триасовыми отложениями группы Докум и местами обнажена на дневной поверхности. Формация Дьюи сложена в основном аргиллитами, глинистыми породами, алевритами, прослоями песчаников и отличается развитием обширных пятен ожелезнения. Подошва формации Дьюи четко распознается по резкой смене белых гипсов (относимых к горизонтам Тамариск и Магента формации Растлер) на характерные красноцветные гипсы формации Дьюи. Эта формация важна тем, что служит барьером для поверхностных и грунтовых вод на пути их фильтрации в соленосные пласты, перекрывающие WIPP. Вместе с тем формация Дьюи осложнена множеством трещин и карманов, заполненных гипсом. Этот факт, как отмечено в [17], указывает на то, что пресные подземные воды не проходили сквозь формацию Дьюи с момента её образования. Наряду с этим отмечено, что южнее WIPP (т.е. вблизи зоны ПЯВ «Гном» – примечание автора) в этой формации местами наблюдается поглощение поверхностных вод, и она является водонасыщенной.

Триасовая система представлена формацией Санта Роза, которая относится к группе Докум. Формация Санта Роза вскрыта эрозией западнее WIPP и с

размывом перекрыта третичными и четвертичными образованиями. Она сложена песчаниками и конгломератами с прослоями алевритов и глинистых пород, её мощность не превышает первых десятков метров.

Неоген-четвертичные отложения представлены формацией Огаллала, относимой к миоцену, формацией Гатуна, имеющей плейстоценовый возраст и аллювиальными образованиями голоцена. Формация Гатуна сложена мелкозернистыми слабосцементированными песчаниками с карбонатным цементом и включает маломощные прослои глин и конгломератов. Формация местами бронирует рельеф рассматриваемого района, развита не повсеместно и местами скрыта под аллювиальными четвертичными осадками. Мощность ее не превышает 100 м. Голоцен представлен аллювиальными маломощными отложениями, которые выстилают понижения рельефа и с угловым несогласием, а также размывом, перекрывают разновозрастные горизонты формаций Гатуна и Дьюи.

***Тектоника.*** В строении пермских и более молодых отложений рассматриваемой части Дэлаверского осадочного бассейна выделяется два структурных этажа: нижний и верхний. Нижний структурный этаж слагают отложения перми и триаса, которые образуют гомоклиналь с углом наклона слоев к востоку не более $5^0$. Верхний структурный этаж с резким угловым и азимутальным несогласием залегает на нижнем этаже и представлен маломощным покровом плейстоцен-голоценовых и современных отложений. Естественное строение этих двух структурных этажей было преобразовано техногенными процессами, связанными с добычей нефти и газа, калийных солей, серы, а также с последствиями ПЯВ «Гном» и строительства WIPP. В результате здесь возникли техногенные «живые» структуры, наложенные с резким угловым и азимутальным несогласием на природные структурные этажи Дэлаверского осадочного бассейна. Особенности строения и современной геодинамической активности таких новообразованных техногенных структур рассмотрены ниже.

***Гидрогеология.*** Сведения о гидрогеологии Дэлаверского осадочного бассейна в районе “ПЯВ «Гном» – WIPP” приведены в [12–15, 21–35]. Основной итог гидрогеологических исследований сводится к тому, что над толщей соленосных пород формации Саладо, включающей полость ПЯВ «Гном» и WIPP, расположено четыре водоносных горизонта: на контакте формаций Саладо и Растлер, в пластах доломитов Кулебра и Магента, а также в породах формации Дьюи.

**Сведения о ПЯВ «Гном»**

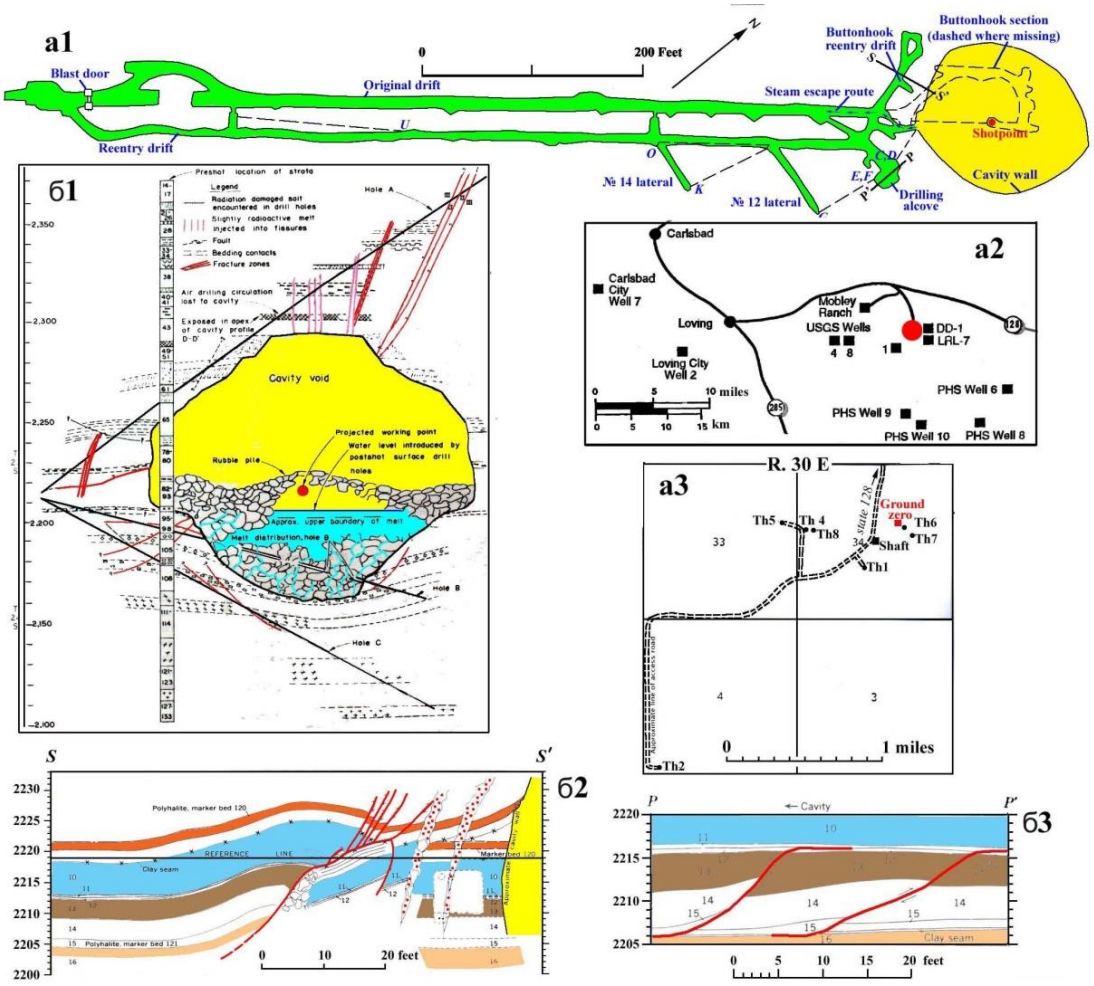
***История и цель проекта.*** Проект «Гном», как уже отмечено выше, входил в программу США «Плаушер» (Plowshare – плуг, орало), предусматривающей проведение мирных промышленных ПЯВ для различных целей. Первоначально ПЯВ «Гном» был запланирован на 1958 г., но произведен 10 декабря 1961 г. после окончания добровольного моратория на ядерные испытания США, СССР, Великобритании (с ноября 1958 г.) и возобновления таких испытаний в СССР в сентябре 1961 г.

Подрыв термоядерного заряда малой мощности в соляном пласте произведен с целью изучения возможности получения искусственных изотопов и аккумуляции тепловой энергии. Многоцелевой эксперимент базировался на опыте проведения 29 ядерных взрывов в период с 28 мая по 7 октября 1957 г. на полигоне Невада (операции Plumbbob) в вулканогенных породах и в аллювии. Два первые в мире ПЯВ: Паскаль-А (26 июля, 50 т), Паскаль-В (27 августа, 300 т), – и Рейниер (19 сентября, 1,7 кт в туфах), - показали, что взрыв производит большое количество тепла, а также радиоизотопов, которые, однако, оказываясь в твердом расплаве породы, извлекаются из него с трудом и потому непригодны для использования. Возник замысел провести ПЯВ «Гном» внутри пласта каменной соли, прогнать через её расплав воду, получить пар для производства электроэнергии, а легко растворимую корку затвердевшего соляного расплава использовать для извлечения радиоизотопов. Таким образом, проект «Гном» предусматривал фактически создание подземного энергетического котла для выработки электроэнергии, промышленного получения радиоизотопов, а также получения потока нейтронов для использования при решении некоторых задач нейтронной физики, ряда военных задач, тесно связанных, в частности, с изучением эффекта ударных волн в массиве горных пород [36–38]. Предварительно 20 - 21 февраля 1959 г. в котловине Нэш Дроу на глубине 365,8 м (1200 футов), вблизи эпицентра намечаемого ПЯВ «Гном», был проведен взрыв 86 кг тринитротолуола, сейсмические волны которого были зарегистрированы в трех местных шахтах по добыче калийных солей [39]. Это позволило оценить ожидаемый сейсмический эффект от ПЯВ «Гном» и утверждать, что взрыв не причинит вреда шахтам. В июле 1960 г. Инженерным корпусом вооруженных сил США (US Army Engineer Waterways Experiment Station) была начата проходка горизонтального штрека на глубине 365,8 м, которая завершилась к маю 1961 г. [17, 40]. Ядерный заряд ПЯВ «Гном» из 3,1 кт $Pu^{239}$ был размещен на глубине 360,9 м в небольшой камере в конце штрека (рисунок 3-а) в пологом пласте каменной соли [18, 38, 41].

***Картина ПЯВ «Гном».*** При проведении ПЯВ в соляной линзе образовались трещины, через которые на поверхность, на глазах у репортеров, вырвалась струя радиоактивного пара. Выброс в атмосферу радиоактивных изотопов $I^{131}$, $I^{135}$, $Cs^{137}$, $Ba^{140}$ и газов продолжался более суток [42]. Радиоактивное облако двигалось в северо-западном направлении и перекрыло два шоссе (128 и 31) - рисунок 1. Макси-

мум дозы гамма-излучения составил 1400 мР/ч в 3,5 милях к западу от этих шоссе. Радиоактивное облако достигло населенного пункта Рокуэлл на удалении 120 км, где была зафиксирована радиоактивность 0,3 мР/ч. Максимальная концентрация радиоактивного йода была зафиксирована около г. Карлсбада и составила для $I^{131}$ и $I^{135}$ соответственно 1,7 и 3,5 пКи/м$^3$ воздуха. В воздухе радиация была обнаружена на дне боевой шахты ранее, чем через минуту после взрыва, в стволе шахты - через три минуты сорок секунд. Примерно через семь минут после взрыва на поверхность вырвались серый дым и пар, насыщенные радионуклидами. Спустя 11 минут большое количество пара вырвалось со дна шахты и из вентиляционной трубы. Обильное его истечение длилось около 30 минут и затем постепенно затихло. Незначительные такие же выбросы продолжались еще несколько дней. Среди радиоактивных элементов, выбрасываемых из шахты, преобладали летучие и благородные газы [43]. В радиусе 1200 м от эпицентра ПЯВ возник купол высотой 5 м, осложненный неравномерной сеткой радиальных и концентрических трещин, по которым вскоре после взрыва из-под земли выползло множество землеройных животных.

Главные организаторы эксперимента Джеральд Джонсон и Эдвард Теллер вместе с представителями прессы облетели окрестности ПЯВ «Гном» на вертолете [37]. Вскоре окрестность шоссейных трасс, накрытая радиоактивным облаком, была дезактивирована, и Служба здравоохранения объявила, что никто из граждан не подвергся радиоактивному облучению от пара. Тем не менее, «Гном» получил неблагоприятные отзывы в прессе, в результате чего пострадали последующие эксперименты.




Цифры на разрезах: маркирующие горизонты и слои каменной соли, отличающиеся в основном цветом, характером слоистости, размерами кристаллов соли, а также содержанием примеси глинистых частиц

*Рисунок 3. Карты-схемы (а1 – а3) и геологические разрезы (б1 – б3), отражающие строение массива горных пород после проведения ПЯВ «Гном»: а1 – горные выработки и полости ПЯВ; а2 – скважины и пункты отбора проб воды [50]; а3 – наблюдательные шурфы (Test holes) в ближней зоне [18]; б1 – через полость ПЯВ [47]; б2 – по линиям S-S′; б3 – по линии P-P′*

Сразу после взрыва началось обследование зоны ПЯВ «Гном», программа которого, завершенная в конце сентября 1963 г., предусматривала решение четырех задач: 1) изучение особенностей рельефа вокруг эпицентра ПЯВ; 2) изучение состояния ствола и основания шахты через шесть дней после взрыва; 3) вскрытие полости ПЯВ буровыми скважинами в период с 11 декабря 1961 г до 18 января 1962 г.; 4) вход персонала в полость ПЯВ и её обследование, включая сбор образцов горных пород и оборудования, подвергшихся радиоактивному облучению. Следует отметить, что многие данные наблюдений во время ПЯВ «Гном», в том числе и многие кадры фильма, были утрачены.

***Полость ПЯВ «Гном».*** 22 декабря 1961 г, т.е. через 12 дней после взрыва, полость ПЯВ «Гном» была вскрыта новым штреком, проложенным параллельно старому. Персонал вошел в полость 17 мая 1962 г. Результаты геологического обследования полости ПЯВ «Гном» до и после взрыва приведены в [18, 38, 41]. Установлено, что ПЯВ «Гном» расплавил примерно $3{,}3\cdot10^6$ кг соли и сформировал полость радиусом 18,7 м и объемом 27,2 м$^3$. Скопившийся на дне полости расплав каменной соли смешался с радиоактивными обломками горных пород, вес которых составил около $11{,}6\cdot10^6$ кг. Вскоре после ПЯВ произошло обрушение свода полости, и брекчия радиоактивного расплава была перекрыта навалом горных пород весом $13{,}6\cdot10^6$. Этот навал снизил уровень гамма-излучения в полости ПЯВ до 20 мР/час и сыграл роль «защитной подушки», позволившей персоналу проникнуть в полость ПЯВ.

ПЯВ «Гном» высвободил, по крайней мере, $5\cdot10^4$ кг воды из испарившихся и расплавленных горных пород. Дополнительно в полость поступило $17\cdot10^4$ кг воды при обрушении её свода весом $11{,}6\cdot10^6$ кг. Судя по концентрации трития в струе пара, вырвавшегося при ПЯВ, из горных пород могло быть высвобождено $5\cdot10^5$ кг воды. Часть воды объемом около $5\cdot10^5$ кг была доставлена сюда при бурении скважин, а также, вероятно, в результате конденсации пара, оставшегося в полости. Полость ПЯВ «Гном» оказалась затопленной, и уровень воды установился в ней на абсолютной отметке 673 м, т.е. на 21 м ниже гипоцентра ПЯВ [38]. Интересно, что в нерастворимом остатке нескольких образцов горных пород был обнаружен минерал группы оливина форстерит (MgSiO), который не был замечен до проведения ПЯВ. Главным источником магния явился минерал полигалит [$Ca_2MgK_2(S0_4)_4\cdot 2H_20$], а также примесь магния в глинистых минералах ($MgC0_3$). Кремний был заимствован из мелких частиц кварца в глинистых минералах. Температура навала горных пород на дне полости ПЯВ варьировала от 63 до 83 °С и составляла в среднем 71 °С. Максимальная температура была зарегистрирована в одном метре от дна полости.

Полость ПЯВ «Гном» вскоре сократилась в объеме и обводнилась, что создало непреодолимые препятствия для извлечения термальной энергии. 17 мая 1962 г., спустя пять месяцев после ПЯВ, температура воздуха около входа в полость ПЯВ составляла около 50 °С, относительная его влажность 60 - 70%, уровни радиации изменялись от места к месту, но редко превышали 20 мР/час.

***Ударные волны и поствзрывные дислокации.*** Сейсмические волны ПЯВ «Гном» зарегистрированы тремя основными станциями Геологической службы США: INDIA, HOTEL, KILO, расположенными в узкой полосе меридионального простирания вдоль восточной границы штата Нью-Мексико [44], соответственно на удалении 245, 300 и 355 км от эпицентра ПЯВ. Результаты картирования дислокаций массива горных пород, которые возникли в результате ПЯВ «Гном» приведены в [18] и отражены на рисунке 3. Картирование, в частности, показало, что ударная волна ПЯВ привела к раскрытию радиальных трещин и внедрению в них расплава и обломков соли. На расстоянии не менее 40 м от полости ПЯВ трещины были заполнены радиоактивными газами голубоватого цвета, обусловленными парами каменной соли [18]. Реперы, установленные в массиве горных пород, сместились относительно пункта взрыва неравномерно на расстояния от 8 до 90 м, в среднем на 18,7 м. Массив горных пород в зоне воздействия ударных волн ПЯВ был раздроблен множеством трещин разных генераций и направлений, откольными явлениями, обрушениями свода полости ПЯВ, поствзрывных афтершоков, многолетней гидротермальной активностью недр в зоне ПЯВ, а также других релаксационных явлений и подвижек недр. Радиус новообразованных разрушений не превышал 298 м от пункта взрыва. Несомненно, ПЯВ «Гном» повлиял на недра и на более значительном удалении, в чем убеждает факт регистрации ударной волны сжатия от этого ПЯВ на удалении до 300 км [44]. Подтверждением тому служат также общие сведения о физике ПЯВ [45-47] и результаты обследования множества зон ПЯВ в других районах [48]. В целом подвижки недр и дневной поверхности, спровоцированные ПЯВ «Гном», оказались более значительными, чем ожидалось. Официальное объяснение этого явления сводилось к тому, что упругие волны ПЯВ имели необычайно высокую амплитуду и скорость, что обусловлено эффектами подвижек соседних структур земной коры.

*Радиационная обстановка в зоне ПЯВ «Гном».* В окрестности ПЯВ «Гном» налажен мониторинг радиационной обстановки разными организациями и проводились работы по рекультивации земель в 1968 - 1969, 1977 и 1995 гг. [49, 50]. В почвах зоны этого ПЯВ наряду с $^{40}$K и $^{137}$Cs выявлены значимые концентрации $^{238}$Pu, $^{239+240}$Pu и $^{241}$Am. В 1979 г. для обеспечения безопасности полости ПЯВ в неё было загружено 36 тыс. т соли и других пород. Однако та-

кая защита оказалась мало эффективной, поскольку в 1989 - 1995 гг. в почвах зоны ПЯВ «Гном» и вокруг WIPP были отмечены заметные концентрации радионуклидов $^{238}$Th, $^{230}$Th, $^{232}$Th, $^{233+234}$U, $^{235}$U. Оказалось, что концентрации $^{238}$Pu и $^{23+240}$Pu значительно больше в зоне ПЯВ «Гном», чем в районе WIPP. В 1994 – 1995 гг. следы радиоактивности были обнаружены в наблюдательных скважинах вдали от зоны ПЯВ. Независимо от служб WIPP группа EEG (Environmental Evaluation Group) выявила радиоактивное загрязнение почв вокруг зоны ПЯВ «Гном», которое, хотя и признано безопасным для здоровья, но, по мнению автора, однозначно указывает на дальнюю миграцию радиоактивных продуктов изучаемого ПЯВ. Особо важно, что в 1996 г. были выявлены значимые концентрации трития в семи скважинах, которые удалены от эпицентра ПЯВ «Гном» на расстояние от двух до одиннадцати километров [50]. Наиболее высокие концентрации обогащенного трития (33 pCu/l) зафиксированы в скважине (PHS-6), расположенной в 10 км к юго-востоку от эпицентра ПЯВ. Этот факт свидетельствует о дальности миграции радиоактивных продуктов ПЯВ «Гном» и том, что они могут быть доставлены подземными водами к площадке WIPP, удаленной от гипоцентра ПЯВ на меньшее расстояние – примерно 7 км. В целом ПЯВ «Гном» сформировал в недрах своеобразную «живую» техногенную структуру складчато-блокового строения, современная активность которой охватывает и окрестности WIPP.

**Сведения о WIPP**

WIPP является третьим в мире глубоким подземным хранилищем РАО в пологозалегающем пласте каменной соли. Подобные, но уже ставшие проблемными, хранилища Морслебен и Ассе II сооружены в Германии в ядрах соляных куполов. WIPP расположен в 7 км к северо-востоку от ПЯВ «Гном» (рисунок 1), в 1 – 2-х км к юго-востоку от невысокого хребта Ливингстон, вытянутого в северо-восточном направлении вдоль борта бессточной котловины Нэш Дроу. История сооружения WIPP, подробно освещенная в [51], началась в 1955 г., когда Комиссия по атомной энергии США (AEC) обратилась в Национальную Академию с просьбой изучить возможности подземного захоронения РАО. Год спустя Академия обосновала целесообразность такого захоронения в каменной соли [52], мотивируя это тем, что каменная соль является сухой, обладает высокой теплопроводностью (что позволит быстро отводить тепло от разогретых РАО), становится пластичной под давлением вышележащих горных пород и способна залечивать возникающие трещины, дефекты и нарушения. В 1965 – 1969 гг. Национальная лаборатория Оак–Ридж провела первые эксперименты по захоронению высокоактивных РАО в пласте каменной соли в штате Канзас [53]. Надежность такого хранилища оценивалась на период 225 млн. лет. В 1970 г. AEC наметила для цели изоляции РАО одну из соляных шахт в штате Канзас, но в 1974 г. выбрала участок нынешнего расположения WIPP (рисунок 2). Строительство WIPP началось в январе 1981 г., спустя двадцать лет после проведения ПЯВ «Гном». Агентство по охране окружающей среды (EPA) выдало временный сертификат, подтверждавший, что деятельность WIPP соответствует федеральному законодательству и это способствовало урегулированию отношений с протестовавшим местным населением и населением соседних штатов. Первый пробный груз РАО для WIPP был доставлен 21 мая 1997 г.

Камеры для захоронения РАО на WIPP сооружены на глубине 660 м, т.е. на 240 м ниже точки заложения ядерного заряда, в той же соленосной толще пород формации Саладо. Вместимость WIPP рассчитана на захоронение 175 000 м$^3$ трансурановых отходов. Полная их активность оценивается приблизительно в 7 миллионов Кюри. Наибольшая доля активности приходится на 12 900 кг плутония [13, 31, 32].

Загрузка первой партии трансурановых отходов Лос-Аламосской национальной лаборатории была начата здесь 26 марта 1999 г. С сентября 2000 г. сюда стали поступать смешанные отходы от Национальной инженерной и экологической лаборатории Айдахо (INEEL). По состоянию на 2007 г. в WIPP было загружено 53039 м$^3$ РАО, для доставки которых потребовалось 6424 рейсов специально оборудованных автомобилей, преодолевших общий путь по стране длиной свыше 7 млн. миль (11 265 408 км). На упаковку этого количества РАО было израсходовано свыше 250000 200-литровых металлических бочек [32]. В настоящее время в WIPP размещена также Национальная Подземная исследовательская лаборатория. Наряду с широким кругом задач обеспечения безопасности захоронения РАО здесь проводятся также астрофизические исследования по регистрации мюонов, нейтрино, космических лучей, обнаружению гравитационных волн и др. Перспективы этих исследований во многом зависят от устойчивости камер WIPP, что вынуждает детально изучать также реологические свойства соленосной толщи пород формации Саладо [54].

***Контроль надежности WIPP.*** В 1978 г., за три года до начала строительства WIPP, Департамент энергии США сформировал постоянно действующий комитет для контроля за надежностью этого сооружения усилиями Национальной академии наук США, Национальной инженерной академии, академического Института медицины и Национального исследовательского Совета США (Committee on the WIPP) [13]. В 1996 г. комитет подготовил итоговый отчет и завершил свою деятельность. Комитет пришел к выводу о том, что воздействие РАО на человека является низким, отвечает как стандартам США, так и мировым стандартам. Однако авторы отчета не исключали возможность значимых выбросов радионуклидов в случае их плохой герметизации или иных несанкционированных форм вторже-

ния человеческой деятельности в хранилище. В связи с этим было рекомендовано, в частности, внедрить способы предотвращения генерации избыточного количества взрывоопасного водорода в результате процессов радиолиза или других газов. Следует отметить, что данный Комитет , как и изыскатели, изначально проигнорировали тот факт, что WIPP расположен в ближней зоне воздействия ударной волны и афтершоков ПЯВ «Гном». Не было учтено также, что на протяжении многих лет в эпицентральной зоне ПЯВ «Гном» не затухала гидротермальная активность недр, а на удалении от неё возникали новые подвижки массива горных пород и другие поствзрывные релаксационные процессы, спровоцированные ПЯВ [48].

В настоящее время деятельность WIPP регламентируют законодательный акт Конгресса США [55], Сертификат соответствия (Compliance Certification Application (CCA)) [56], требования Агентства по охране окружающей среды [57], Национальная программа по обращению с трансурановыми РАО (National Transuranic (TRU) Program) и ряд других нормативных документов. Законодательство США требует обеспечить безопасность подземных хранилищ РАО на протяжении 10 000 лет [58]. Это требование нельзя считать достаточно жестким, если учесть, что период полураспада плутония-239 составляет 24 000 лет. Департамент энергии США разработал план мониторинга состояния WIPP по десяти основным параметрам на 150 лет (50 лет на время работы WIPP и 100 лет после его закрытия), что не соответствует закону США, поскольку не гарантирует надежность захоронения РАО на срок 10 000 лет [52, 59]. Каждые пять лет деятельность WIPP подвергается сертификации и ревизии в соответствии со специально разработанным регламентом «Оценка эксплуатационных характеристик», который предусматривает, в частности, учет различных сценариев утечки радионуклидов в окружающую среду и влияние ряда других, ниже рассмотренных ключевых факторов. С целью повышения уровня безопасности в 2001 г. группа исследователей подготовила критический обзор состояния WIPP [13], в котором проблема надежности WIPP рассмотрена в единстве с оценкой опасных последствий ПЯВ «Гном».

**Выводы**

1. В массиве горных пород под полостью ПЯВ «Гном» сформировалась и сохраняет свою геодинамическую активность сеть трещин и каверн, развитие которой ведет к формированию более мощного флюидопроводящего канала, обеспечивающего приток подземных вод в сторону WIPP.
2. В обозримой перспективе, если не будут приняты необходимые защитные меры, WIPP может быть затоплен, что неизбежно приведет к утечке огромного количества РАО.
3. Укоренившиеся методы обеспечения надежности WIPP нуждаются в ревизии, т.к. без достаточных на то оснований игнорируют особенности коренных преобразований флюидодинамического режима Дэлаверского осадочного бассейна под воздействием неуклонно нарастающих техногенных нагрузок на его недра, особенно в зоне “ПЯВ «Гном» – WIPP”.

**Литература**


1. Roedder, E. Problems in determination of water content of rock-salt samples and it significance in nuclear-waste storage siting / E. Roedder, R.L. Basset // Geology, 1981. - V.9. - P. 525 – 530.
2. Короткевич, Г.В. Соляной карст и борьба с карстопроявлением при разработке соляных месторождений / Г.В. Короткевич. – Л., 1967.
3. Чабанович, Л.Б. Научно-технические основы сооружения и эксплуатации подземных хранилищ в каменной соли / Л.Б. Чабанович, Д.П. Хрущов. – К.: Варта, 2008. – 304 с.
4. Голубов, Б.Н. Размышления над удивительной информацией "о геологических, экологических и политических аспектов захоронения ядерных материалов" / Б.Н. Голубов // Пространство и время, 2012. □ - № 2(8) - С. 224 - 228.
5. Disposal Subcommittee Report to the Full Commission Updated Report. Blue Ribbon Commission on America’s Nuclear Future. Washington, DC, 2012. - 109 p.
6. Fertel, M. S. Industry’s Safety Record and the Blue Ribbon Recommendations The Way Ahead for the Management of Used Nuclear Fuel / M. S. Fertel // The Bridge, 2012. - V. 42, № 2. - P. 40 - 48.
7. Phillips, R. Cavernous zones at the WIPP / R. Phillips // Radiological Effluents Released from U.S. Continental Tests 1961 through 1992. DOE/NV-317 ( Rev.1) UC-702. – 1996 - 275 p. - Site. http://www.cardnm.org/phcavern_a.html.
8. Vine, J. D. Surface Geology of the Nash Draw Quadrangle Eddy County New Mexico Contributions to General Geology / J.D. Vine // Geological Survey Bulletin, 1963. - 1141-B. - 50 p.
9. Finch, S. Capitan Reef Complex Structure and Stratigraphy / S. Finch, R. Williams, B. Lee-Brand, P. Kirby // Texas Water Development Board. Contract № 0804830794. – 2009. - 71 p.
10. Powers, D. W. Evaporite karst features and processes an Nash Draw, Eddy County, New Mexico / D. W. Powers, R.L. Beauheim, R.M. Holt, D.L. Hughes // Geological Society Guidebook ,57th Field Conference, Caves and Karst of Southeastern New Mexico, 2006. - P. 253 - 266.
11. Delaware Basin Monitoring Annual Report. DOE/WIPP-07-2308. Carlsbad Field Office Carlsbad, New Mexico, 2007. - 38 p.
12. Lambert, S.J. Geochemical evidence for transient karstic water/rock interaction in evaporites of the northern Delaware Basin, New Mexico, USA / S.J. Lambert // Carbonates and Evaporites, 1997. - v. 12, № 1. - P. 32 - 42.

13. Improving Operations AND Long-Term Safety OF THE Waste Isolation Pilot Plant. Final Report / Committee on the Waste Isolation Pilot Plant. Board on Radioactive Waste Management. Division on Earth and Life Studies. National Research Council. NATIONAL ACADEMY PRESS. Washington, D.C. – 2001. - 142 p.
14. Pohll, G.Value of Information Analysis Project Gnome Site, New Mexico / G. Pohll, J. Chapman // Publication No. 45227. DOE/NV/26383-07 LMS/GNO/S04740.- 2010. - 45 p.
15. Cooper, J.B. Ground Water. In Atomic Energy Commission / J.B. Cooper // Final Report, Hydrologic and Geologic Studies (PNE-130F). – 1962. - P. 112 - 136.
16. Cooper, J.B. Geohydrology-1, completion and Development of USGS Test Hole 8 and USGS Test Hole 4 / J.B. Cooper, V.M. Glanzman // Carlsbad Hydrologic Studies, Eddy County U.S. Geological Survey - New Mexico, Denver, CO, 1971.
17. Crawley, M.E. Background Water Quality Characterization Report for the Waste Isolation Pilot Plant / M.E. Crawley, R.W. Sobocinski, D.J. Milligan, T.W. Cooper, R.G. Richardson // DJE-WIPP 92-013, June 1992.
18. Gard, L.M., Jr. Geologic Studies Project Gnome Eddy County, New Mexico / L.M. Gard, Jr. // U.S. Geological Survey Professional Paper 589, Washington, D.C. - 1968. - 33 p.
19. Vine, J.D. Geologic Map and Section of the Nash Draw Quadrangle, Eddy County, New Mexico. Scale 1:62500. USGS / J.D. Vine // Bulletin 1141-B. - 1959.
20. Waste Isolation Pilot Plant. Site Environmental Report for Calendar Year 1991. DOE/WIPP 92-007.
21. Chaturvedi. L. Groundwater Occurrence and the Dissolution of Salt at the WIPP Radioactive Waste Repository Site / L. Chaturvedi, K. Rehfeldt // Eos, Transactions American Geophysical Union, 31 July 1984. - Vol. 65, Issue 31.- P. 457 – 459.
22. Cooper, J.B. Ground-Water Investigations of the Project Gnome Area, Eddy and Lea Counties, New Mexico / J.B. Cooper.- Geological Survey. Washington, D.C., U.S, 1962.- TEI-802.
23. EEG Review Comments on the Geotechnical Reports Provided by the DOE to EEG Under the Stipulated Agreement Through March 1, 1983. / Environmental Evaluation Group Environmental Improvement Division Health and Environment Department. Santa Fe, New Mexico, 1983. - P. 72 – 232.
24. George, J.Analysis of Pumping Test of the Culebra Dolomite Conducted at the H-11 Hydropad at the Waste Isolation Pilot Plant (WIPP) Site / J. George, Jr. Saulnier // SAND87-7124., 1987.
25. Geotechnical Consideration for Radiological Hazard Assessment of WIPP / Environmental Evaluation Group Environmental Improvement Division Health and Environment Department. Santa Fe, New Mexico. 87503, 1980. - 59 p.
26. Jensen, A. L. Large-Scale Brine Inflow Data Report for Room Q Prior to November 25, 1991. SAND92- 1173 / Jensen, A. L., R. L. Jones, E. N. Lorusso, C. L. Howard. - Albuquerque, N.M.: Sandia National Laboratories, 1993.
27. Hillesheim, M.B.Overview of the WIPP groundwater monitoring programs with inferences about karst in the WIPP vicinity / M.B. Hillesheim, R.L. Beauheim, R.G. Richardson // New Mexico Geological Society Guidebook ,57th Field Conference, Caves and Karst of Southeastern New Mexico, 2006. - P. 277 - 286.
28. Neill, R.H. Evaluation of the suitability ot the WIPP Site / R.H. Neill, J.K. Channell, L. Chaturvedi, M.S. Little, K. Rehfeldt, P. Spiegler. - Environmental Evaluation Group. Environmental Improving Division. Health and Environment Department. Santa Fe, NM 87503, 1983. - 150 p.
29. Tomasko, D. A Linear-Flow Interpretation of the H-3 Multiwell Pumping Test Conducted at the Waste Isolation Pilot Plant (WIPP) Sit/ D. Tomasko, A.L. Jensen //SAND87-0630, 1987. – P. 3 – 33.
30. Reeves, M Regional Double-porosity Solute Transport in The Culebra Dolomite / M. Reeves, V.A. Kelley, J.F. Pickens //Analysis of Parameter Sensitivity and Importance at the Waste Isolation Pilot Plant (WIPP) Site. - SAND87-7105, 1987. - P.13.
31. Rempe, N. T. Permanent underground repositories for radioactive waste. Review / N. T. Rempe // Progress in Nuclear Energy, 2007. - V 49. - P. 365 - 374.
32. Rempe, N. T. 9+Years Disposal Experience at the Waste Isolation Pilot Plant. International Technical Conference on Practical Aspects of Deep Radioactive Waste Disposal / N. T. Rempe // Session 5 - Paper N° 24. ESDRED International Conference, 16-18 June 2008. - Czech Technical University. Prague, 2008.
33. Spiegler, P. Origin of the Brines Near WIPP from Drill Holes ERDA-6 and WIPP-12 Based on Stable Isotope Concentrations of Hydrogen and Oxygen / P. Spiegler, Updegraff. - Environmental Evaluation Group Environmental Improvement Division Health and Environment Department. Santa Fe, New Mexico.- 87504-0968, 1983. - 16 p.
34. Stensurd, W.A. WIPP Hydrology Program Waste Isolation Pilot Plant Southern New Mexico hydrologic data / W.A Stensurd., M.A. Bame, K.D. Lantz, A.M. LaVenue, J.B. Palmer, Jr. Saulnier //Report # 5. Sand 87-7125, 1987.
35. Strategic Plan for Groundwater Monitoring at the Waste Isolation Pilot Plant. - United States Department of Energy. Waste Isolation Pilot Plant Carlsbad Field Office; Carlsbad, New Mexico. DOE/WIPP-03-3230, 2003. - 67p.
36. Defense Nuclear Agency, Projects Gnome and Sedan: The Plowshare Program (Washington D.C.: Defense Nuclear Agency, 1983): 32-34 //Delaware Basin Monitoring Annual Report September. - U.S. Department of Energy. - Waste Isolation Pilot Plant DOE/WIPP-07-2308, 2007. - 42 p.
37. Findlay, T. Nuclear Dynamite. The Peaceful Nuclear Explosions Fiasco / T. Findlay. - Brassey's Australia. A Division of Pergamon Press Australia. ISBN 0 08 034436 4, 1990. - 340 p.
38. Rawson D., D., Boardman C., Jaffe –Chazan N. Sept. 64 Project Gnome, The Environment created by a nuclear explosion in salt p.19. http://www.osti.gov/bridge/servlets/purl/4612556-oTAT0C/4612556.pdf
39. Byerly, P. E. Seismic measurements by the U.S. Geological Survey during the PREGNOME high-explosives tests near Carlsbad / P. E. Byerly, S. W. Stewart, J. C. Roller // Final Report., TEI-761. - New Mexico, 1960. - 39 p.
40. Project Gnome design, testing, and field pumping of grout mixtures. Miscellaneous paper № 6-514. July 1962. - U. S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Corps of Engineers. Vicksburg, Mississippi, 1962. - 34 p.
41. Dickey, D.D. Effects of the Gnome nuclear explosion upon rock salt as measured by acoustical methods / D.D. Dickey // Professional Paper 501-B. - United States Geological Survey, 1964. - P. 108 - 111.

42. Final report of weather and surface radiation prediction for project Gnome. PNE-126F. - Weather Bureau Research Station, Las Vegas, NV; U.S. Department of Commerce, 1962.
43. Radiological Effluents Released from U.S. Continental Tests 1961 through 1992. - DOE/NV-317 ( Rev.1) UC-702., 1996. – 275 p.
44. Laun, P.R. Primary seismic wave (p) at 250 - 350 km compared to measured wave at 0,3 km from Gnome nuclear explosion / P.R. Laun // A thesis submitted to Oregon State University, 1965. - 63 p.
45. Адушкин, В.В. Подземные взрывы / В.В. Адушкин, А.А. Спивак. – М.: Наука, 2007. – 579 с.
46. Физика ядерного взрыва. Т. 1. Развитие взрыва. - М.: Физматлит, 2009. – 832 с.
47. Teller, E.The Constructive Use of Nuclear Explosives / E. Teller, W.K. Talley, G.H. Higgins, G.W. Johnson - Mc Graw-Hill Book Company, 1968.- 320 p.
48. Голубов, Б.Н. Проблема ревизии Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний и возобновления мирных подземных ядерных взрывов / Б.Н. Голубов // Вестник НЯЦ РК, 2005. □ - Вып. 2(22). - С. 5 – 27.
49. Kenney, J.W. Radionuclide baseline in soil near Project Gnome and the Waste Isolation Pilot Plant / J.W. Kenney, P.S. Downess, D.H. Gray, S.C. Ballard. - EEG-58. DOE/AL/58309-58, 1995. - 56 p.
50. Offsite Environmental Monitoring Report. Radiation Monitoring Around United States Nuclear Test Areas, Calendar Year 1996. - EPA-402-R-97-015, 1997. - 59 p.
51. Mora C. J. Sandia and the Waste Isolation Pilot Plant 1974 – 1999 / C. J. Mora. - Scndia National laboratories. Albuquerque, New Mexico, 1999. - 212 p.
52. The disposal of radioactive waste on land: report of the Committee on Waste Disposal of the Division of Earth Sciences: National Academy of Sciences – National Research Council, NAS (National Academy of Sciences). - Publication 519, 1957. - 146 p.
53. Hansen, F.D. Salt Disposal of Heat-Generating Nuclear Waste / F.D. Hansen, C.D. Leigh - SAND2011-0161, 2011. - 110 p.
54. Prospects for an Underground Laboratory in Carlsbad, NM. - Report to the Underground Laboratory Committee. February 28, 2001. LANL, NM State University. DOE. http://www.wipp.energy.gov/science/ug_lab/CUNL_Proposal-Final. PDF.
55. Waste Isolation Pilot Plant Land Withdrawal Act. P.L. 102 – 579. - Legislative Report for the 102nd Congress - U.S. Congress, 1992.
56. Citizens' Guide to the Waste Isolation Pilot Plant Compliance Certification Application to the EPA. - DOE/CAO 1996-1207.Carlsbad, N.M: Carlsbad Area Office.
57. 40 CFR Part 194: Criteria for the Certification and Re-certification of the Waste Isolation Pilot Plant's Compliance with the 40 CFR Part 191 Disposal Regulations: Certification Decision. Final Rule. May 18, 1998. Federal Register; 63(95):27354-27355. - EPA, 1998.
58. 40 CFR Part 191: Environmental Radiation Protection Standards for the Management and Disposal of Spent Nuclear Fuel, High-Level and Transuranic Radioactive Waste. December 20, 1993. Federal Register: 58(242):66398-66416. - EPA, 1993.
59. Waste Isolation Pilot Plant Environmental Monitoring Plan. Revision 7. - DOE/WIPP-99-2194, March 2012. - 52 p.

## «ГНОМ» ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫСЫЛЫНАН ТУЫНДАҒАН РАДИОАКТИВТІ ҚАЛДЫҚТАРДЫҢ ЖЕРАСТЫНДАҒЫ ҚОЙМАСЫН WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP) СУ БАСУДЫҢ АЛҒЫШАРТТАРЫ. 1 БӨЛІМ: ОБЪЕКТІЛЕР ТУРАЛЫ МӘЛІМЕТТЕР

**Голубов Б.Н.**

***РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей***

«Гном» жерасты ядролық жарылысы (ЖЯЖ) және АҚШ-дағы ядролық қалдықтардың жерасты сақтауышы туралы мәліметтері келтіріледі, жерқойнауының геодинамикалық қозғалыстаррын, жерасты сулардың режимін және «Гном» ЖЯЖ – WIPP зонасында карстың белсенділігін талдау нәтижелері қаралған. WIPP-тің күтілудегі суландырылудың алғы шарттары мен механизмдері, сондай-ақ сол қауіпті жұмсартудың мүмкіншіліктегі жолдары талқылануда. Қарауында, өзекті болып табылатын мәселе – қазіргі кездегі зерттеуі тұздар үстіндегі сулы горизонттардың режимін зерделенуіне бағытталған WIPP жанында жерасты суларда жақында техногенді радионуклидтер пайда болудың себебі туралы мәселе. Мұнысында тұзды қат шаймалану динамикасын және WIPP-пен «Гном» ЖЯЖ арасындағы кеңістікте қабат ішіндегі жасырынды тұзды карсты зерделеуі жөнсіз іс жүзінде жүргізілмеген.

# PREREQUISITES FOR WATERING OF WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP) BROUGHT ABOUT BY 'GNOME' UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION. PART 1: INFORMATION ON FACILITIES

**B.N. Gulubov**

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

Data on the underground nuclear explosion (UNE) 'Gnome' and underground radioactive waste repository WIPP in the USA are provided, results of the analysis of geodynamic motions in subsoil, underground waters regime and karst activity in Gnome – WIPP zone have been reviewed. Factors and mechanisms of expected watering of the WIPP, and also possible ways mitigate such hazard are being discussed. The key question of the research is the cause of recent discover of technogenic radionuclides in the underground waters near the WIPP, a now-days research of which is primarily focused on studying of water bearing horizons above the salts. With this studying of leaching out dynamics of the salt layer and hidden interlayer salt karst in space between WIPP and 'Gnome' UNE has been undeservedly almost excluded.

УДК 621.39.9

# ПРЕДПОСЫЛКИ ОБВОДНЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО ХРАНИЛИЩА РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP), СПРОВОЦИРОВАННОГО ПОДЗЕМНЫМ ЯДЕРНЫМ ВЗРЫВОМ «ГНОМ». ЧАСТЬ 2: СОВРЕМЕННЫЕ ФАКТОРЫ ВОЗМОЖНОГО ОБВОДНЕНИЯ WIPP

**Голубов Б.Н.**

*Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия*

В продолжение [1] обсуждаются признаки современной активности, а также предпосылки и механизмы возможного обводнения WIPP, а также пути смягчения такой опасности. Ключевым при исследовании является вопрос о причине недавнего появления техногенных радионуклидов в подземных водах вблизи WIPP, современное исследование которого ориентировано в основном на изучение режима надсолевых водоносных горизонтов. При этом незаслуженно слабо изучена динамика выщелачивания соляного пласта и скрытого внутрислоевого соляного карста в пространстве между WIPP и зоной ПЯВ «Гном».

## ФАКТОРЫ И ПРИЗНАКИ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ КАРСТА

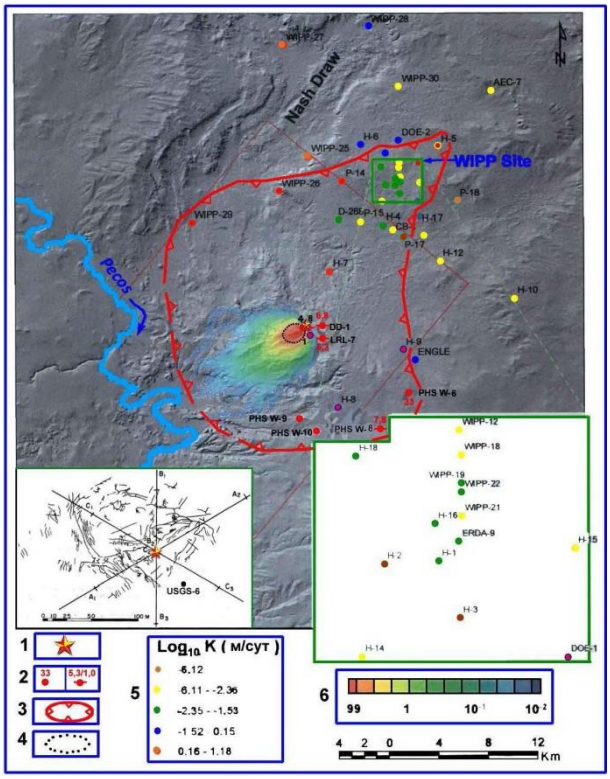
В той части Дэлаверского осадочного бассейна, где расположены подземный ядерный взрыв «Гном» и подземное хранилище WIPP [2–5] в последние годы отмечается нарастание интенсивности геодинамических подвижек недр и возмущений режима подземных вод. По мнению автора, это может быть связано в значительной мере с неуклонным ростом техногенных нагрузок на массив горных пород, что, в свою очередь, неизбежно ведет к активизации солевого карста в формации Саладо [3].

***Сейсмичность.*** Анализ каталогов землетрясений [http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/] показал, что в период с 1849 г. до тридцатых годов прошлого века землетрясения фиксировались на удалении 500 - 400 км от района ПЯВ «Гном» - WIPP. По мере активизации добычи нефти и газа, а также добычи калийных солей единичные сейсмические события стали регистрироваться на расстоянии порядка 70 км (01.08. 1936 г). Позднее, когда проводились атомные взрывы в соседствующей пустыне Аламогордо, а затем и на полигоне Невада, землетрясения приблизились до 36 км, заметно возросла частота землетрясений в радиусе 35 - 70 км. Наконец, 12.04.1984 г., в период строительства WIPP, произошло землетрясение с магнитудой 2,9 на удалении всего 9 км от WIPP. Как следует из [4], за период с 1976 по 1997 гг. в районе Дэлаверского нефтегазоносного бассейна было зарегистрировано 74 землетрясения с магнитудой от 1,3 до 3,5, три из которых уверенно отнесены к техногенным. В настоящее время в ближайшей окрестности WIPP установлено пять сейсмологических станций, а также ряд более удаленных станций в пределах Дэлаверского осадочного бассейна. С помощью сети этих станций установлено, что в 2005 г. в радиусе 300 км от WIPP было зарегистрировано 203 сейсмических события. Наиболее сильное из них с магнитудой 3,8 произошло 19 декабря 2005 г в 85 км к северо-востоку от WIPP. Ближайшее к WIPP землетрясение с магнитудой 0,9 произошло примерно в 46 км к северо-востоку [5]. Таким образом, в первом приближении с годами вырисовывается картина неуклонного стягивания «кольца» вызванной сейсмичности к зоне “ПЯВ «Гном» – WIPP”, что, несомненно, отразилось на режиме подземных вод и флюидодинамических систем Дэлаверского осадочного нефтегазоносного бассейна.

***Особенности гидрогеологического мониторинга.*** Как показано в [1], над толщей соленосных пород формации Саладо, включающей полость ПЯВ «Гном» и WIPP, расположено четыре водоносных горизонта: на контакте формаций Саладо и Растлер, в пластах доломитов Кулебра и Магента, а также в породах формации Дьюи. В районе WIPP для геологических и гидрогеологических целей пробурено 112 скважин [6]. Первые две гидрогеологические скважины AEC- 7 и 8, вскрывшие формацию Саладо (рисунок 1), были пробурены здесь в 1972 г. Всего насчитывается 63 таких скважины. С 1977 г. гидрогеологические наблюдения проводятся несколькими организациями по программам WQSP (WATER Quality Sampling Program) и WLMP (Water Level Monitoring Program). Программы сфокусированы в основном на изучении водоносных горизонтов Кулебра и Магента и в меньшей мере – на изучении подземных вод формации Дьюи. 35 гидрогеологических скважин вскрыли только кровлю пород формации Саладо и предназначались для наблюдения за режимом вод в доломитах Кулебра или на контакте с формациями Растлер и Саладо [6]. Лишь в скважине WIPP-29 формация Саладо отперфорирована на глубине 65,8 – 76,2 м. Таким образом, гидрогеологические особенности соленосной толщи пород формации Саладо, вмещающей WIPP, практически не изучены [7, 8]. Проведение наблюдений внутри пласта каменной соли необходимо, что наглядно продемонстрировал опыт бурения в центре площадки WIPP скважины ERDA-9 (рисунок 1, правая врезка).

В 1975 г. с глубины 836 м (2711 футов) из этой скважины под большим давлением вырвались наружу высоконапорные рассолы, насыщенные токсичным легко воспламеняемым сероводородом, что по-

служило толчком к изучению природы этого явления [11]. В 1995 г. в вентиляционной шахте WIPP, пройденной в терригенных породах формации Санта-Роза, на глубине 25 м впервые отмечено появление воды, связываемое с деятельностью WIPP. В 1996 г. здесь были установлены три скважины и двенадцать пьезометров и проводился контроль за поведением этих вод.




1 - эпицентр ПЯВ «Гном»; 2 - скважины с техногенными радионуклидами в подземных водах: тритием (указана концентрация pCi/l слева), тритием и цезием-137 (указана их концентрация соответственно в числителе и знаменателе справа); 3 - современный ореол распространения радионуклидов ПЯВ «Гном» в подземных водах по данным скважин; 4 - граница радиоактивного загрязнения подземных вод доломитов Кулебра через 1000 лет по результатам численного моделирования такого процесса с использованием программы MODFLOW-2005 (Harbaugh, 2005) [9]; 5 - значения коэффициента фильтрации доломитов Кулебра; 6 - вероятность радиоактивного загрязнения (%) [9]. Врезки: слева – карта новообразованных разломов в зоне ПЯВ «Гном» [10]; справа – скважины на площадке WIPP.

*Рисунок 1. Фактический и моделируемый ореолы распространения техногенных радионуклидов ПЯВ «Гном» в массиве горных пород [Голубов Б.Н.]*

В методическом отношении выполненные гидрогеологические наблюдения в районе WIPP характеризуются следующими тремя упущениями:

1) традиционно исследования проводятся в отрыве от оценки влияния гидрогеологической обстановки в зоне ПЯВ «Гном»;

2) исследования исходят, как правило, из того, что потоки подземных вод в доломитах Кулебра и Магента ограничены плоско-параллельными поверхностями напластования, что характерно для классической схемы артезианского бассейна, разделяемого на водоносные и водоупорные горизонты. Сделанные допущения при численном моделировании движения подземных вод обычно приводят к выводу о надежной защите WIPP от внедрения вод из горизонтов Кулебра и Магента. Однако данные натурных наблюдений указывают на то, что движение подземных вод здесь определяется сложной системой трещин. Под воздействием техногенных нагрузок Дэлаверский артезианский бассейн в районе ПЯВ «Гном» – WIPP преобразован в гидрогеологический массив, в соленосной толще которого возник искусственно созданный каскад новообразованных базисов дренажа потоков подземных вод на трех основных уровнях глубин: ~540 м (где проводилась шахтная добыча калийных солей), ~ 360 м (где в 1961 г. возникла полость ПЯВ «Гном»), ~660 м (где с 1999 г. эксплуатируются камеры WIPP). Тем самым нарушена внутренняя защищенность соляного массива от его обводнения;

3) исследования опираются на ошибочное представление о том, что пласты каменной соли являются практически непроницаемыми, в них отсутствуют мигрирующие воды. Исключением служат мелкие пузырьки воды (инклюзии), которые рассматриваются как запечатанные реликты морских вод пермского возраста. Инклюзии якобы позволяют определить скорость, с которой вода, насыщенная радионуклидами, может мигрировать сквозь толщу каменной соли. Отсюда следует, что вода окажется непременно в ловушке, а проницаемость каменной можно считать практически нулевой. Считается также, что каменная соль не только пластична и способна к самозалечиванию возникающих нарушений, но обладает также высокой теплопроводностью, позволяющей размещать в ней высокоактивные РАО. Однако, как показывает опыт бурения скважины ERDA-9 и факты аварийных ситуаций на других подземных хранилищах РАО в соленосных толщах, выше описанные предположения неприменимы к формации Саладо, хотя бы потому, что эта формация хранит следы растворения каменной соли, разгрузки линз высоконапорной рапы и других флюидодинамических процессов. В частности, в [12] утверждается, что почти половина объема каменной соли формаций Саладо и Кастилья была замещена в геологическом прошлом продуктами её растворения в виде рапы, которая поступала с глубины по вертикальным брекчированным горным породам. Интенсивность такого выщелачивания оценена в 4,7 млн. т. соли в год и, как полагает автор [12], процесс продолжается в настоящее время и может представлять угрозу для WIPP. Следует отметить, что в 1980-е годы предложенная точка зрения столкнулась с критикой, которая сводилась к тому, что глубинное выщелачивание проявлялось лишь в геологическом прошлом, и следы его современной активности отсутствуют вблизи WIPP [13, 14]. На этом основании делался

вывод о непроницаемости солей формации Саладо и надежности WIPP, которому противоречит не только аварийный выброс высоконапорной рапы из скважины ERDA-9 в 1975 г, но и открывшиеся позднее обстоятельства. В связи с этим ниже рассмотрены особенности состава, возраста, движения потоков и колебаний уровней подземных вод, которые в сочетании с данными структурной геологии дают ключ к пониманию динамики карстовых процессов в районе "ПЯВ «Гном» – WIPP".

***Геохимия, возраст и движение подземных вод.*** Процесс галогенеза обеспечил формирование в осадочном чехле эвапоритоносного Дэлаверского осадочного бассейна двух основных типов подземных вод: а) седиментогенные рассолы (производные от поверхностной рапы); б) рассолы и воды выщелачивания (продукты растворения пород эвапоритовых формаций Саладо и Кастилья. То, что подземные воды в районе WIPP представляют собой смесь первичных вод древнего эвапоритового бассейна, небольшого количества кристаллизационной воды минералов гипса, а также атмогенных (метеорных) вод, установлено по содержанию дейтерия и кислорода-18 в подземных водах [15 ]. Отсюда возник вопрос об источниках метеорных вод, важный для обеспечения надежности WIPP. Первоначально предполагалось, что эти воды поступают со стороны рифа Капитан из Карлсбадских карстовых пещер. Однако из-за значительного удаления WIPP от этих пещер, была выдвинута гипотеза о чрезвычайно медленном, в масштабах геологического времени, продвижении метеорных вод от рифа Капитан на север. Более детально схема движения подземных вод в районе WIPP в горизонтах доломитов Магента и Кулебра приведена в [16] на основе анализа изотопных соотношений $\delta D/\delta^{18}O$, $^{234}U/^{238}U$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{18}O/^{16}O$, концентрации трития, а также по данным скважинных наблюдений. Была выявлена гидравлическая связь этих горизонтов. Оказалось, что потоки подземных вод в них направлены в разные стороны: в доломитах Магента - к западу, а в доломитах Кулебра - к югу. Различие направлений потоков подземных вод в [16] объяснено неравномерным развитием вторичных процессов образования гипсов и ангидритов в разных частях разреза формации Растлер. Следы выщелачивания гипсов характерны и для формации Тамариск. Подмечено, что содержание гипсов и ангидритов возрастает на участках повышенной трещиноватости доломитов, что, вероятно, отражает вторичные изменения горных пород зияющих трещин и карстовых каналов под влиянием жильных вод. Установлено также, что по мере удаления от WIPP на восток изотопный состав вод на контакте формаций Растлер и Саладо последовательно отклоняется от типичного состава метеорных вод, но причины и механизм «изотопного сдвига» в не объяснены. Представляется, что такой сдвиг обусловлен тем, что по мере удаления от зоны ПЯВ «Гном» трещиноватость массива горных пород к востоку и северо-востоку от WIPP снижается и соответственно исчезает возможность смешивания первичных вод доломитов Магента и Кулебра с поверхностными водами.

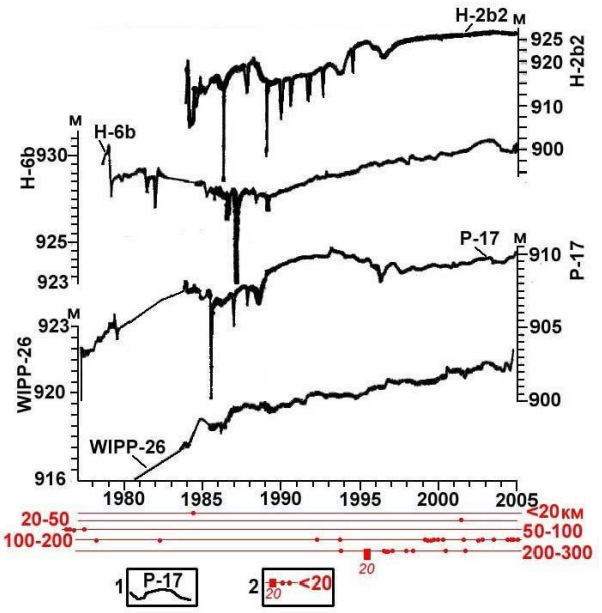
В [16] в окрестности WIPP выделено четыре геохимические фации подземных вод доломитов Кулебра. Непосредственно над WIPP и в его окрестности радиусом от 1,5 до 5,0 км породы характеризуются переменной водопроводимостью, воды насыщены в основном NaCl (зона C). Над юго-восточным углом WIPP залегают воды, в которых наряду с NaCl содержится MgCl (зона A). В обрамлении гидрохимических зон A и C доломиты Кулебра обладают аномально высокой водопроводимостью и насыщены в основном $CaSO_4$ (зона B) или KCl-NaCl (зона D). Из проведенного районирования следует, что породы на контакте формаций Растлер и Саладо в пространстве между объектами «Гном» и WIPP отличаются «аномально высокой водопроводимостью». Странно, что эту важную особенность исследователи США не принимают в расчет при оценке надежности WIPP.

В [16] приведена также оценка времени жизни подземных вод в доломитах Кулебра на основании анализа концентраций $^{3}H$ и $^{14}C$, показавшая, что возраст этих вод не древнее позднего плейстоцена. При этом отмечено, что полученный результат осложнен наложенными эффектами смешения вод разных уровней. Сравнивая изотопный состав подземных вод в скважинах WIPP-27 и H-6. Обращается внимание на очень высокое содержание трития в скважине WIPP-27, равное шести единицам (6 TU), а также на значительные расхождения в оценке возраста подземных вод по тритию и радиоуглероду. Изучено также распределение возраста подземных вод с глубиной по девяти скважинам. Оказалось, что в интервале глубин до 91,4 м (300 футов) их возраст омолаживается от 15 до 12 тыс. лет, в интервале 91,4 – 106,7 (300 - 350 футов), напротив, старее до 16 тыс. лет, а в интервале ниже 106,7 м - вновь омолаживается до 15 тыс. лет. Причины инверсии возраста подземных вод с глубиной в [16] связывается с резкими изменениями опреснения этих вод на границе фациальных зон, а также с вертикальным потоком вод в постплиоценовое время.

Исследования [16] важны тем, что приведенные в ней геохимические признаки гидравлической связи водоносных горизонтов разных уровней не оставляют сомнения в том, что в районе WIPP Дэлаверский артезианский бассейн преобразовался в гидрогеологический массив, в котором движение подземных вод определяется не напластованием пород, а их трещиноватостью. Следует отметить, что, по мнению, изложенному в [32], вывод о древнем возрасте «ископаемых» подземных вод в районе WIPP не согласуется с тем, что здесь присутствуют внутрислоевые воды карстовых пещер, связанные с

дневной поверхностью. Кроме того, по мнению автора данной статьи, Ламберт не учитывает, что повышенные концентрации трития в скважине WIPP-27, расположенной в западине рельефа Нэш Дроу, могут быть обусловлены примесью радионуклидов ПЯВ «Гном» [17, рисунок 2]. То-есть, в водах этой скважины следует различать две генетические разновидности трития: природный и техногенный, не разделив которые в [16] получена ложная оценка возраста подземных вод по тритию и расхождение датировок по тритию и радиоуглероду.

В [9] вопрос о надежности WIPP рассмотрен в связи с обстановкой в зоне ПЯВ «Гном». Основой послужило обобщение результатов обследования этой зоны в 1963, 1966, 1971 и 1996 гг. с помощью трассирующих радионуклидов (тритий, $^{90}Sr$, $^{131}I$ и $^{13}Cs$), которые, по мнению авторов [9], находились в непосредственном контакте с водоносным горизонтом доломитов Кулебра. Особо важно, что в 1996 г. отмечено повышение активности трития, но причины этого явления в [9] не раскрыты, предполагается, что полученный результат связан с несовершенством методики измерений. Проведено моделирование движения подземных вод в доломитах Кулебра в предположении, что слой подземных вод является плоскопараллельным и ограничен поверхностями напластования. Результаты моделирования сводятся к тому, что радионуклиды ПЯВ «Гном» с подземными водами горизонта Кулебра достигнут реки Пекос примерно через 1000 лет. Намечен мониторинг расползания радионуклидов с помощью куста из двенадцати наблюдательных скважин, расположенного к юго-западу от эпицентра ПЯВ «Гном». При этом в [9] признается, что достоверные сведения о фильтрационных параметрах зоны ПЯВ «Гном» отсутствуют, и поэтому влияние зоны ПЯВ на движение подземных вод является неопределенным. Как следует из [9], возможность миграции радионуклидов ПЯВ «Гном» в сторону WIPP исключается на основании ошибочного допущения о плоскопараллельности потока подземных вод в доломитах Кулебра [18]. Не учтено также, что фильтрационные характеристики этих доломитов не остаются постоянными во времени. Серия экспериментов по нагнетанию воды в скважины H-11b1, H-11b2 и H-11b3 показала, что с 1983 г. по 1984 г. водопроводимость доломитов Кулебра заметно возросла [19]. Представляется, что это указывает на геодинамическую нестабильность массива горных пород в районе WIPP, т.е. в [9] игнорируются «встречные» возмущения режима подземных вод, спровоцированные, с одной стороны, взрывными и поствзрывными дислокациями недр в зоне воздействия ПЯВ «Гном», а с другой, - техногенными нагрузками на массив горных пород вблизи WIPP. Поэтому сомнительна и смоделированная картина весьма медленного просачивания радиоактивных вод вдоль горизонта Кулебра, которая, как выясняется, противоречит реальным особенностям поведения этих вод, а также факту появления техногенных радионуклидов в подземных водах вблизи WIPP (рисунки 1, 2).




1 - номер скважины; 2 - землетрясения с указанием их удаленности от эпицентра ПЯВ «Гном» (км) и числа (курсив). Скважина WIPP-26 расположена в котловине Нэш Дроу; скважина P-17 – южнее WIPP (между ним и ПЯВ «Гном»); скважина H6b – севернее WIPP; скважина P2b-2 – вблизи WIPP

*Рисунок 2. Графики колебаний уровня подземных вод в горизонте трещиноватых доломитов Кулебра с 1977 по 2004 г. по скважинам в окрестности WIPP в сопоставлении с данными о сейсмичности региона [Б.Н. Голубов по данным [8],* http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/*]*

***Колебания уровня подземных вод.*** Изменения колебаний уровня подземных вод в доломитах горизонта Кулебра по трем скважинам в окрестности WIPP (рисунок 2) можно разделить на три периода: 1977 - 1984; 1984 - 1989 и 1989 - 2004 г. В 1977 - 1984 гг. процесс не был синхронным: уровень в одной скважине снижался, а в двух других - повышался. В период 1984 - 1989 гг. характер изменения уровня подземных вод был знакопеременным. После 1989 г. вплоть до 2004 г. во всех скважинах наблюдался в целом подъем уровней, осложняемый иногда резким снижением на величину до 2 м. Такое снижение особенно отчетливо проявилось в период с 1990 г. по 1994 г. в скважине H-2b2; в 1996 г - в скважине P-17, а в 2003 - 2004 гг. - во всех скважинах, хотя и не со столь большой амплитудой. Нелинейный характер колебаний уровня подземных вод в доломитах Кулебра, как отмечено в [8], обусловлен двумя причинами: до 1989 г. - сооружением WIPP, а с 1989 по 1996 гг. - интенсивными испытаниями скважин. В 1997 г. испытания были прекращены и возобновлены вновь в 2003 г. Свой вклад в спектр этих колебаний вносили также нагнетательные скважины для добычи рассолов, а также нефтегазодобы-

вающие скважины, вскрывшие подсолевые горизонты. Авторы [8] полагают, что общий подъем уровня подземных вод после 1989 г. соответствует росту количества дождевых осадков. Однако выпадение осадков неодинаково отзывалось на поведении подземных вод в доломитах Кулебра в разных скважинах. Так, в скважине Е-4 суточный график колебаний уровня подземных вод почти в деталях повторяет ход выпадения дождей, а в скважине WIPP-26 (рисунок 1) влияние дождей практически не проявилось. Представляется, что наблюдаемые с 1984 г. импульсы резкого снижения уровня подземных вод в горизонте Кулебра отражают не только динамику дождевых осадков, но и вертикальное дренирование подземных вод этого горизонта по трещинам и карстовым пустотам. Такие импульсы, вероятно, неоднократно возникали задолго до 1984 г. и могли быть вызваны воздействием ударных волн ПЯВ «Гном», его афтершоков и последующих подвижек недр в зоне этого ПЯВ. Судя по амплитуде таких импульсов и их распределению во времени, процесс вертикального дренирования подземных вод под горизонт Кулебра можно разделить на две основные стадии: до и после 2003 г. До 2003 г. дренирование имело прерывистый характер, осуществлялось, вероятно, в виде медленного диффузного просачивания подземных вод, которое лишь эпизодически сменялось мгновенными прорывами, способными проникнуть в толщу каменной соли формации Саладо. С 2003 г. дренирование стало обретать признаки стационарного режима непрерывно нисходящего потока подземных вод, что возможно в условиях увеличения сечений каналов дренирования и возросшего объема вновь образованных принимающих карстовых пустот. Особенности распределения трещин, зон выщелачивания и повышенной проницаемости доломитов Кулебра убедительно раскрыты в [20]. Постепенное изменение структуры пород, образование карста и влияние на хозяйственную деятельность может быть проиллюстрирован примером плотины Макмиллан на реке Пекос (севернее г. Карлсбада). Ее плечи были врезаны в 1893 г. в гипсы и ангидриты. До сооружения плотины какие-либо пещеры в её основании отсутствовали, но спустя 12 лет, подпираемое плотиной водохранилище было сдренировано по вновь образованным пещерам [21].

Не исключено, что подобная судьба уготована и WIPP с его огромным количеством РАО. Вопрос об активности приповерхностного вертикального и глубокого латерального внутрислоевого карста, является одним из болевых в оценке надежности WIPP. Опасение состоит в том, что в пустотах массива каменной соли формации Саладо уже сформировались скопления подземных вод, внезапные прорывы которых могут угрожать WIPP в обозримой перспективе. Однако процессы карстования и обводнения пласта каменной соли здесь не отслеживаются и вопрос об активности приповерхностного вертикального и глубокого латерального внутрислоевого карста пока не имеет однозначного решения. Следовательно, беспечность относительно «мнимых опасений» назревающей угрозы является неоправданной.

***Динамика вертикального и внутрислоевого карста.*** В Дэлаверском осадочном бассейне широко развиты различные формы карбонатного, сульфатного и соляного карста, особенности которого в районе WIPP наиболее полно отражены в [18, 21 - 28]. Множество разнообразных форм карста откартировано в котловине Нэш Дроу, где эрозией вскрыты верхние горизонты формации Растлер [27]. Погребенный карст изучается здесь комплексов геофизических методов - гравиметрия, магнитотеллурическое зондирование, сейсморазведка и др. [26]. Исследователи сходятся в том, что в этой котловине, действительно, поверхностные воды частично дренируются на глубину по карстовым воронкам сквозь доломиты Кулебра. Но на восточном борту этой котловины, т.е. вблизи WIPP, активность карстовых процессов не столь очевидна. Поэтому в оценке опасности активизации карста и существования вблизи WIPP «подземных рек» наметилось две точки зрения. Сторонники первой из них полагают, что открытый вертикальный карст в ближней окрестности WIPP отсутствует, а воды, дренируемые из котловины Нэш Дроу, практически не угрожают WIPP [8]. Проведенные ими численные расчеты скорости латерального растворения гипсоносных и соленосных горных пород показали, что фронт такого растворения достигнет западной стенки WIPP примерно через 225 тыс. лет, т.е. WIPP безопасен, поскольку нормативное время надежности подземного хранилища РАО в 10 тыс. лет, определяемое законодательством США, намного превышено. Пренебрежимо мал, по их мнению, и эффект вертикального растворения соленосной толщи пород вблизи WIPP, который может быть спровоцирован разгрузкой высоконапорной рапы при бурении глубоких скважин севернее WIPP (например, в скважинах WIPP-12 и ERDA-6 – рисунок 1). При этом в [8] не исключается, что внутрислоевой соляной карст с его способностью обеспечивать транспорт флюидов представляет для WIPP угрозу. Этот вид карста формируется скрытым образом, быстро проникает на большую глубин (свыше 1000 м), широко распространен в рассматриваемом районе, но выявляется с трудом и поэтому особо опасен.

Вторая точка зрения состоит в том, что нисходящие потоки подземных вод активизируют не только вертикальный, но и латеральный внутрислоевой соляной карст и скопившиеся в его пустотах, способны к внезапной разгрузке в шахтах WIPP [21, 25, 28]. Эта точка зрения опирается на данные о множестве форм поверхностного карста в котловине Нэш Дроу, о замкнутых понижениях рельефа на её восточном борту вблизи WIPP, о скрытом карсте, обусло-

вленном выщелачиванием пород формации Растлер и др. Например, откачка из скважины DOE-2 в северной части WIPP (рисунок 1) привела к падению уровня воды в скважине WIPP-13 на удалении 1475 м, отозвалась и в скважине H-6, удаленной на 3100 м. Гидравлическая связь подземных вод доломитов Кулебра установлена также между скважинами (рисунок 1, врезка) H-3 DOE-1 и H-11 в южной части WIPP, между скважинами H-15, H-17, P-17 в его юго-восточной части, а также между скважинами H-4, H-12, H-14, P-15 и P-18. Провалы инструмента, потеря керна и поглощение бурового раствора отмечены при проходке доломитов Магента в скважинах H-7, H-11b3, H-3b3, H-1, WIPP-19, WIPP-12, DOE-2, WIPP-34, H-16, H-18 и WIPP-33. При проходке доломитов Кулебра подобные явления отмечались при бурении скважин H-11b3, H-3b3, P-1, H-14, H-15, H-18, P-12, WIPP-13, WIPP-11, DOE-2, WIPP-34 и WIPP-14. Следы выщелачивания горных пород (без потери керна) отмечены в Сорок девятом горизонте в скважинах ERDA-9, WIPP-18, WIPP-19, WIPP-21, WIPP-22 и WIPP-13. В ангидритах горизонта Тамариск поглощение бурового раствора наблюдалось в скважинах H-1, H-3b3, ERDA-9 на глубинах от 196 до 213 м, всего в 2 – 7 м над горизонтом Кулебра. Следы выщелачивания пород этого горизонта отмечены в вентиляционной шахте WIPP и других его горных выработках, протягивающихся от скважины ERDA-9 на север (WIPP-21, WIPP-22, WIPP-19) и северо-запад (H-18, WIPP-13 и H-6). Каверны известны также в озерных отложениях формации Дьюи [25]. Опираясь на эти факты, сторонники второй точки зрения подчеркивают ошибки своих оппонентов в истолковании особенностей растворимости пород формации Растлер, а также природы скоплений глыб гипсов и ангидритов в её разрезе, обусловленные недооценкой активности латерального карста. Отмечены, в частности, три воронки в рельефе около скважины WIPP-33, которые практически мгновенно поглощают в себя ливневые стоки. Кроме того, в этой скважине выявлены следы внутрислоевого карста, проникающего под формацию Растлер [21]. Показательны также локальные отрицательные аномалии гравитационного поля в окрестности скважин WIPP-14, WIPP-13, H-3 и WIPP-33, которые свидетельствуют о наличии погребенных карстовых пустот или низкой плотности рыхлых пород, заполняющих их. Пещера, вскрытая скважиной WIPP-33 в 840 м западнее WIPP, оказалась заполненной водой. WIPP-33 вскрыла пять каверн: четыре в формации Растлер (по две в доломитах Магента и в гипсах Сорок девятого горизонта) и одну в формации Дьюи [25]. Интересна также скважина WIPP-14, которая пробурена в понижении рельефа диаметром около 200 м и глубиной 3 м. Её керн и каротажные диаграммы задокументировали каверны и выщелоченные породы на нескольких уровнях.

Следует признать, что представление об активности внутрислоевого соляного карста все еще не определяет стратегию EPA в деле защиты WIPP, что следует, в частности, из [26]. В [25] приведены результаты 27 гидрогеологических испытаний скважин в радиусе 2,5 км от WIPP, из которых шесть испытаний указывают на дренирование подземных вод из доломитов Кулебра лишь по трещинам, но не по карстовым пустотам. Поэтому, как отмечено в [25], Департамент энергии США не проявляет интерес к карсту. Однако, в действительности, внутрисолевой скрытый карст обнаруживается не просто. Поэтому порой кажутся довольно убедительными формальные оценки малой вероятности его развития, подкрепляемые не результатами изучения поведения каменной соли in-citu, а на её образцах в лабораторных условиях. Этому же способствуют результаты численного моделирования потока подземных вод в доломитах Кулебра с использованием средств машинной графики, которые якобы свидетельствуют о надежности WIPP и невозможности дальней утечки из него РАО в обозримой перспективе [9, 29]. Являясь внешне эффектными, такие построения все же далеки от реальности, поскольку не учитывают динамику геологических процессов в районе WIPP и базируются на ошибочных допущениях.

Хорошо известно, что соляной карст – это активный быстро протекающий коварный процесс, который не поддается пока точному прогнозу и принимает подчас катастрофический характер, в чем убеждает гибель многих шахт по добыче каменных и калийных солей. Обводненная трещина в соляном пласте формации Саладо, к которой Департамент энергии США опрометчиво не проявляет интереса, в обозримой перспективе может превратиться в обширную каверну со значительным объемом скопившейся в ней воды. Как справедливо отмечено в [21], из того факта, что скважины не подсекли внутрислоевой карст около WIPP, не следует, что его там нет. В связи с этим выполнена оценка поведения единичной радиальной трещины, возникшей в результате ПЯВ «Гном» вблизи основания его очаговой полости и направлена в сторону WIPP. После обводнения вода из полости проникла в эту трещину и по мере растворения каменной соли расширила и удлинила трещину, приближая её к WIPP. Как скоро вода, насыщенная радионуклидами ПЯВ «Гном», достигнет WIPP, если длина трещины с учетом её извилистости равна 10 км? Из опыта создания выработок-емкостей в соленосных толщах методом размыва известно, что скорость растворения каменной соли изменяется от 1,2 до 0,15 м/сут. Отсюда следует, что фронт такого растворения достигнет WIPP через 22,8 - 182,6 лет. Т.е. характерное время миграции радионуклидов ПЯВ «Гном» к шахте WIPP исчисляется десятками лет и ожидаемое время их появления в шахте приходится на 1994 – 2144 гг. Фактически, как будет показано ниже, радионуклиды ПЯВ

«Гном» достигли WIPP к 1996 г., что может служить симптомом ожидаемого обводнения WIPP.

**Проблема надежности и ожидаемого обводнения WIPP**

В сентябре-декабре 1998 г. автор данной статьи собрал в США сведения о программе промышленных ПЯВ Плаушер (Plowshare). Поездка оказалась возможной благодаря финансовой поддержке Фонда Макартуров и гостеприимству Флоридского государственного университета, особенно его профессоров Уильяма Барнетта, Джона Винчестера, а также работников университетской библиотеки имени Поля Дирака. Неоценимую помощь в сборе материалов оказали сотрудники Института проблем энергии и охраны окружающей среды (Institute for Energy and Environmental Research, IEER), возглавляемого профессором Аржун Макиджани, а также специалисты других учреждений.

При анализе особенностей ПЯВ «Гном» возник вопрос о воздействии его ударных волн на карстовые пещеры в рифогенных известняках массива Капитан. Поскольку в открытых публикациях эта тема не затрагивалась, были направлены соответствующие запросы в научный отдел Национального парка «Карлсбадские карстовые пещеры» и в Центр охраны окружающей среды университета штата Нью-Мексико. Научный отдел Национального парка не откликнулся, а директор Центра профессор Марша Конли помогла наладить контакт с геофизиком Лаборатории Сандиа доктором Венделлом Вертом, участвовавшим в проведении ПЯВ «Гном» и ряда других ПЯВ на полигонах Невада, Амчитка. С 1975 г. В. Верт связал свою творческую деятельность с WIPP [30], был озабочен оценкой последствий ПЯВ «Гном» и возможной угрозой надежности WIPP. Вместе с этим исследователем автор осмотрел район эпицентра ПЯВ «Гном» (где установлен памятный знак), спустился в шахту WIPP и ознакомился с технологической схемой загрузки РАО. Удалось посетить также Карлсбадские карстовые пещеры и убедиться, что найти следы воздействия ударных волн ПЯВ «Гном» и обрушения сводов множества этих огромных пещер непросто. Обсуждая с В. Вертом результаты рекогносцировки, автор высказал мнение о том, что хранилищу может оказаться ненадежным из-за затопления его подземными водами вышележащих горизонтов. «Крамольную» точку зрения (оставались считанные месяцы до официального открытия WIPP) автор обсудил в Карлсбаде на семинаре сотрудников профессора Марша Конли, с главным инженером WIPP Норбертом Ремпе (N.T. Rempe), а, наконец, в Ричмонде с сотрудниками Геологической службы США Уильямом Лэйтом (William Leith) и Родом Мацко (Rod Matsko). В архивах Геологической службы США удалось установить, что при проектировании WIPP отдельные геологи США настаивали на необходимости считаться с изменчивостью состояния недр в зоне ПЯВ «Гном». Однако во множестве публикаций, рекламных проспектов и отчетов, касающихся WIPP, объект «Гном» не упоминался или оставался в тени. Позднее этот неудавшийся ПЯВ был практически предан забвению, и хотя регулярное обследование радиационной обстановки в его зоне продолжалось, но оно проводилось в отрыве от деятельности WIPP.

***Возможные сценарии аварийной утечки радионуклидов WIPP.*** Многоступенчатая процедура регулярного обследования WIPP, проводимого каждые пять лет, не выявила пока каких либо отклонений в деятельности WIPP от Сертификата соответствия (ССА) [31] и других законодательных и нормативных актов США. Несмотря на это, Комитет по надзору за деятельностью WIPP (Committee on the WIPP) рекомендовал организовать здесь мониторинг таких потенциально опасных процессов, как: а) миграция рассолов и увлажнение WIPP; б) генерация газов в камерах WIPP (в основном водорода, углекислого газа и метана) в результате процессов радиолиза, окисления металлов, деятельности бактерий и т.д.; в) деформация и напряженное состояние камер WIPP; г) расширение объема магниевой пробки (MgO), размещаемой над бочками РАО, которая способна к поглощению воды. Кроме того, определена опасность бурения вблизи WIPP нефте- и газодобывающих скважин, а также проходки горных выработок для добычи калийных солей, что чревато образованием в формации Саладо скоплений высоконапорных флюидов и их внедрением в камеры и шахты WIPP [32].

Судя по ряду других работ, в сценариях утечки радионуклидов из WIPP исследователи предлагают учитывать также: а) неоднократное растворение и выщелачивание соленосных толщ в геологическом прошлом; б) современную активность провальных воронок и вертикальных труб брекчирования пород; в) запечатывание высоконапорной рапы в солях линз и прослоев, особенно в формации Кастилья; г) тектонический региональный наклон водоносных горизонтов к северо-востоку в сторону рифа Капитан; д) блоковое строение массива горных пород, выявленное по данным сейсморазведки МОВ; е) микроскладчатость слоев формации Кастилья, которая возникла предположительно в позднем кайнозое; ж) изостатические подвижки каменной соли, которые оказались наиболее активными около 2 – 6 млн. лет назад в конце плиоцена-начале плейстоцена. Перечисленные факторы, как правило, не принимались в расчет на совещаниях разных лет по обеспечению безопасности WIPP. Исключение составляет выступление доктора Венделла Верта [33], в котором отмечено «возможное, но неизвестное» влияние зоны ПЯВ «Гном» на WIPP. Однако эта точка зрения не была учтена в рекомендациях совещания, а позднее, на другом более крупном совещании в Карлсбаде в мае 1983 г. о возможном влиянии ПЯВ не упоминалось [14].

Следуя рекомендациям проводимых совещаний по обеспечению безопасности WIPP, исследователи, как уже отмечено, сосредоточили свои усилия на детальном изучении режима водоносных горизонтов в доломитах Кулебра и Магента, которые залегают над WIIP. Это, привело к перекосам в понимании особенностей дальней миграции радионуклидов ПЯВ «Гном», как показателя назревающего обводнения толщи каменной соли формации Саладо вблизи WIPP.

***О парадоксе радиоактивного загрязнения подземных вод вблизи WIPP.*** На WIPP организована совершенная технология доставки и загрузки контейнеров РАО, которая практически полностью исключает возможность утечки радионуклидов в окружающую среду и опасность облучения персонала. По состоянию на 2008 г. за 9 лет эксплуатации WIPP в него загружено более 250000 бочек или 53285 куб. м. трансурановых РАО. При этом, по заявлениям руководства WIPP, здесь не зафиксировано ни одного случая утечки РАО, ни облучения персонала [34, 35]. Однако проблема безопасности заключается в том, что даже такой технологии не подвластен режим геологических процессов и подземных вод в массиве горных пород WIPP, и поэтому она не гарантирует надежность захоронения РАО в обозримой перспективе.

Примечательно, что в 1988 г., когда в WIPP еще не загружались РАО, в скважинах H-5, DOE-1 и H-11 (рисунок 1) в подземных водах доломитов Кулебра был обнаружен техногенный радионуклид Cs-137 , активность которого составляла от 3 до 5,1 pKu/l. Кроме того, были зафиксированы следы Am-241 и Pu-239+240 в скважинах H2, H3, H5, H8, H9, H11, DOE-1, P14, P17, W26, W29 и др. [36]. В [36] отмечено, что в 1983 г. Мерсер обнаружил наличие техногенного Sr-90 в одной из скважин в 7 милях к ЮЮЗ от WIPP. Наличие техногенных радионуклидов в подземном пространстве WIPP, особенно Cs-137, казалось тогда странным, не получило внятного объяснения и было расценено как артефакт. В наши дни не вызывает сомнения, что «WIPP уже загрязнен небольшим количеством в основном долгоживущих низкоактивных альфа-излучающих радионуклидов, которые, если верить администрации WIPP, хорошо изолированы от биосферы». Кроме того, скважинами вблизи WIPP вскрыты подземные воды, содержащие техногенные радионуклиды трития, $^{90}Sr$, $^{131}I$, $^{137}Cs$., содержание которых, например, трития, с годами возрастает [9]. Следует отметить также, что в 2007 - 2010 гг. по сравнению с предыдущими годами в воздухе вытяжной трубы WIPP заметно возросла концентрация $^{239+240}Pu$ и $^{241}Am$ [5, 37]. В связи с этим возникают следующие вопросы: 1) откуда и как в условиях высочайшей культуры и безопасности загрузки контейнеров РАО техногенные радионуклиды проникают в подземные воды WIPP? 2) почему такие радионуклиды появились в этих водах задолго до загрузки РАО в камеры WIPP?

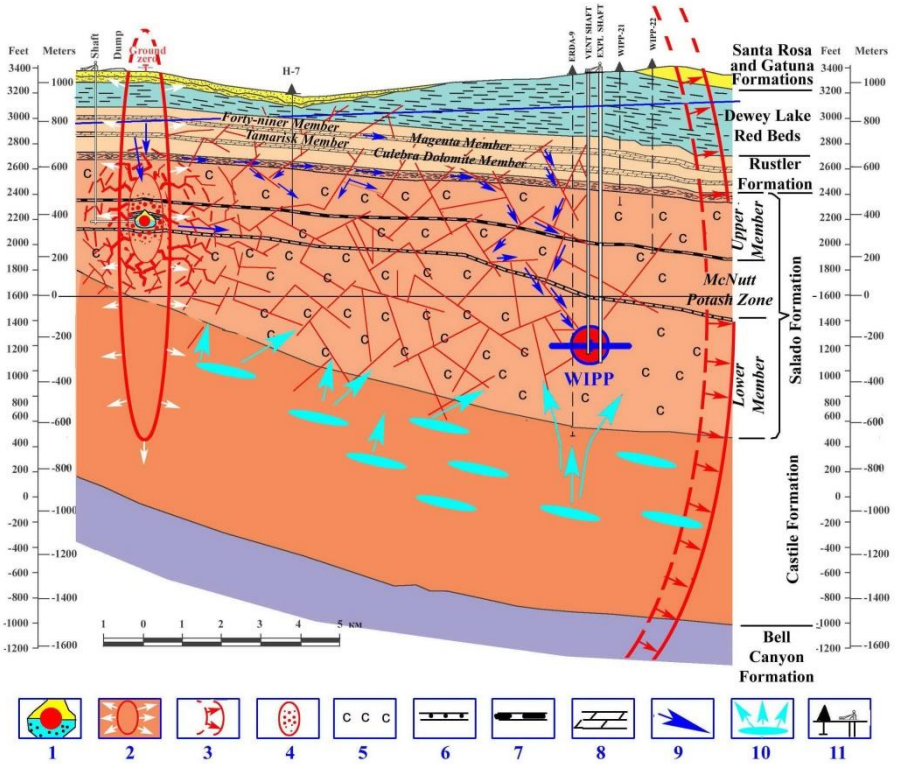
***Механизмы и сценарии ожидаемого обводнения WIPP.*** Как следует из обзора ситуации, методика обеспечения надежности WIPP базируется на представлении о том, что режим подземных вод в окрестности WIPP все еще остается естественным и соответствует классической схеме артезианского бассейна с его водоносными и водоупорными горизонтами, определяющими движение подземных вод в основном по латерали. Однако мощные техногенные нагрузки на недра Дэлаверского осадочного артезианского бассейна фактически превратили его в районе “ПЯВ «Гном» – WIPP” в гидрогеологический массив, в котором движение подземных вод уже не подчиняется целиком напластованию осадочных пород, а все более отчетливо регулируется их раздробленностью (рисунок 3).

В развитии техногенных нагрузок можно выделить два этапа: подготовительный и основной.

*Подготовительный этап* техногенной дестабилизации недр следует, по-видимому, отсчитывать с бурения артезианской скважины вблизи городка Артезия, когда в 1912 г случайно был получен приток нефти. Как и в соседнем штате Техас (где нефти и газ были обнаружены в 1902 г.), это повлекло экспансию нефтедобычи, темпы которой стали особо интенсивными с 1937 г. С 1931 г. вблизи Карлсбада началась также шахтная добыча калийных солей, а вскоре развернулось гидротехническое строительство на реке Пекос. Кроме того, недра региона испытывали отдаленное воздействие атомных взрывов, проводившихся, начиная с 1945 г., в пустыне Аламогордо на полигоне Невада.

*Основной этап* техногенной дестабилизации связан со временем проведения ПЯВ «Гном» в 1961 г. и отличается наиболее мощными техногенными нагрузками на недра, спровоцированными в рассматриваемом районе не только этим ПЯВ, но и проходкой горных выработок WIPP (рисунок 4). Опасность техногенного воздействия на массив горных пород WIPP, как отмечено в [33], связана с бурением множества скважин для добычи нефти и газа из формации Морроу с глубины от 396 м (13000 футов) до 457 м (15000 футов). Но эффект воздействия ПЯВ «Гном» и поствзрывных геологических процессов в его окрестности это совещание, как уже отмечено,

До тех пор, пока техногенные нагрузки на недра Дэлаверского осадочного бассейна отсутствовали или были незначительными, в нем сохранялось естественное движение подземных вод, определяемое в основном наклоном поверхностей напластования водоносных горизонтов, а также надежностью разделяющих их водоупоров.

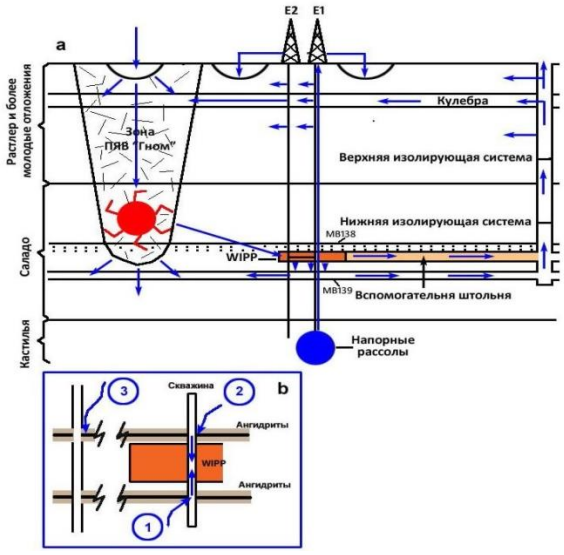



1 - точка взрыва, обводненная полость ПЯВ, а также зоны смятия, дробления и откольного разрушения горных пород; 2 - эпицентральная зона воздействия ударной волны ПЯВ; 3 - ближняя зона воздействия ударной волны ПЯВ; 4 - зона длительной гидротермальной активности ПЯВ; 5 - каменная соль. Маркирующие горизонты (6 - 8): 6 - песчаники; 7 - ангидриты; 8 - доломиты; 9 - направление движения и разгрузки подземных вод из горизонтов, залегающих выше WIPP; 10 - приток по трещинам, а также стволам и затрубному пространству скважин напорных подземных вод и рассолов из линз и слоев формации Кастилья и более древних толщ; 11 - шахты и скважины.

*Рисунок 3. Схема разрушения массива горных пород в зоне ПЯВ «Гном» и прогрессирующего обводнения подземного хранилища WIPP [Голубов Б.Н.]*

Но по мере неуклонного нарастания масштабов промышленного вмешательства в недра, особенно после ПЯВ «Гном» и сооружения WIPP, техногенные нагрузки на массив горных пород достигли критической величины, в результате чего движение подземных вод в районе “ПЯВ «Гном» – WIPP” регулируется в основном не столько напластованием пород и надежностью водоупоров, сколько развитием сетки трещин в массиве горных пород. В сочетании с первичными карстовыми кавернами и трубообразными телами брекчий постепенное развитие сети трещин уже привело к формированию в пространстве между зоной ПЯВ «Гном» и WIPP области повышенной проницаемости подземных вод [38]. Этот процесс усиливают и активные подвижки массива каменной соли формации Саладо, о чем свидетельствуют результаты геомеханических экспериментов, результаты которых приведены в [38].

Очевидно, что в обозримой перспективе все это ведет к преобладанию нисходящих по трещинам потоков подземных вод из формаций Растлер и Дьюи, а также к формированию более мощного флюидопроводящего канала между ПЯВ «Гном» и WIPP, что в итоге обусловит затопление WIPP.




Красный и синий круги – полость ПЯВ «Гном» и очаг концентрации высоконапорных рассолов, соответственно. Стрелками указано направление потоков подземных вод. 1 - внедрение напорных рассолов по трещинам гидроразрыва; 2 - трещины гидроразрыва заполненные рапой; 3 – трещины с рассолом в дефектных стволах скважин.

*Рисунок 4. К сценарию аварийной ситуации в массиве горных пород WIPP [Голубов Б.Н. на основе [32] (изображение внемасштабное)*

Не обладая данными добротного гидрогеологического и геодинамического мониторинга, трудно предвидеть, в каком режиме и с какой скоростью будут развиваться явления, чреватые утечкой РАО из WIPP. Следует, однако, быть готовым к тому, что такое обводнение может оказаться внезапным и аварийным, подобно тому, как это уже случалось на ряде соляных шахт в США и других странах [39].

**Выводы**

1. В массиве горных пород под полостью ПЯВ «Гном» сформировалась и сохраняет свою геодинамическую активность сеть трещин и каверн, развитие которой ведет к активизации соляного карста в формации Саладо и формированию более мощного флюидопроводящего канала, обеспечивающего приток подземных вод в шахты и камеры WIPP.

2. В обозримой перспективе WIPP может быть затоплен, что неизбежно приведет к утечке огромного количества РАО, если не будут приняты необходимые защитные меры.

3. Укоренившиеся методы обеспечения надежности WIPP нуждаются в ревизии, т.к. без достаточных на то оснований они игнорируют особенности коренных преобразований флюидодинамического режима Дэлаверского осадочного бассейна под воздействием неуклонно нарастающих техногенных нагрузок на его недра, особенно в зоне между ПЯВ «Гном» и WIPP.

4. Вопреки требованиям законодательства США, WIPP заведомо не обеспечит безопасность захоронения РАО на протяжении 10000 лет.

5. Проблема захоронения РАО в геологических формациях является тупиковой, что неизбежно ведет к отказу от экспансии атомной промышленности в её нынешнем виде.

**Рекомендации**

1. Провести ревизию укоренившейся методики гидрогеологического и инженерно-геологического обоснования надежности WIPP, которая игнорирует особенности техногенного преобразования водоносных и водоупорных слоев Дэлаверского осадочного артезианского бассейна в гидрогеологический трещиноватый массив.

2. Разработать и внедрить новые способы геодинамического и гидрогеологического мониторинга массива каменной соли формации Саладо в районе “ПЯВ «Гном» – WIPP” с использованием методов высокоточной электроразведки, сейсморазведки, геоакустики, деформометрии и изотопной геохимии.

3. Разработать и внедрить способы обнаружения и ликвидации скоплений подземных вод в новообразованных карстовых кавернах соленосной толщи пород формации Саладо на подступах к WIPP, особенно с юго-запада, со стороны полости ПЯВ «Гном».

4. Разработать план ликвидации аварийной утечки РАО из камер WIPP в случае их обводнения.

5. Пересмотреть сложившуюся стратегию накопления РАО и их захоронения в геологических формациях с учетом ненадежности WIPP и других подземных хранилищ.

**Литература**


1. Голубов, Б.Н. Предпосылки обводнения подземного хранилища радиоактивных отходов Waste Isolation Pilot Plant (WIPP), спровоцированного подземным ядерным взрывом «ГНОМ». Часть 1: Сведения об объектах / Б.Н. Голубов // Вестник НЯЦ РК, 2017. – настоящий выпуск.
2. Hill, C.A. Intrastratal karst at the WIPP site, Southeastern New Mexico / C.A. Hill // New Mexico Geological Society Guidebook, 57th Field Conference, Caves and Karst of Southeastern New Mexico, 2006. - P. 233 - 242
3. Голубов, Б.Н. Размышления над удивительной информацией «о геологических, экологических и политических аспектов захоронения ядерных материалов» / Б.Н. Голубов // Пространство и время, 2012. - № 2 (8) - С. 224 - 228.
4. Delaware Basin Monitoring Annual Report. - DOE/WIPP-07-2308. - Carlsbad Field Office Carlsbad, New Mexico, 2007. - 38 p.
5. Waste Isolation Pilot Plant Annual Site Environmental Report for 2005. - DOE/WIPP-06-2225, 2006. - 306 p.
6. Strategic Plan for Groundwater Monitoring at the Waste Isolation Pilot Plant. United States Department of Energy. Waste Isolation Pilot Plant Carlsbad Field Office. - Carlsbad, New Mexico. 2003. - 67p. - DOE/WIPP-03-3230.
7. Crawley, M.E. Background Water Quality Characterization Report for the Waste Isolation Pilot Plant / M.E. Crawley, R.W. Sobocinski, D.J. Milligan, T.W. Cooper, R.G. Richardson // DJE-WIPP 92-013, June 1992.
8. Hillesheim, M.B.Overview of the WIPP groundwater monitoring programs with inferences about karst in the WIPP vicinity / M.B. Hillesheim, R.L. Beauheim, R.G. Richardson // New Mexico Geological Society Guidebook ,57th Field Conference, Caves and Karst of Southeastern New Mexico, 2006. - P. 277 - 286.
9. Pohll, G. Value of Information Analysis Project Gnome Site, New Mexico / G. Pohll , J. Chapman // Publication No. 45227. DOE/NV/26383-07 LMS/GNO/S04740, 2010. - 45 p.
10. Rawson, D. The Environment created by a nuclear explosion in salt / D. Rawson, C. Boardman, N. Jaffe –Chazan // Project Gnome, Sept. 1964. - p.19. - http://www.osti.gov/bridge/servlets/purl/4612556-oTAT0C/4612556.pdf
11. Mora, C. J. Sandia and the Waste Isolation Pilot Plant 1974 – 1999 / Scndia National laboratories. Albuquerque, New Mexico, 1999. - 212 p.
12. Anderson, R.Y. Deep-seated salt dissolution in the Delaware basin, Texas and New Mexco / R.Y. Anderson // New Mexco Geological Society, Special Publication, 1981. - 10. - P. 133 - 145.
13. Chaturvedi, L .Groundwater Occurrence and the Dissolution of Salt at the WIPP Radioactive Waste Repository Site / L. Chaturvedi, K. Rehfeldt // Eos, Transactions American Geophysical Union, 31 July 1984. - Vol. 65, Issue 31.- P. 457 – 459.

14. Neill, R.H. Evaluation of the suitability ot the WIPP Site / R.H. Neill, J.K. Channell, L. Chaturvedi, M.S. Little, K. Rehfeldt, P. Spiegler. - Environmental Evaluation Group. Environmental Improving Division. Health and Environment Department. Santa Fe, NM 87503, 1983. - 150 p.
15. Spiegler, P. Origin of the Brines Near WIPP from Drill Holes ERDA-6 and WIPP-12 Based on Stable Isotope Concentrations of Hydrogen and Oxygen / P. Spiegler. - Environmental Evaluation Group Environmental Improvement Division Health and Environment Department. Santa Fe, New Mexico.- 87504-0968, 1983. - 16 p.
16. Lambert, S.J. Geochemical evidence for transient karstic water/rock interaction in evaporites of the northern Delaware Basin, New Mexico, USA / S.J. Lambert // Carbonates and Evaporites, 1997. - v. 12, № 1. - P. 32 - 42.
17. Адушкин, В.В. Подземные взрывы / В.В. Адушкин, А.А. Спивак. - М.: Наука, 2007. – 579 с.
18. Powers, D. W. Evaporite karst features and processes an Nash Draw, Eddy County, New Mexico / D. W. Powers, R.L. Beauheim, R.M. Holt, D.L. Hughes // Geological Society Guidebook ,57th Field Conference, Caves and Karst of Southeastern New Mexico, 2006. - P. 253 - 266.
19. Saulnier, G. J. Analysis of pumping tests of the Culerra dolomite conducted at the H-11 hydropad at the Waste Isolation pilot plant (WIPP) Site / G. J. Saulnier // SAND 87-7124, 1987. - 64 p.
20. Kuhlman, K.L. Hydrogeology and WIPP Compliance – 11658 / K.L. Kuhlman // WM2011 Conference, February 27 - March 3, 2011. - https://www.wmsym.org/archives/2011/papers/11658.pdf.
21. Hill, C.A. Intrastratal karst at the WIPP site, Southeastern New Mexico / C.A. Hill // New Mexico Geological Society Guidebook, 57th Field Conference, Caves and Karst of Southeastern New Mexico, 2006. - P. 233 - 242.
22. Barrow, L. WIPP Geohydrology - The Implications of Karst / L. Barrow. - 1982. - 21 p. - http://www.cardnm.org/EEG32AppA.pdf
23. Byerly, P. E. Seismic measurements by the U.S. Geological Survey during the PREGNOME high-explosives tests near Carlsbad. New Mexico / P. E. Byerly, S. W. Stewart, J. C. Roller // TEI-761. Final Report, 1960. - 39 p.
24. Lorenz. J. C. Assessment of the geological evidence for karst in the Rustler formation at the WIPP site / J. C. Lorenz // New Mexico Geological Society Guide book, 57th Field Conference, Caves and Karst of SoutheasRern New Mexico, 2006. - P. 243 - 252.
25. Phillips, R. Cavernous zones at the WIPP / R. Phillips // Radiological Effluents Released from U.S. Continental Tests 1961 through 1992. DOE/NV-317 ( Rev.1) UC-702. – 1996 - 275 p. Site. http://www.cardnm.org/phcavern_a.html.
26. echnical Support Documrent for Section 194.14/15 Evaluatiom of Karst at tnr WIPP Site U.S / Environmental Protection Agency. Office of Radiation and Indoor Air Center for the Waste Isolation Pilot Plant 1310 L St., NW Washington, DC 20005. Docket № A-98-49ю Item: II-B1-15, 2006. - 90 p.
27. Vine, J. D. Surface Geology of the Nash Draw Quadrangle Eddy County New Mexico Contributions to General Geology / J.D. Vine // Geological Survey Bulletin, 1963. - 1141-B. - 50 p.
28. Snow, D.T. General Hydrological Conditions at the WIPP site: Unpubllished report dated February 26, 1998 / D.T. Snow // in files of the Environmental Evaluation Group. Albuquerque, New Mexico, 1998. - 11 p.
29. Hansen, F.D. Salt Disposal of Heat-Generating Nuclear Waste / F.D. Hansen, C.D. Leigh // SAND2011-0161, 2011. - 110 p.
30. Mora, C. J. Sandia and the Waste Isolation Pilot Plant 1974 – 1999 / C. J. Mora. - Sandia National laboratories. Albuquerque, New Mexico, 1999. - 212 p.
31. Citizens' Guide to the Waste Isolation Pilot Plant Compliance Certification Application to the EPA. DOE/CAO 1996-1207. - Carlsbad, N.M: Carlsbad Area Office, 1996.
32. Improving Operations AND Long-Term Safety OF THE Waste Isolation Pilot Plant. Final Report / Committee on the Waste Isolation Pilot Plant. Board on Radioactive Waste Management. Division on Earth and Life Studies. National Research Council. NATIONAL ACADEMY PRESS. Washington, D.C. – 2001. - 142 p.
33. Geotechnical Consideration for Radiological Hazard Assessment of WIPP / Environmental Evaluation Group Environmental Improvement Division Health and Environment Department. Santa Fe, New Mexico. 87503, 1980. - 59 p.
34. Rempe, N. T. Permanent underground repositories for radioactive waste. Review / N. T. Rempe // Progress in Nuclear Energy, 2007. - V 49. - P. 365 - 374.
35. Rempe, N. T. 9+Years Disposal Experience at the Waste Isolation Pilot Plant. International Technical Conference on Practical Aspects of Deep Radioactive Waste Disposal / N. T. Rempe // Session 5 - Paper N° 24. ESDRED International Conference, 16-18 June 2008. - Czech Technical University, Prague, 2008.
36. Chapman, J. B. Chemical and radiochemical characteristic of groundwater in the Culebra dolomite. Southern New Mexico. / J. B. Chapman // EEG-39. DOE/Al/10752-39/ 1988. - 63 p.
37. Thakur, P. Environmental monitoring of radioactive and non-radioactive constituents in the vicinity of WIPP / P. Thakur, J. Monk, J. L. Conca // Proc. Radiochim. - Acta 1, 2011. – P. 269–278. - DOI 10.1524/rcpr.2011.0047.
38. Wawersik, W. R. Mechanical behavior of New Mexico rock salt in triaxial compression up to 200°C / W.R. Wawersik, D.W. Hannum // Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012). - 10 February 1980. - V. 85, Issue B2 – P. 891 – 900.
39. Roedder, E. Problems in determination of water content of rock-salt samples and it significance in nuclear-waste storage siting / E. Roedder, R.L. Basset // Geology, 1981. - V.9. - P. 525 – 530.

## «ГНОМ» ЖЕРАСТЫ ЯДРОЛЫҚ ЖАРЫСЫЛЫНАН ТУЫНДАҒАН РАДИОАКТИВТІ ҚАЛДЫҚТАРДЫҢ ЖЕРАСТЫНДАҒЫ ҚОЙМАСЫН WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP) СУ БАСУДЫҢ АЛҒЫШАРТТАРЫ. 2 БӨЛІМ: WIPP БОЛУЫ МҮМКІН СУ БАСУДЫҢ ЗАМАНАУИ ФАКТОРЛАРЫ

**Голубов Б.Н.**

***РҒА Геосфералар динамикасы институты, Мәскеу, Ресей***

«Гном» жерасты ядролық жарылысы (ЖЯЖ) және АҚШ-дағы ядролық қалдықтардың жерасты сақтауышы туралы мәліметтері келтіріледі, жерқойнауының геодинамикалық қозғалыстаррын, жерасты сулардың режимін және «Гном» ЖЯЖ – WIPP зонасында карстың белсенділігін талдау нәтижелері қаралған. WIPP-тің күтілудегі суландырылудың алғы шарттары мен механизмдері, сондай-ақ сол қауіпті жұмсартудың мүмкіншіліктегі жолдары талқылануда. Қарауында, өзекті болып табылатын мәселе – қазіргі кездегі зерттеуі тұздар үстіндегі сулы горизонттардың режимін зерделенуіне бағытталған WIPP жанында жерасты суларда жақында техногенді радионуклидтер пайда болудың себебі туралы мәселе. Мұнысында тұзды қат шаймалану динамикасын және WIPP-пен «Гном» ЖЯЖ арасындағы кеңістікте қабат ішіндегі жасырынды тұзды карсты зерделеуі жөнсіз іс жүзінде жүргізілмеген.

## PREREQUISITES FOR WATERING OF WASTE ISOLATION PILOT PLANT (WIPP) BROUGHT ABOUT BY ‘GNOME’ UNDERGROUND NUCLEAR EXPLOSION. PART 2: CONTEMPORARY FACTORS OF POSSIBLE WATERING OF WIPP

**B.N. Gulubov**

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

Data on the underground nuclear explosion (UNE) ‘Gnome’ and underground radioactive waste repository WIPP in the USA are provided, results of the analysis of geodynamic motions in subsoil, underground waters regime and karst activity in Gnome – WIPP zone have been reviewed. Factors and mechanisms of expected watering of the WIPP, and also possible ways mitigate such hazard are being discussed. The key question of the research is the cause of recent discover of technogenic radionuclides in the underground waters near the WIPP, a now-days research of which is primarily focused on studying of water bearing horizons above the salts. With this studying of leaching out dynamics of the salt layer and hidden interlayer salt karst in space between WIPP and ‘Gnome’ UNE has been undeservedly almost excluded.

УДК 550.34:621.039.9(25)

# СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА НА УЧАСТКЕ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА ПО ПОПЕРЕЧНЫМ ВОЛНАМ

**[1] Беляшов А.В., [2] Суворов В.Д., [2] Мельник Е.А., [1] Шелехова О.Х., [1] Ларина Т.Г.**

*[1] Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан*
*[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

Выполнена оценка скоростных параметров геологической среды участка Семипалатинского испытательного полигона в месте проведения подземных ядерных взрывов. В результате профильных сейсмических наблюдений методом преломлено-рефрагированных волн построены скоростные разрезы в поле поперечных (S) волн до глубины 300 м с выделением подповерхностных областей пониженных значений скорости (на 1.3 км/с относительно ненарушенных взрывом пород). Так же, как и на скоростных разрезах в поле продольных волн, полученных ранее для этого же участка, указанные низкоскоростные области проявляются вблизи эпицентров боевых скважин, что дает основание судить об их техногенном происхождении в результате воздействия подземных взрывов (формирование откольных зон). При плотном размещении скважин с ядерными взрывами вдоль профиля отдельные низкоскоростные области трансформируются в непрерывные слои мощностью 40 - 80 м и длиной до 4 км. Эти слои залегают на глубине от 20 до 70 м под кайнозойскими отложениями.

Полученная информация о местоположении приповерхностных проницаемых структур позволит контролировать и прогнозировать процессы миграции поствзрывных радионуклидных остатков в рамках решения геоэкологических задач на Семипалатинском испытательном полигоне.

## Введение

Как известно [1] на территории Семипалатинского испытательного полигона (СИП) было проведено 456 ядерных экспериментов в различных инженерно-геологических условиях, включая более 100 подземных ядерных взрывов (ПЯВ) скважинного исполнения на участке «Балапан». Вес ядерного заряда ПЯВ в скважинах на участке «Балапан» изменялся от единиц до нескольких десятков килотонн, глубина заложения зарядов находилась в интервале от 150 до 650 м [1].

Проведенные подземные испытания существенно разрушили вмещающую геологическую среду, сформировав в ней различные области механической дезинтеграции горных пород [2–4]. После проведения взрыва от 15% до 30% свободных радионуклидов остается в очаговой (котловой) области ПЯВ [5, 6]. Механизм переноса долгоживущих радиоактивных остатков из очаговой области ПЯВ в окружающую среду обусловлен, в основном, геолого-тектоническими характеристиками вмещающих горных пород, в частности, их петрофизическими свойствами (пористостью, проницаемостью) [7], мощностью коры выветривания (слоя экзогенной трещиноватости), наличием естественной трещиноватости и разломных структур, гидродинамическим режимом [8–12]. При высокой плотности проведения мощных ПЯВ на ограниченном по площади участке необходимо учитывать интегральный эффект воздействия большого количества взрывов на блок горных пород с объединением в систему естественной и техногенной (наведенной) трещиноватости [2, 13]. В этом случае повышается риск переноса радионуклидов из очаговой области во вмещающую геологическую среду и далее в окружающее пространство вплоть до дневной поверхности.

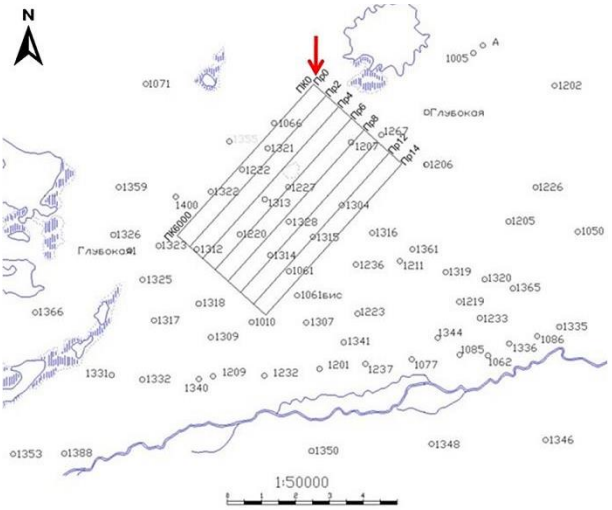
Соответственно, становится актуальной задача по поиску и картированию в подповерхностном пространстве поствзрывных проницаемых структур, вдоль которых могут переноситься свободные радионуклиды. Одним из надежных методов дистанционного изучения геологической среды с дневной поверхности является сейсморазведка [14].

На участке «Балапан» в месте проведения ПЯВ были выполнены профильные сейсмические исследования на площади 21 км$^2$ по продольным (P) и поперечным (S) рефрагированным волнам. Ранее [15] были получены скоростные разрезы изучаемого участка по продольным волнам до глубины 300 м, позволившие выявить и картировать в пространстве области пониженных значений скорости (на 1.5 км/с относительно ненарушенных взрывом горных пород). Эти области сконцентрированы вблизи эпицентральных участков ПЯВ и проинтерпретированы как зоны откольных проявлений [2]. В настоящей статье описаны результаты сейсмического изучения участка «Балапан» по поперечным волнам с построением скоростных разрезов на примере профилей 0 (Пр0) и 2 (Пр2).

## Полевые наблюдения

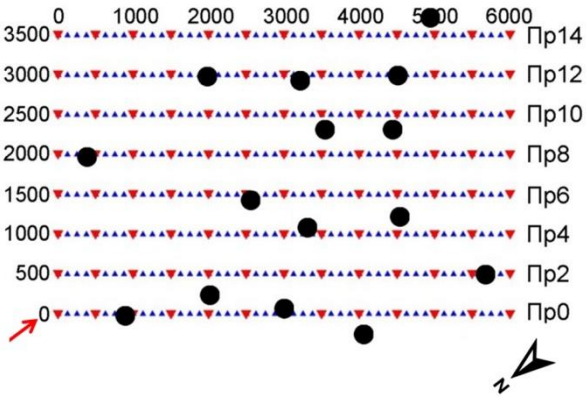
Сейсмические исследования методом преломленно-рефрагированных волн [16] проведены в 1997 г. на участке «Балапан» на площади 21 км$^2$ (6×3.5 км). В границы изучаемой площади вошли 15 боевых скважин (рисунок 1-а). Наблюдения выполнены вдоль 8 профилей длиной по 6 км с шагом регистрации 125 м и взрывным интервалом 500 м. Расстояние между профилями составляло 500 м (рисунок 1-б). Для возбуждения упругих колебаний использовались химические взрывы с весом заряда до

40 кг. Применялась трехкомпонентная регистрация сигналов, позволившая провести обработку как продольных (P), так и поперечных (S) волн.




черный контур с линиями – сейсмические профили;
кружки с цифрами – боевые скважины с номерами

а) расположение площади наблюдений на участке




▼ – пункт взрыва, ▲ – точка регистрации; ● – боевая скважина;
↗ – начало системы наблюдений

б) система сейсмических наблюдений

*Рисунок 1. К полевым работам на участке «Балапан»*

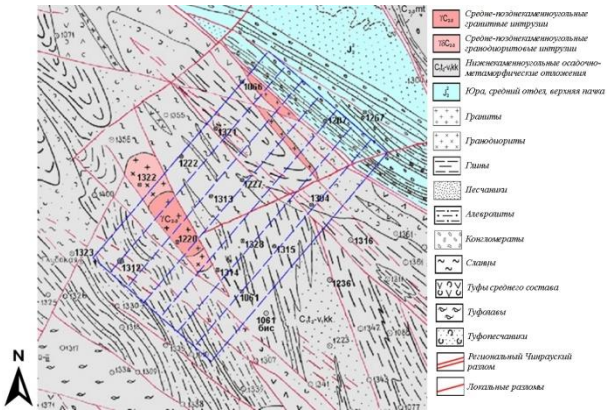


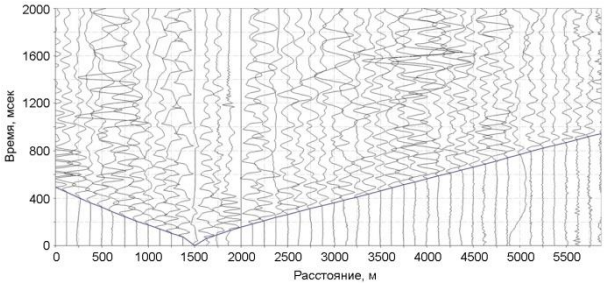

*Рисунок 2. Фрагмент геолого-тектонической схемы участка «Балапан» с контуром системы сейсмических наблюдений*

Регистрация сейсмических сигналов выполнена аппаратурным комплексом «КАРС» («Казгеофизприбор»), включающим 12-канальные аналоговые станции записи АСС-3/12 и трехкомпонентные сейсмодатчики СК-1П.

Вмещающая геологическая среда на участке представлена в основном породами осадочно-метаморфогенной толщи нижнего карбона. В разрезе присутствуют средне-поздне-каменноугольные гранитные и гранодиоритовые интрузии. На северо-востоке залегают юрские осадочные породы, отделённые от карбоновых отложений региональным Чинрауским разломом (рисунок 2). Палеозойский фундамент перекрыт неогеновыми глинами и четвертичными аллювиальными отложениями мощностью 10–70 м. Данное описание геологических условий необходимо для дальнейшего объяснения волнового поля и наблюденных времен пробега сейсмических волн.

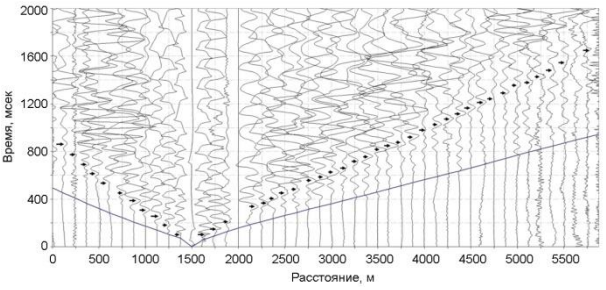
## Обработка данных

Процесс первичной обработки описан в [17]. Пример сейсмограмм общего пункта взрыва (ОПВ) для продольных и поперечных фаз приведен на рисунке 3. Учитывая относительно низкую частоту сигнала поперечной волны (8–9 Гц), сейсмограммы приведены в исходном нередуцированном масштабе времени. Сейсмограмма ОПВ для поперечных фаз (рисунок 3-б) дает общее представление о скоростных параметрах изучаемого участка в поле поперечных волн со средней кажущейся скоростью 2.5–3.0 км/с.




—— годограф P-волны,

а) продольные фазы




→ фазы S-волны

б) поперечные фазы

*Рисунок 3. Пример сейсмограмм ОПВ. ПВ1500, Пр0 (рисунок 1-б)*

Проведена оценка пространственной анизотропии на участке работ – на сейсмограммах ОПВ совмещены сейсмические трассы для разных горизонтальных компонент (X и Y) и выполнен анализ временного расхождения между ними. Для большей части профилей отмечается разная полярность фаз на X и Y компонентах (противофаза), обусловленная спецификой настройки сейсмических датчиков. При этом временных расхождений S-фаз между компонентами не выявлено для всех удалений от ПВ (рисунок 4). Данный факт свидетельствует об отсутствии пространственной анизотропии, и поэтому в дальнейшем времена вступления поперечной фазы определялись по одной из горизонтальных компонент, в зависимости от качества сигнала.

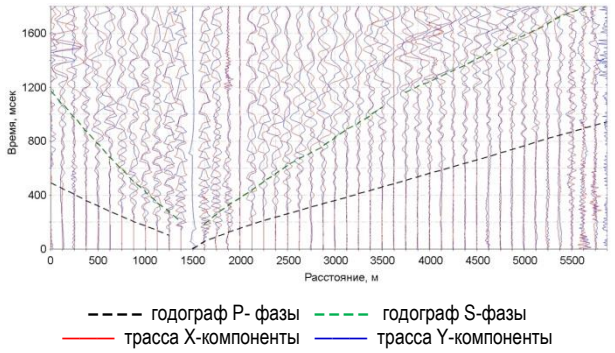
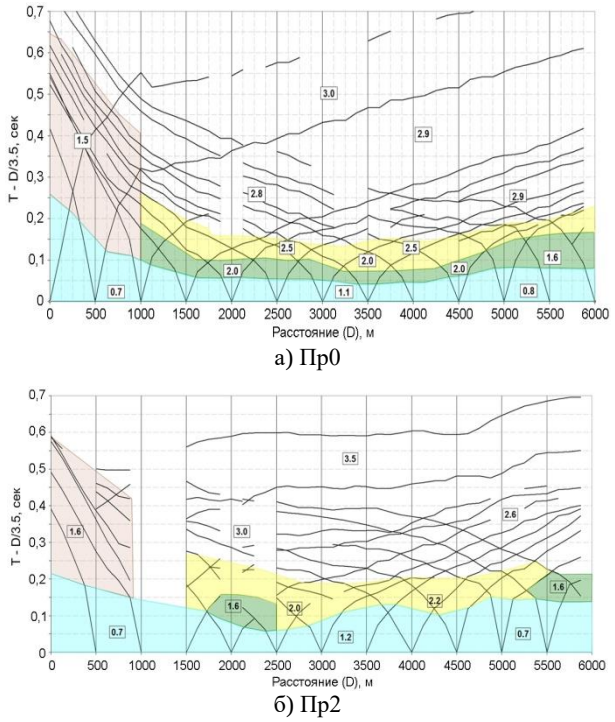



*Рисунок 4. Пример сопоставления S-фаз для горизонтальных компонент. ПВ1500, Пр0 (см. рисунок 1-а)*




а) Пр0

б) Пр2

значения кажущейся скорости поперечных волн для разных интервалов, выделенных цветом, приведены в км/с.

*Рисунок 5. Системы наблюденных годографов на примере 2-х профилей*

На рисунке 5 представлены системы наблюденных годографов поперечных волн для Пр0 (рисунок 5-а) и Пр2 (рисунок 5-б).

Соотношение скорости продольных и поперечных волн для одной и той же геологической среды выражается через коэффициент Пуассона [18], поэтому, как правило, сейсмические волны поперечного типа реагируют на скоростные неоднородности пропорционально продольным волнам – при уменьшении скорости продольной волны наблюдается уменьшение скорости поперечной волны и наоборот. В этой связи общие закономерности распределения скорости поперечных волн на участке соответствуют скоростной структуре, установленной для продольных волн [15].

На годографах цветовой закраской выделены интервалы с близкими значениями кажущейся скорости. В левой части обоих профилей наблюдается область с резко пониженной кажущейся скоростью поперечных волн – до 1.5–1.6 км/с (коричневый цвет), связанная с выходом волны в рыхлые юрские отложения (рисунок 2). Для лучшего представления особенностей скоростного поля наблюденные времена приведены в редуцированном масштабе со скоростью редукции 3.5 км/с.

На Пр0 (рисунок 5-а) выделено 4 интервала с различающимися значениями кажущейся скорости, что соответствует трехслойной покрывающей среде:

1) слой, характеризующийся средней скоростью 0.7–1.1 км/с (голубой цвет), относится к самой верхней низкоскоростной части разреза (зона малой скорости – ЗМС), которая сложена кайнозойскими отложениями (четвертичным аллювием и неогеновыми глинами);

2) слой, характеризующийся средней скоростью 1.6–2.0 км/с (зеленый цвет), развит повсеместно и соответствует области взрывного разрушения кровли палеозойского фундамента, подстилающей подошву ЗМС [15]. Интенсивное проявление этого слоя на Пр0 объясняется плотным расположением боевых скважин в его створе (рисунок 1-б);

3) слой, характеризующийся средней скоростью 2.0–2.5 км/с (желтый цвет), представляют ненарушенные породы палеозойского фундамента;

4) подстилающее полупространство с кажущейся скоростью около 3.0 км/с.

Для Пр2 (рисунок 5-б) слой, характеризующийся скоростью 1.6 км/с, соответствует области взрывной дезинтеграции кровли фундамента (зеленый цвет) и проявляется локально в области размещения боевых скважин (рисунок 1-б). На остальной части профиля в первые вступления выходит волна со скоростью более 2.0 км/с (желтый цвет), относящаяся к ненарушенным породам фундамента. Эта скоростная ситуация описывается двухслойной покрывающей моделью.

Таким образом, выявленные особенности скоростного поля свидетельствуют как о вертикальной слоистости геологического разреза, так и о присут-

ствии в нем латеральных неоднородностях, т.е. о блоковом строении изучаемой среды.

**Скоростные разрезы**

Скоростные разрезы построены методом прямого лучевого трассирования. В основе данного метода лежит алгоритм лучевого трассирования [19], реализованного в программе SeisWide (Dr. Deping Chian). Разрез формировался в процессе подбора его параметров – рельефа преломляющих границ и скорости внутри слоев, в соответствии с характерными изменениями времен пробега волн, выделенными по системе годографов. Подбор модели осуществлялся сверху вниз последовательно для каждого годографа таким образом, чтобы в результате обеспечить минимальные невязки между модельными и наблюденными временами для всех годографов на профиле.

Скоростные разрезы для поперечных волн строились на базе моделей по продольным волнам – при сохранении геометрической структуры сейсмических границ подбирались значения скорости S-волн внутри слоев.

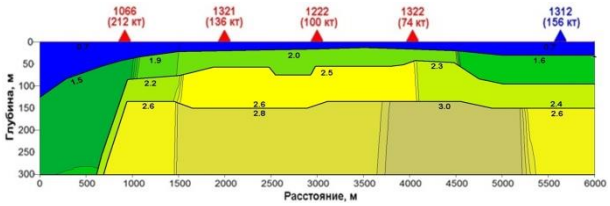
На рисунках 6 и 7 приведены примеры сопоставления скоростных разрезов, построенных лучевым трассированием, по продольным и поперечным волнам для Пр0 (рисунок 6) и Пр2 (рисунок 7). На скоростные модели вынесены проекции устьевых участков боевых скважин с номером, под которым в скобках обозначена мощность взрыва в кт. Цветом обозначено удаление эпицентра боевой скважины от рассматриваемого профиля по нормали: менее 400 м – красным цветом, от 400 до 700 м – синим цветом. Поскольку максимальный радиус откольных проявлений для одиночных ПЯВ на участке «Балапан» составляет 700 м [20], то скважины, удалённые от профиля на большее расстояние, не рассматривались. Толстыми линиями на моделях показаны сейсмические границы со скачком скорости, тонкими – изолинии скорости с шагом 0.1 км/с.

Как отмечено ранее, скоростной разрез по S-волнам (рисунок 6-б) вдоль Пр0 представлен трехслойной моделью. Мощность верхнего слоя с пониженной до 0.7 км/с скоростью (ЗМС), изменяется от 15 м в центральной части профиля до 50–125 м на краях. В начале профиля увеличение мощности связано с рыхлой толщей юрских отложений. Второй слой со скоростью 1.9–2.0 км/с и мощностью от 30 до 65 м прослежен по всей длине профиля. В конце профиля скорость в слое уменьшается до 1.6 км/с. Третий, наиболее неоднородный слой со скоростью 2.2–2.5 км/с и мощностью от 50 до 100 м, также выделен повсеместно. На глубине около 150 м залегает кровля подстилающего полупространства со скоростью 2.6–3.0 км/с. В унаследованном рельефе сейсмических границ хорошо выражено региональное поднятие амплитудой до 30–50 м, наиболее отчетливо выраженное в форме кровли третьего слоя. В рельефе кровли полупространства оно выражено слабо.

Сейсмический разрез по S-волнам вдоль Пр2 (рисунок 7-б) представлен преимущественно двухслойной моделью, в которой отсутствует непрерывный слой пород со скоростью 1.6–2.0 км/с, отчетливо наблюдающийся на Пр0 (рисунок 6-б). Выделяются только два его участка со скоростью 1.6 км/с, локализованные в окрестности близко расположенных к профилю скважин 1321 и 1312. Мощность ЗМС изменяется от 5 м (в окрестности скв. 1321) до 50–80 м в других частях профиля. При этом глубина кровли подстилающего полупространства практически такая же, как и на Пр0 (рисунок 6). Уровень его залегания слабо уменьшается от 150 м на участке, пограничном с зоной присутствия юрских отложений, до ~130 м на другом краю профиля. Это объясняется увеличением до 100 м мощности третьего слоя, характеризующегося и более контрастными латеральными изменениями скорости от 2.0 до 2.3 км/с.

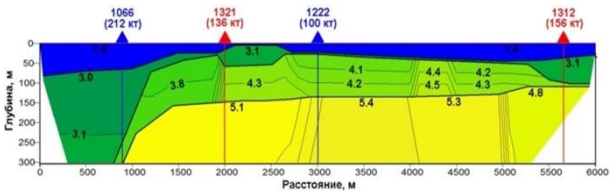



а) по Р-волнам

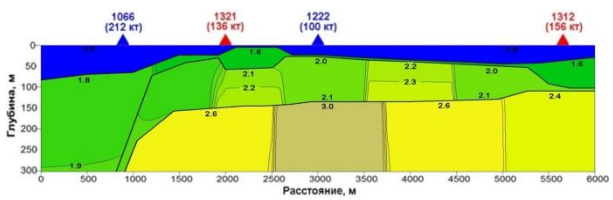



б) по S-волнам

*Рисунок 6. Сопоставление скоростных моделей по продольным и поперечным волнам, построенных способом прямого лучевого трассирования. Пр0*




а) по Р-волнам




б) по S-волнам

*Рисунок 7. Сопоставление скоростных моделей по продольным и поперечным волнам, построенных способом прямого лучевого трассирования. Пр2*

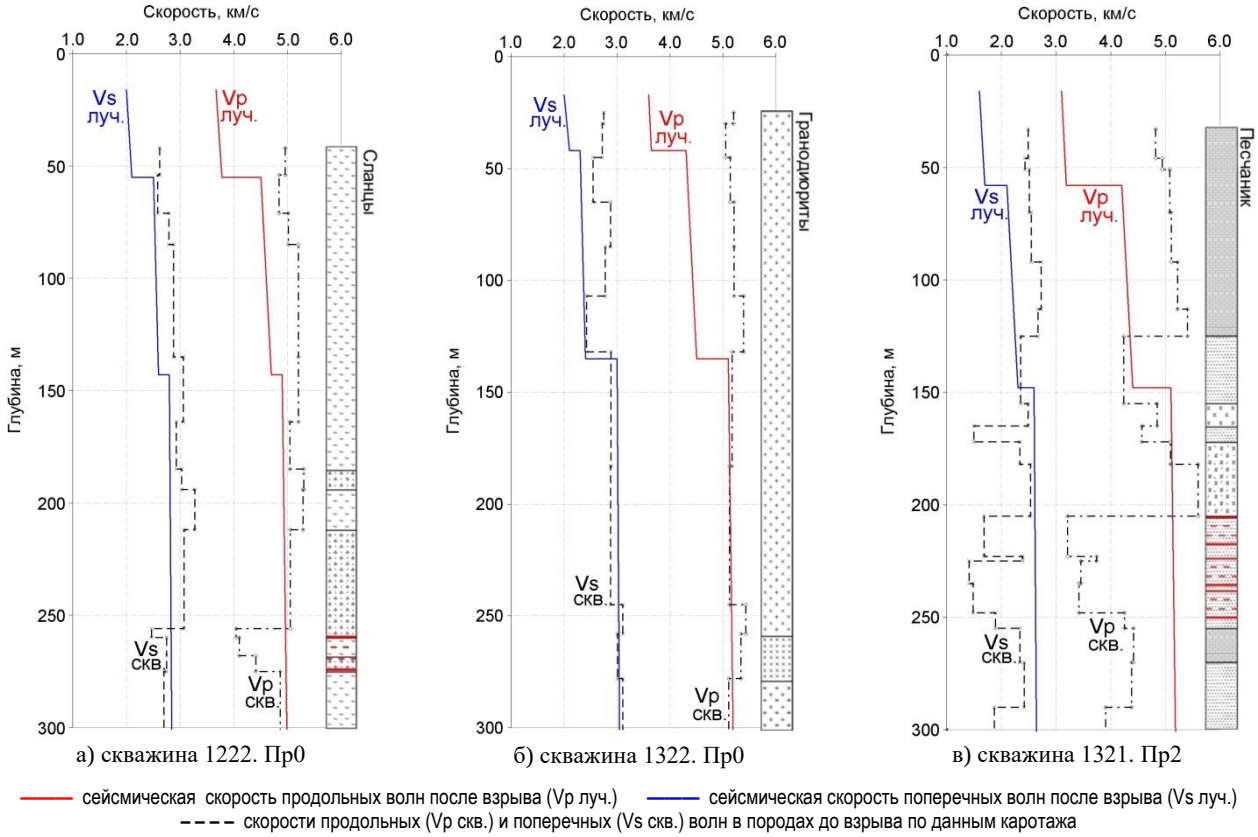



*Рисунок 8. Примеры сопоставления значений «лучевой» сейсмической скорости (после взрыва) с данными каротажа скважин (до взрыва)*

Важной особенностью полученных моделей является схожесть скоростной структуры разрезов по продольным и поперечным волнам. Изменения мощности и скорости второго слоя (непосредственно под ЗМС) со скоростью 1.6–2.0 км/с коррелируют с плотностью расположения взрывных скважин. На Пр0 таких скважин значительно больше и они расположены ближе к линии сейсмических наблюдений, в связи с чем отдельные низкоскоростные участки трансформируются в непрерывный слой длиной около 5 км. На Пр2, где близкорасположенные к створу профиля «боевые» скважины малочисленны, отмечаются локальные области откольных проявлений вблизи эпицентров этих скважин.

Проведено сопоставление значений скорости, полученных по результатам сейсмических наблюдений (по скоростным разрезам лучевого трассирования), с данными каротажа скважин [21, полученными при их бурении до выполнения ПЯВ и характеризующими скорость пород в естественном, ненарушенном взрывами, состоянии (рисунок 8). На графики скорости вынесены фрагменты литологических колонок с указанием типа горной породы, залегающей на глубине откольной зоны (красный пунктир на колонках – интервалы тектонических разломов).

Для всех представленных скважин отмечается понижение «лучевой» скорости на глубине второго сейсмического слоя, интерпретируемого как область откольных проявлений (глубинный интервал от 20 до 40–55 м), относительно исходной скорости в породах в естественном состоянии до взрыва: на 1.2–1.5 км/с для продольных волн и на 0.6–1.0 км/с для поперечных волн. Понижение «лучевой» скорости относительно скважинной в меньшей степени наблюдается и для третьего слоя – скорость снижена на величину до 0.7 км/с для Р-волн и до 0.4 км/с для S-волн. Этот факт свидетельствует о том, что взрывная дезинтеграция горных пород не ограничилась пределами зон откольных проявлений. Относительное совпадение «лучевых» и скважинных скоростей отмечается в подстилающем полупространстве.

## Заключение

В результате обработки сейсмических данных, полученных методом рефрагированных волн на участке проведения подземных ядерных взрывов на Семипалатинском испытательном полигоне, построены скоростные разрезы в поле поперечных волн (скоростные разрезы в поле продольных волн для этого участка были получены ранее [15]). На разрезах в интервале глубин от 20 до 120 м выделяются области, скорость S-волн в которых понижена относительно ненарушенных взрывом пород на величину до 1.3 км/с. Эти области интерпретированы нами как зоны откольных проявлений [2], сформирован-

ные под воздействием ПЯВ. Горизонтальные размеры этих зон изменяются от 500 до 5000 м в зависимости от количества и плотности размещения «боевых» скважин на профиле сейсмических наблюдений.

В ходе совместного анализа данных по P- и S-волнам установлено, что механическое воздействие взрыва на геологическую среду не ограничено пределами зон откольных проявлений и простирается на глубину до 150 м от дневной поверхности. Эти области рассматриваются как проницаемые структуры, вдоль которых из очаговых зон ПЯВ могут переноситься радиоактивные остатки.

Более полная характеристика изучаемой геологической среды будет получена после комплексной обработки данных по P- и S-волнам с расчетом упругих коэффициентов (Пуассона, Vp/Vs) и выходом на физические параметры.

**Литература**


1. Михайлов, В. Н. Ядерные испытания СССР. Том I: Цели. Общие характеристики. Организация ядерных испытаний СССР. Первые ядерные испытания / коллектив авторов под руководством В. Н. Михайлова. // РФЯЦ-ВНИИЭФ. – ISBN: 5-85165-062-1. - 1997. – 288 с.
2. Адушкин, В. В. Изменение свойств горных пород и массивов при подземных ядерных взрывах / В. В. Адушкин, А. А. Спивак // Физика горения и взрыва. – 2004. - № 6. – С. 15 - 26.
3. Садовский, М. А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва / М. А. Садовский; отв. ред. В. В. Адушкин // М.: Наука. - 2004. – 440 с. – ISBN 5-02-032960-6.
4. Архипов, В. Н. Механическое действие ядерного взрыва / коллектив авторов под руководством В. Н. Архипова. - М.: ФИЗМАТЛИТ. - 2003. – 384 с. – ISBN 5-9221-0261-3.
5. Такибаев, Ж. С. Рабочая модель миграции радионуклидов из мест подземных ядерных взрывов / Ж. С. Такибаев // Вестник НЯЦ РК. – 2003. - № 3. – С. 37 - 43.
6. Мукушева, М. К. Моделирование миграции долгоживущего радионуклида $^{90}$Sr подземными водами для территории, прилегающей к технической площадке “Балапан” / М. К. Мукушева, С. И. Спиридонов, М. Б. Тлебаев, О. А. Шубина, С. А. Баранов, И. Э. Епифанова // Вестник НЯЦ РК. – 2006. - №2 . – С. 111 - 117.
7. Старостин, В. И. Структурно-петрофизические и геодинамические аспекты выбора массивов кристаллических пород в связи с проблемами захоронения радиоактивных отходов / В. И. Старостин, В. И. Величкин, В. А. Петров, А. Б. Волков, Б. Т. Кочкин // Геоэкология. – 1995. - №6. - С. 17 - 26.
8. Адушкин, В.В. Геомеханика крупномасштабных взрывов / В. В. Адушкин, А. А. Спивак // М.: Недра. - 1993. - 319 с.
9. Адушкин, В. В. Изменение уровня подземных вод в результате проведения подземных ядерных испытаний / В.В. Адушкин, А. А. Спивак // Бюллетень Центра общественной информации по атомной энергии. – 1993. - № 9. – С. 38- 43.
10. Хромушин, И. В. Моделирование переноса радионуклидов подземными водами на площадке Балапан Семипалатинского полигона / И. В. Хромушин, Д. К. Даукеев, Т. И. Аксенова // Тез. докл. Междунар. конф. “Радиоактивность при ядерных взрывах и авариях”, Москва. - 2000. – 24 - 26 апреля.
11. Коновалов, В. Е. Некоторые особенности подземных вод участка Балапан по данным текущего обследования глубоких скважин / В. Е. Коновалов, Е. Ю. Пестов, Н. Я. Распопов // Вестник НЯЦ РК, 2002. - № 2. – С. 96 - 99.
12. Субботин, С. Б. Исследование путей и механизмов загрязнения техногенными радионуклидами вод реки Шаган (по результатам 2011 - 2012 гг.) / С. Б. Субботин, В. В. Романенко, Е. А. Новикова, Л. В. Бахтин // Вестник НЯЦ РК. – 2013. – № 4. – С. 81- 89.
13. Горбунова, Э. М. Мониторинг режима подземных вод на участках проведения крупномасштабных экспериментов / Э.М. Горбунова // Вестник НЯЦ РК. – 2015. - № 4. - С. 71-78.
14. Гурвич, И. И. Сейсмическая разведка / И. И. Гурвич, Г. Н. Боганик. - М. : Недра. - 1980. - 551 с.
15. Беляшов, А.В. Техногенно-измененные приповерхностные породы на участке Семипалатинского испытательного полигона: характеристика по сейсмическим данным / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Технологии сейсморазведки. - 2015. - № 1. − С. 106 - 110.
16. Епинатьева, А. М. Метод преломленных волн / А. М. Епинатьева, Г. М. Голошубин, А. Л. Литвин, А. Д. Павленкин, Г. И. Петрашень, А. Е. Старобинец, М. Б. Шнеерсон. - М.: Недра, 1990. - 297 с. – ISBN 5-247-00914-2.
17. Беляшов, А. В. Некоторые методические аспекты обработки сейсмических данных применительно к условиям Семипалатинского испытательного полигона / А. В. Беляшов, В. Д. Суворов, Е. А. Мельник // Вестник НЯЦ РК. – 2015. - № 4. - С. 84 - 91.
18. Пузырёв, Н. Н. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн / Н. Н. Пузырёв, А. В. Тригубов, Л. Ю. Бродов. - М. : Недра, 1985. – 277 с.
19. Zelt, C. A. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure / C. A. Zelt, R. B. Smith // Geophys. J. Int. – 1992. – V. 108. - P. 183 - 204.
20. Изучение размеров и физических параметров зоны откольных явлений на объекте 1220: технический отчёт / партия 27: рук. Шпаковский В. И. - Курчатов, фонды ИГИ, 1981.
21. Паспортизация боевых скважин площадки Балапан: отчёт по РБП 038 «Обеспечение безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона» (годовой). - Национальный ядерный центр РК ; рук. Лукашенко С.Н., исп. Русинова Л.А. – Курчатов, фонды НЯЦ РК, 2012. – 79 с.

## КӨЛДЕНЕҢ ТОЛҚЫНДАР БОЙЫНША СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫ УЧАСКЕСІНДЕ ҚИМАНЫҢ ЖОҒАРҒЫ БӨЛІГІНІҢ ЖЫЛДАМДЫҚ СИПАТТАМАСЫ

**[1] Беляшов А.В., [2] Суворов В.Д., [2] Мельник Е.А., [1] Шелехова О.Х., [1] Ларина Т.Г.**

*[1] Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*
*[2] РҒА СБ Мұнайгаз геология мен геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей*

Семей сынау полигоны учаскесінің ядролық жарылыс жүргізілген жерде геологиялық ортаның жылдамдық параметрлерін бағлауы орындалған. Сынған-рефракцияланған толқындар әдісімен кескінді сейсмикалық бақылаулар нәтижесінде, жылдамдықтың төмен мәндерімен (жарылыспен бұзылмаған таужыныстарға қатысты 1,3 км/с төмен) жер беті астындағы облыстарын бөлумен, көлденен (S) толқындар өрісінде 300 м. тереңдігіне дейін жылдамдық қималары салынған. Осы учаскеде қума толқындар өрісінде бұрын алынған жылдамдық қиамсындағыдай, көрсетілген төменжылдамдықты облыстары соғыс ұңғымалардың эпиорталықтары жанында көрінеді, бұл, жерасты жарылыстар әсерінен олардың техногенді тегі туралы айтуға болады (жарылып бөлінген зоналар қалыптастырылу). Ядролық жарылыстарымен ұңымалар кескін бойы тығыз орналасуында төмен жылдамдықты облыстары қалыңдығы 40-80 м. және ұзындығы 4 км. дейін үздіксіз қабаттары болып айналады. Бұл қабаттар кайнозой түзілімдері астында 20 м. ден 70 м. дейін тереңдікте жатуда.

Жер бетіне жақын өтімділікті құрылымдардың орналасу орны туралы ақпарат, Семей сынау полигонындағы геоэкологиялық міндеттерді шешу шеңберінде, жарылыстан кейінгі радионуклидтік қалдықтар жылыстау процесстерін бақылауға алу мен болжамдауға мүмкіншілік береді.

## VELOCITY CHARACTERISTICS OF THE UPPER PART OF THE SECTION AT SEMIPALATINSK TEST SITE ON S-WAVES

**[1] A.V. Belyashov, [2] V.D. Suvorov, [2]E.A. Melnik, [1] O.Kh. Shelekhova, [1]T.G. Larina**

*[1] Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan*
*[2] Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia*

The authors have estimated the velocity parameters of geological medium of a site at the Semipalatinsk Test Site in place of underground nuclear explosions. As a result of profile seismic observations using refraction wave method, velocity sections in the field of S-waves with the depth of 300 m with occurrence of undersurface regions of decreased velocity values (at 1.3 km/s of relatively unbroken rocks by the explosion) have been built. Similar to the velocity sections in the field of P-waves obtained earlier for the same site, the indicated low-velocity regions are seen near the epicenters of the emplacement holes, which gives one a reason to judge their industrial origin under the impact of underground explosions (slabbing zones formation). Under the densely located boreholes with nuclear explosions along the profile, certain low-velocity regions are transformed into the continuous strata with 40-80 m thickness and 4 km of length. These strata occur at the depth of 20 to 70 m under the Cenozoic deposits.

The obtained information on the location of near-surface permeable structures will allow for the control and forecast of the migration processes of post-explosion radionuclide residue within the frames of geo-ecological task-solving at the Semipalatinsk Test Site.

УДК 550.83; 551.594

# МОДИФИКАЦИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ДЛЯ ГЕОСФЕРЫ

**Романов А.М.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

Термодинамические представления взаимодействия фаз геосферы дополнены новым представлением, учитывающим электрические характеристики химических соединений. Сформулировано обобщенное математическое представление процесса взаимодействия горных пород и вод на основе суммирования потенциала Гендерсона и энергии электрического взаимодействия ионов. Выполнена проверка, доказавшая соответствие теоретического представления реальным условиям литосферы, а также техносферы, биосферы и атмосферы.

Геосфера характеризуется различной подвижностью и взаимным проникновением трех ее фаз: твердой, жидкой и газообразной. Исходной частью процесса развития является механическое движение масс веществ, в ходе которого происходит перераспределение веществ и энергии внутри фаз и между фазами геосферы. В конечном итоге взаимодействие фаз сводится к рассеиванию - концентрации химических элементов. Рассеивание элементов является следствием общей тенденции к выравниванию содержаний каждого элемента в пространстве.

Другой общей тенденцией является выравнивание энергии внутри геосферы. Очевидно, что обе тенденции однонаправленны. Взаимосвязь тенденций в физическом представлении не сформулирована. Отсутствие общего физического представления процессов взаимодействия фаз геосферы обуславливает априорность и недостаточную обоснованность выбора физико-геологических предпосылок для постановки геофизических методов исследования. Существующий подход к установлению физико-геологических предпосылок требует существенной модификации [1]. Исследования в этом направлении ведутся с начала прошлого века, но актуальны и до настоящего времени.

Крупный блок геосферы обычно гетерогенен в физико-химическом плане. Соответственно, выравнивание энергии в его пределах происходит неравномерно. Неравномерность выравнивания наибольшая на участках с максимальной интенсивностью процесса выравнивания энергии и соответствующих перераспределений вещества.

Одной из главных природных причин перераспределения энергии и веществ в геосфере является движение водных потоков. Воды извлекают, переносят и отлагают вещества, изменяя при этом энергетическое состояние сред. Потоки локализованы в пространстве. Геометрия локализации связана с формами гидродинамических структур. Изучение этих структур позволяет решить ряд практических задач: 1) выявление путей, а также интенсивности миграции веществ с водными потоками; 2) определение положения водных потоков в геосфере; 3) оконтуривание участков выщелачивания и отложения веществ гидродинамических структур; 4) обнаружение и оценка распространения загрязнений. Решение перечисленных задач осложняется линейно вытянутой формой потоков вод [2]. Локализация потоков в литосфере (недрах) с использованием скважин, а в гидросфере - непосредственными наблюдениями, характеризуется высокой погрешностью. Одним из путей уменьшения погрешности локализации является использование наиболее контрастных и устойчиво проявляющихся особенностей гидродинамических структур. К ним относится перераспределение веществ, происходящее внутри фаз, а также между фазами исследуемой среды. Целью данной работы является создание обобщенного формализованного представления поведения веществ в гидродинамических структурах геосферы.

Обычно представления перераспределения веществ основываются на химической термодинамике, которая использует произведения растворимости. Согласно Коржинскому Д.С. растворимость не могут быть определяющими характеристиками перехода веществ между твердой и жидкой фазами горных пород. Переход частичен и относится к процессам выщелачивания отдельных компонентов из химических образований - минералов, но не растворения минералов в целом [3]. Кроме того, термодинамические представления не учитывают геометрию пространства, в котором происходят химические реакции. Объяснение накопления веществ в т.н. «структурных ловушках» невозможно без дополнительных условий.

В реальных геологических средах потоки вод удаляют часть реагентов из места реакции и привносят новые вещества, т.е., геологические среды являются открытыми системами. Это нарушает условия применимости термодинамики. Соответственно геологические исследования, базирующиеся только на термодинамических представлениях, вряд-ли корректны.

Для устранения вышеперечисленных недостатков выполнена модификация термодинамических представлений. Наряду с термодинамическими параметрами (энтальпией, энергией Гиббса, энтропией и удельной теплоемкостью) рассмотрены электрические параметры ионопроводящих веществ – внешняя и внутренняя энергии различных соединений ка-

тионов и анионов. Установлена высокая, статистически значимая связь между этими параметрами. Определено, что теплота и электрическое поле являются сторонами одного и того же процесса - взаимодействия веществ [4, 5].

Взаимодействия фаз геосферы с использованием электрических параметров представлены принципиально новой физической моделью:

– объектом исследования является гидродинамическая структура, сочетающая твердую (или газовую) фазу с полярной жидкостью (например, водой);

– движение вод в гидродинамических системах формирует электрическое поле потенциала течения;

– электрическое поле оказывает воздействие на вещества фаз, в том числе и на межфазный переход компонентов этих веществ.

Известные представления о формировании поля основаны на двойном электрическом слое, находящемся на границе раздела твердой и жидкой фаз. Модели двойного слоя преимущественно составлены с нарушением закона электронейтральности. Обязательность соблюдения закона доказана логически, математически и подтверждена экспериментально; разработано новое представление формирования электрического поля потенциала течения, строго соответствующее физическим законам [3].

Увеличение скорости потока приводит к возрастанию напряженности электрического поля. При прочих равных условиях увеличение соотношения удельного электрического сопротивления вмещающих фаз и жидкой фазыприводит к возрастанию напряженности поля. Расчеты и эксперименты показали, что разность потенциалов течения может достигать нескольких сотен милливольт [3].

Выполнено сравнение воздействия поля на ионы, зависящего от радиуса и заряда ионов. Воздействие количественно объясняет селективность перехода ионов между фазами и выщелачивание только части компонентов минералов. Следствием этого является структурирование ионопроводящих сред. Наличие структурирования доказано экспериментально. Обнаружены линейные образования – каналы, в растворах возле электродов [3].

Вышеизложенное является физическим представлением межфазного перераспределения веществ. Представление адаптировано к условиям литосферы как физико-геологическая модель взаимодействия горных пород и вод (т.е. твердой и жидкой фаз). Движение жидкой фазы относительно твердой приводит к появлению электрического поля. Фронт потока отмечается положительными значениями потенциала, а исток – отрицательными. Чем выше скорость потока, тем больше разница потенциалов. Участки вод, характеризующиеся положительными значениями потенциала относительно вмещающих пород, благоприятны для перехода катионов металлов из жидкой фазы в твердую и, наоборот [3].

Интенсивность переходов возрастает на участках резкого изменения скорости течения вод, а также увеличения соотношения удельного электрического сопротивления горных пород и жидкой фазы [3]. С учетом этого модификация термодинамического представления взаимодействия горных пород и вод заключается в дополнительном учете трех факторов: 1) динамического (скорость движения вод относительно твердой фазы горных пород); 2) структурного (изменчивость поперечного сечения потока вод в пространственной гидродинамической системе); 3) вещественного (отношение удельных электрических сопротивлений твердой и жидкой фаз, зависящих от минеральных особенностей). Все три фактора могут влиять на взаимодействие вод и горных пород только через посредство электрического поля.

С учетом вышеизложенного формализуется обобщенное представление перераспределения веществ и энергии. Исходное математическое выражение направленности и энергетической обеспеченности процессов взаимодействия твердой и жидкой фаз литосферы выражается формулой:

$$W_{\text{расс}} + W_{\text{конц}} = \Delta W, \qquad (1)$$

где: $W_{\text{расс}}$ – энергия рассеивания химических элементов в пространстве, которая характеризуется только отрицательными значениями; $W_{\text{конц}}$ – энергия воздействия потока вод на химические компоненты среды, которая может иметь и положительные и отрицательные значения; $\Delta W$ – общая энергия взаимодействия горных пород и вод.

Миграция вещества, приводящая к пространственному выравниванию концентраций элементов в геологических средах, отвечает процессу диффузии. Энергетическим выражением этого процесса является диффузионный потенциал ($U_{\text{г}}$) по Гендерсону [6]:

$$U_{\text{г}} = -\frac{RT}{F} \times \frac{\sum \lambda_i \left(C_i^{\text{тф}} - C_i^{\text{жф}}\right)/n_i}{\sum \lambda_i \left(C_i^{\text{тф}} - C_i^{\text{жф}}\right)} \ln \frac{\sum \lambda_i C_i^{\text{тф}}}{\lambda_i C_i^{\text{тф}}},$$

где: $R$ – универсальная газовая постоянная, $T$ – абсолютная температура, $F$ – число Фарадея, $C_i^{\text{жф}}$ – концентрация $i$-го иона в жидкой среде, $C_i^{\text{тф}}$ – концентрация $i$-го иона в твердой среде, $\lambda_i$ – подвижность $i$-го иона, $n_i$ – валентность $i$-го иона.

Данный потенциал соответствует энергии рассеивания ($W_{\text{расс}}$).

Энергия воздействия потока вод на химические компоненты среды по направлению $X$ определяется в соответствии с представлениями о физическом воздействии потоков вод на горные породы через посредство потенциалов фильтрации, с учетом поправки за различие удельных электрических сопротивлений твердой и жидкой фаз [6]:

$$W_{\text{конц}} = \int \left(\rho_{\text{тф}}/\rho_{\text{жф}}\right)^{0,603} \left(v \cdot 6\pi r - \mu/q\right) dX \ ,$$

где: $\rho_{\text{тф}}$ – удельное электрическое сопротивление твердой фазы (горных пород); $\rho_{\text{жф}}$ – удельное элект-

рическое сопротивление жидкой фазы (подземных вод); $r$ – радиус иона; $q$ – заряд иона; $\mu$ – вязкость жидкой фазы.

Согласно приведенным формулам общее выражение энергии взаимодействия горных пород и вод приобретает вид:

$$\Delta W = -\frac{RT}{F} \times \frac{\sum \lambda_i \left(C_i^{\text{тф}} - C_i^{\text{жф}}\right)/n_i}{\sum \lambda_i \left(C_i^{\text{тф}} - C_i^{\text{жф}}\right)} \ln \frac{\sum \lambda_i C_i^{\text{тф}}}{\lambda_i C_i^{\text{тф}}} \pm$$
$$\pm \int \left(\rho_{\text{тф}}/\rho_{\text{жф}}\right)^{0,603} \left(v \cdot 6\pi r - \mu/q\right) dX \qquad (2)$$

В случае положительных значений $\Delta W$ преобладают процессы концентрации, а отрицательных – процессы рассеивания. Согласно формуле (2) увеличение температуры и разницы концентраций усиливают процесс рассеивания химических элементов в окружающей среде. Также усиливается рассеивание в местах начала потока вод (в этом случае знак второго члена формулы 2 – отрицательный). Процесс концентрации химических элементов, происходящий в зонах разгрузки потока вод, усиливается при возрастании скорости потока вод, вязкости, радиуса пор, а также увеличении отношения $\rho_{\text{тф}}$ / $\rho_{\text{жф}}$. Для процесса концентрации знак второго члена формулы (2) – положительный. Обобщенный график распределения энергии представлен на рисунке.

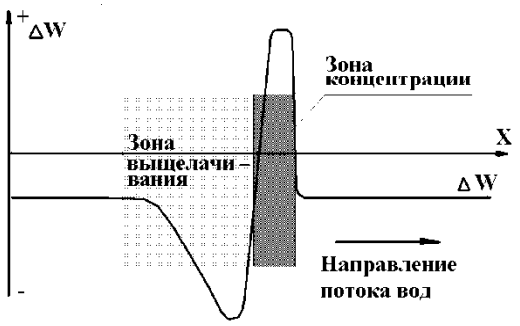



*Рисунок. Обобщенное представление распределения энергии процессов взаимодействия твердой и жидкой фаз по направлению потока вод*

Аналогичная модель разработана для атмосферы, как сочетания газовой и жидкой фаз [4].

Формула (2), представляющая сумму термодинамического и электрического потенциалов, по своей сути является объединенным выражением процессов перераспределения веществ в результате взаимодействия горных пород и вод. Термодинамический потенциал характеризует процессы рассеивания (приводящие к уменьшению энергии системы), а электрический – процессы перераспределения веществ как рассеивания, так и концентрации. Объединение позволяет корректно применить термодинамические представления к открытым средам геосферы, сняв тем самым основное противоречие и позволив учесть влияние структурного фактора на процессы межфазного перехода веществ в гидродинамических системах.

Теоретическое представление применено также к техносфере [7], биосфере [8] и атмосфере [4]. Установлены вещественно – структурные особенности этих сред, которые можно корректно объяснить только на базе приведенного представления. Эти же представления использованы в качестве физико-геологических предпосылок постановки геофизических методов для выявления и локализации местоположения гидродинамических структур, перераспределяющих вещества геосферы. Основными являются методы электроразведки, определяющие кажущееся электрическое сопротивление, а также электрические поля потенциала течения. Заверка производится способами, непосредственно определяющими искомые компоненты геосферы.

**Выводы**

1. Взаимодействие горных пород и вод в настоящее время объясняется с помощью представлений химической термодинамики.
2. Термодинамические представления основаны на растворении и произведении растворимостей. В реальных условиях вместо растворения минералов происходит выщелачивание части компонентов минералов. Эти представления не учитывают геометрию пространства, в котором происходят химические реакции. Кроме того, условия применимости термодинамики нарушены, т.к. реальные геологические среды представляют собой открытые системы. Нарушение устраняется путем параллельного использования электрических характеристик ионных соединений.
3. Сформулировано обобщенное математическое представление процесса взаимодействия горных пород и вод на основе суммирования потенциала Гендерсона и энергии электрического взаимодействия ионов.
4. Разработано новое представление взаимодействия горных пород и вод через посредство электрического поля потенциала течения на основе более строгого соблюдения закона электронейтральности. В соответствии с этим представлением взаимодействие происходит под влиянием трех факторов: динамического (скорость потока вод), структурного (изменчивость поперечного сечения потока), вещественного (отношения удельных электрических сопротивлений твердой и жидкой фаз).
5. Представление проверено на практических примерах для условий литосферы, техносферы, биосферы и атмосферы. Представление о взаимодействии горных пород применимо также для обоснования постановки геофизических методов, в частности – электроразведки.

*Работа выполнена в рамках гранта МОН РК 1758/ГФ4 «Обоснование применения геофизических методов для контроля миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне».*

**Литература**

1. Романов, А.М. Геолого-геофизическое картирование на основе геоэлектрических особенностей взаимодействия горных пород и вод. / А.М. Романов // Современные проблемы науки и образования. – 2014. – № 1. С. 428.
2. Романов, А.М. Преимущественная форма распространения веществ в литосфере и атмосфере / А.М. Романов // VIII Международная конференция «Мониторинг ядерных испытаний и их последствий, 04 - 08.2014. Тезисы докладов. – Курчатов: Казахстан.– 2014. – С. 70 – 71.
3. Романов, А.М. Взаимодействие вод с горными породами / А.М. Романов. – Алматы: ИВТ НАК «Казатомпром». – 2003. – 247 с. – ISBN 9965-13-902-4.
4. Романов, А.М. Взаимосвязи термодинамических и электрических параметров процесса взаимодействия горных пород и вод / А.М. Романов // Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича – Екатеринбург: Институт геофизики. УРО РАН. –2015. – С. 273 – 281.
5. Романов, А.М. Физико-геологические предпосылки захоронения радиоактивных отходов / А.М. Романов // Геология и охрана недр. – 2007.– №1. – С.79 – 82.
6. Романов, А.М. Миграция долгоживущих загрязняющих веществ в литосфере/ А.М. Романов. – Алматы: КАПЭ, 2005. – 147 с. – ISBN 9965-32-096-9.
7. Романов, А.М. Электрохимические процессы литосферы и биосферы / А.М. Романов. – Екатеринбург:УИПП. – 2016. – 136 с.

## ГЕОСФЕРАЛАР ҮШІН ТЕРМОДИНАМИКАЛЫҚ ТҮСІНІКТЕРІН ТҮРЛЕНДІРУ

**Романов А.М.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Геосфера фазаларының өзара әрекеттестігін термодинамикалық түсінуі, химиялық қосылыстардың электрлік сипаттамаларын есепке алатын жаңа түсінікпен толықтырылған. Гендерсон потенциалын және иондардың электрлік өзара әрекеттестігінің энергиясын қосындылау негізінде таужыныстар мен сулардың өзара әрекеттестігінің процессін қорытынды математикалық түсінуі тұжырымдалған. Теоретикалық түсініктің литосфераның, сондай-ақ техносфераның, биосфераның және атмосфераның нақты жағдайларымен сәйкестігін дәлелдеп көрсеткен тексеруі орындалған.

## MODIFICATION OF THERMODYNAMIC REPRESENTATIONS FOR THE GEOSPHERE

**A.M. Romanov**

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

Thermodynamic representations of the geosphere phases' interaction have been added by new representation that considers electrical characteristics of chemical entities. A generalized mathematical representation of the rocks and waters interaction process has been formed on the basis of summing up the Henderson potentials and the energy of electric interaction of ions. A check-up proving the compliance of theoretical representation with the real conditions of the lithosphere as well as techno-sphere, biosphere and atmosphere has been conducted.

УДК 541.13; 550.3 550.4; 550.8.013

# ЛОКАЛИЗАЦИЯ РАДИОНУКЛИДОВ В ПОТОКАХ ВОД

**Романов А.М.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

Представлена возможность локального концентрирования радионуклидов непосредственно в потоках вод без видимого участия дополнительных источников поступления веществ. Выполнены эксперименты, моделирующие отложение веществ из потоков вод под воздействием электрического поля при наличии динамических, структурных и вещественных неоднородностей. Приведены примеры локального накопления радионуклидов в потоках вод до поступления веществ в рудные зоны.

Распределение радионуклидов в литосфере изучается при поисках месторождений урана, а также при изучении загрязнения окружающей среды техногенными веществами с использованием радиометрических и радиогидрогеохимических съемок. Пути миграции и локализация радионуклидов могут быть установлены на основе изучения динамических, структурных и вещественных факторов процесса взаимодействия горных пород и вод [1]. Главным агентом поступления и переноса радионуклидов являются потоки вод. Обычно полагается, что по мере удаления от источника радионуклидов их активности последовательно уменьшаются, как в самих водах, так и в горных породах, по которым они протекают.

В данной статье, в отличие от других работ, рассматривается локальное концентрирование радионуклидов непосредственно в потоках вод без участия дополнительных источников поступления веществ.

При рассмотрении результатов радиогидрогеохимических съемок зачастую выявляются особенности распределения радионуклидов не только в твердой, но и непосредственно в самой жидкой фазе литосферы. Эти особенности не всегда должным образом объясняются существующими геологическими представлениями. Характерным примером является объяснение формирования экзогенных месторождений урана за счет реакций, происходящих при взаимодействии веществ потока вод с органическим веществом вмещающих горных пород [2, 3]. В работе Бойла Д. [4] показано, что количество органических веществ во вмещающих горных породах недостаточно для осаждения той массы урана, которая содержится в этих месторождениях, т.е. объяснение противоречит вещественному фактору и является некорректным.

Другим примером является объяснение отложения урана на окислительно-восстановительных барьерах, представленных сульфидами. Полагается, что уран осаждается из растворов преимущественно на участках с повышенными содержаниями сульфидных минералов [4]. Это полностью не согласуется с известными петрографическими данными: повышенные содержания первичных сульфидов отмечаются в зонах восстановления на внешних границах роллов урановых руд, а высокие содержания вторичных (вновь образованных) сульфидов - на внутренних границах роллов, в зоне окисления [4]. Кроме того, окислительно-восстановительный потенциал, проявляющийся при взаимодействии сульфидов с кислородом, не достигает уровня, достаточного для перехода урана в нерастворимое состояние [4]. Исключением является мельниковит – сравнительно редкий сульфид железа.

Таким образом, представленные объяснения осаждения радионуклидов из потоков вод относятся к априорным и некорректным. К тому же недостаточное внимание уделяется перераспределениям веществ непосредственно внутри фаз.

### Пример 1. Экзогенные урановые месторождения [4]

Типичные распределения рудного вещества и попутных компонентов в окислительной и восстановительной фациях участков экзогенных урановых месторождений, а также физико-химическая характеристика геологической обстановки представлены на рисунке 1.

Водный поток перемещается по наклонному проницаемому пласту, который подстилается и перекрывается водонепроницаемыми горными породами. По мере продвижения вод отмечается последовательное увеличение их общей минерализации от 1,2 до 1,84 г/л и более. Содержание гидрокарбонатов при этом сначала возрастает синхронно с увеличением общей минерализации, а затем постепенно снижается. Локальный минимум концентрация гидрокарбонат-иона отмечается непосредственно в урановорудной зоне. Изменение общей минерализации указывает на перераспределение веществ между подземными водами и вмещающими горными породами, что приводит к изменению химического состава вод и горных пород. В частности, изменяется содержание гидрокарбонатов и уменьшается содержание кислорода в водах. Во вмещающих породах, на границах водоносного пласта и окружающих водоупоров, откладываются карбонаты. Причины указанного изменения химического состава вод не определены.

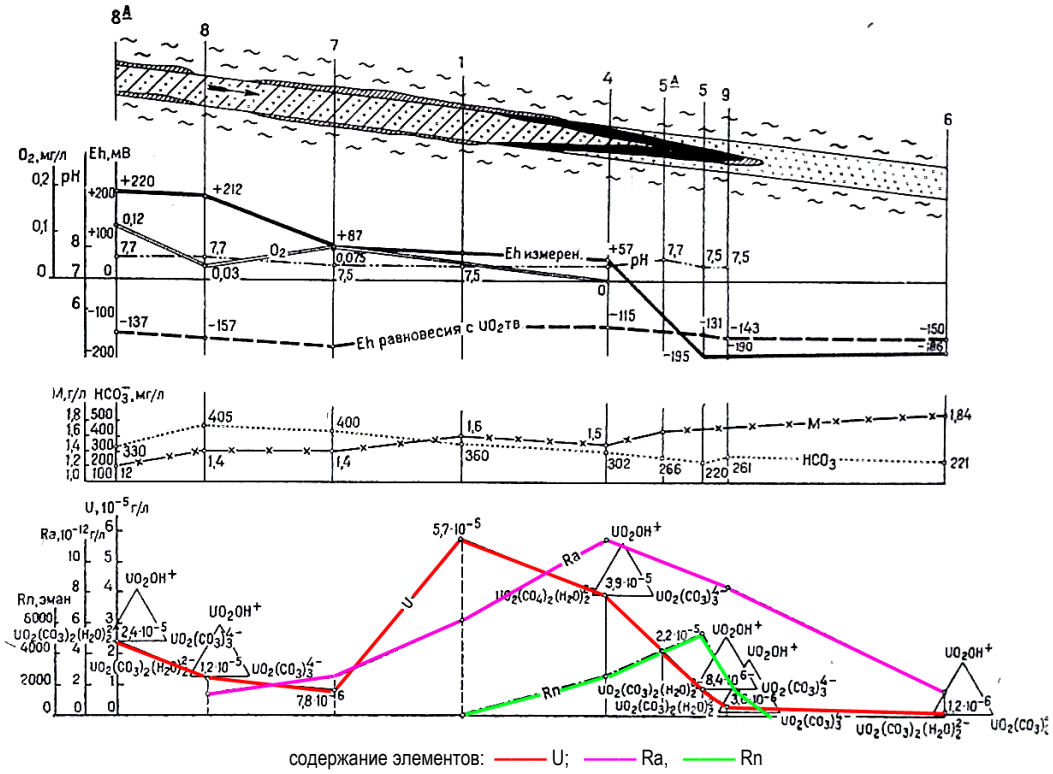



*Рисунок 1. Типичный гидрогеохимический разрез по одному из роллов экзогенных месторождений урана в Южном Казахстане (согласно Глазову А.Н., Керносовой К.В. и Лисицыну А.К.) [4]*

На фоне последовательного увеличения общей минерализации вод отмечаются локальные изменения содержания растворенного урана: сначала, по мере удаления от мест инфильтрации атмосферных осадков, содержание урана последовательно снижается с $2{,}4 \cdot 10^{-5}$ до $7{,}8 \cdot 10^{-6}$ г/л; затем, на участках развития горных пород окислительной фации, – повышается до $5{,}7 \cdot 10^{-5}$ г/л; и, далее, на участках развития горных пород восстановительной фации, – снижается до $1{,}6 \cdot 10^{-6}$ г/л. Т.е., по мере продвижения потока вод на фоне регионального последовательного снижения содержания урана формируется его локальное повышение. Аналогичное распределение, но со сдвигом по направлению потока вод свойственно радию. Еще большим сдвигом характеризуется пик радона. Сдвиг пика радона относительно пика радия может быть объяснен сравнительно просто: он является следствием миграции инертного газа радона от места концентрирования радия (образующего радон при радиоактивном распаде) с потоком вод.

Сдвиг (а также формирование) пика радия относительно пика урана можно объяснить, как результат большей подвижности радия по сравнению с подвижностью урана в геологических средах: радий является дочерним продуктом распада урана и формируется в местах локализации урана; радий относится к щелочноземельным металлам и, наряду с кальцием и магнием, является одним из наиболее миграционноспособных элементов. В отличие от стабильных изотопов кальция и магния радий подвержен распаду и, вследствие этого, при низких скоростях миграции не может распространяться на большие расстояния от локальных скоплений урана.

Объяснение формирования пика урана является более сложной задачей:

– максимальное содержание урана в пластовых водах отмечается перед рудным роллом (рисунок 1), из чего следует, что максимальное накопление урана в водах происходит прежде, чем воды поступят на участок рудных пород;

– затем наблюдается последовательное снижение концентраций урана в водах по мере прохождения потока через рудные породы. Выход значений содержания урана в пластовых водах на асимптоту с минимальным значением $1{,}2 \cdot 10^{-6}$ г/л происходит за пределами рудной зоны по направлению потока. Значение $5{,}7 \cdot 10^{-5}$ г/л (пик по потоку вод до рудного ролла) при общей минерализации 1,6 г/л соответствует $3{,}6 \cdot 10^{-2}$ г урана на 1 грамм сухого остатка. В пределах рудного ролла – $2{,}6 \cdot 10^{-2}$ г урана на 1 грамм сухого остатка. После рудного ролла содержание составляет $0{,}06 \cdot 10^{-2}$ г урана на 1 грамм сухого остатка. Даже последнее из перечисленных значений более чем на порядок превышает содержания урана в горных породах и указывает на его высокую миграционную способность с потоками вод в зоне гипергенеза.

Поскольку уран переносится потоком вод, отложение его (переход в твердую фазу) является следующим во времени процессом после поступления урана с водами на участок локализации.

**Пример 2. Поверхностные скопления урана [5]**

Ключевые воды, поступающие в торфяники Касмери-Лейк содержат 50 ppm урана. Поровые воды в торфяниках – 400 ppm урана. Содержание урана в водах, прошедших через торфяники болот падает в 10 раз и составляет 5–6 ppm. Отсюда неизбежна следующая логическая схема поведения радионуклидов: на входе в болота (застойные накопители) воды имеют повышенную концентрацию урана; на выходе из болот концентрация урана понижена относительно входа. Таким образом, в болотах происходит задержка урана. При этом концентрация урана в водах болот (накопителя) резко повышена относительно входа и выхода, т.е. задержка урана происходит непосредственно в водах болот. Если бы повышение концентраций урана в водах происходило за счет его выщелачивания из органического вещества болот (добавление к существующим концентрациям), то на выходе из болот концентрация урана должна превышать концентрацию урана на входе, что не отмечается на практике.

Непосредственно в твердой фазе (торфянике) аномальные повышения радиоактивности наблюдаются на участке впадения ручья в болота. Далее, в сторону выхода вод из болота уровень радиоактивности торфяников снижается до фоновых значений. И это происходит несмотря на то, что содержания радионуклидов в водах выхода из болота в 3–5 раз превышает фоновый уровень.

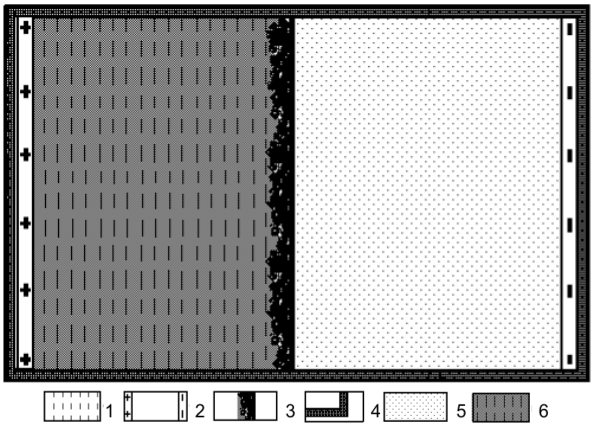
Таким образом, в принципиально разных условиях (подземных и поверхностных) первоначальным является локальное накопление урана в водах и только после этого – в твердой фазе.

**Эксперименты на физических моделях**

В вышеприведенных примерах локальные накопления урана в потоках вод непосредственно не связаны с вещественным фактором, определяемым твердой фазой горных пород, т.е. осадительный барьер в обычном понимании этого термина отсутствует. Для объяснения накопления урана в жидкой фазе предлагается использовать динамический и структурный факторы, определяющие изменчивость поперечного сечения гидродинамических структур и, следовательно, - скорости потоков. Динамический фактор рассматривается как воздействие электрического поля на ионные соединения, которое определяет скорость перемещения ионов в растворах. Структурный фактор определяет локальное изменение напряженности (или плотности электрического тока) под воздействием внешних причин – изменения поперечного сечения структуры, по которой проходит электрический ток.

Для оценки возможности осаждения веществ из растворов под действием динамического и структурного факторов выполнены эксперименты на физических моделях, в которых вместо радионуклидных соединений использованы соединения меди, пространственное распределение которых позволяет визуально фиксировать особенности прохождения процесса выделения из твердой фазы, а также распространение и осаждение веществ из раствора.

*Опыт 1.* Использована электролизная ячейка с медными электродами и электролитом – водопроводной водой. От анода в раствор поступает гидроокись меди голубого цвета. При отсутствии препятствий гидроокись меди равномерно распространяется от анода к катоду и осаждается вблизи середины ячейки (рисунок 2). Форма осаждения – близка к прямой, параллельной электродам.

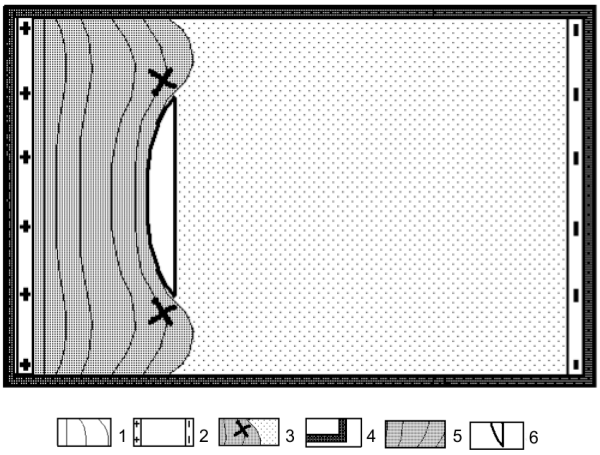



1 – последовательное положение фронта раствора с гидроокисью меди; 2 – электроды; 3 – осадок гидроокиси меди в месте остановки фронта раствора; 5 – вода без гидроокиси меди; 6 – вода с гидроокисью меди

*Рисунок 2. Поступление в раствор, перенос и отложение гидроокиси меди под воздействием электрического поля*

Причина осаждения вещества в межэлектродном пространстве: изменение структуры раствора – перераспределение pH под действием электрического поля [6]. Динамический и вещественный параметры при этом не изменяются.

*Опыт 2.* Изменение структуры межэлектродного пространства, путем введения в него объекта с удельным электрическим сопротивлением, отличным от сопротивления воды (тем самым моделируется изменение динамического и вещественного параметров межэлектродного пространства). Для этого в межэлектродное пространство помещалась стеклянная пластина, поверх которой не было воды. Расстояние пластины от положительного электрода составляло ~1/3 от общего межэлектродного расстояния. Пластина только частично перекрывала пространство между боковыми краями кюветы (рисунок 3).




1 – фронт потока гидроокиси меди; 2 – электроды; 3 – осадок гидроокиси меди в форме креста; 4 – борт кюветы; 5 – раствор с гидроокисью меди; 6 – стеклянная пластина

*Рисунок 3. Осаждение гидроокиси меди в местах максимального градиента потенциалов электрического поля за пределами границ раздела твердой и жидкой фаз*

Стеклянная пластина препятствует прохождению электрического тока больше, чем вода. Она уменьшает площадь поперечного сечения, через которую проходит электрический ток. На участках между концами пластины и боковыми краями кюветы плотность тока (и напряженность) возрастает по сравнению с другими частями межэлектродного пространства. Тем самым создаются участки повышенной напряженности электрического поля. Как видно из рисунка 3, именно на этих участках происходит осаждение гидроокиси меди при пропускании электрического тока. Центры осадков находятся в точках максимального градиента напряженности электрического поля, они приближены к краям пластины. Особое внимание следует обратить на форму осадка – в виде креста, повернутого под углом около 45$^{o}$ к направлению потока. Линии крестов соответствуют фронтам потока гидроокиси до и после прохождения точки максимального градиента. Места осадков удалены от стеклянной пластины и боковых краев кюветы. Это позволяет утверждать, что в данном эксперименте осаждение вещества из раствора происходит в местах резкого изменения градиента электрического поля за пределами границ раздела участков высокого и низкого сопротивления. Тем самым, опытным путем показана возможность осаждения веществ из растворов на участках совместного воздействия факторов: структурного (изменение поперечного сечения потока) и динамического (изменение скорости потока). Приближение осадка к краевым частям стеклянной пластины свидетельствует об опосредованном воздействии вещественного фактора – различия удельного электрического сопротивления твердой и жидкой фаз [7]. В природных условиях напряженность электрического поля изменяется в местах изменения соотношения значений удельного электрического сопротивления фаз. При неизменном химическом (и минеральном) составе твердой фазы, вмещающей водный поток, вещественный фактор не влияет на перераспределение веществ жидкой фазы гидродинамической системы.

Таким образом, главным результатом описанных опытов является доказательство возможности накопления веществ в жидкой фазе и последующего осаждения с переходом в твердую фазу.

**Полевые эксперименты**

В природных условиях локальные накопления техногенных радионуклидов цезия-137, стронция-90 и трития изучались по водам ручья, вытекающего из боевой штольни [6]. В 2015 г. полевые эксперименты проведены на участках ручьев Байтлес и Узынбулак Дегеленского массива, а также реки Шаган (СИП), в результате которых отмечена приуроченность повышенных активностей радионуклидов и содержаний нерадиоактивных компонентов к участкам расширений русла потоков с видимым замедлением скорости движения воды. По данным съемки методом естественного электрического поля на этих участках отмечается также повышенные значения потенциала течения [7].

Ранее показано (рисунок 1), что пиковое повышение содержания урана в потоке пластовой воды на участке экзогенного уранового месторождения проявлено до рудной зоны. Наряду с этим отмечены: 1) региональное распределение содержаний гидрокарбонат-иона в пластовых водах гидродинамических структур, вмещающих экзогенные месторождения урана, 2) локальное понижение содержаний урана в рудных зонах как следствие суммарного воздействия трех факторов (вещественного, структурного, динамического). Соединение $CO_2$ с водой и образованием угольной кислоты, определившим нарастание в начале потока содержаний $HCO_3^-$, является структурным образованием, которое формируется в результате воздействия электрического поля потенциала течения. После достижения максимума (участок снижения содержания кислорода) наблюдается последовательное снижение общего содержания гидрокарбонат-иона в растворе. На участках миграции вод происходит соединение $CaCO_3$ и $MgCO_3$ твердой фазы с $H_2CO_3$ и образование гидрокарбонатов – $Ca(HCO_3)_2$ и $Mg(HCO_3)_2$. Эти переходы не обусловлены существенным изменением химического состава растворов, а также твердой фазы, и возможны только при воздействии внешнего источника – электрического поля потенциала течения [8]. В результате воздействия электрического поля на участке оруденения гидрокарбонаты стремятся к переходу в твердую фазу. Тем самым объясняется локальный минимум содержаний $HCO_3^-$ в растворах рудной зоны. Перечисленные изменения происходят непосредственно в жидкой фазе гидродинамической структуры.

**Выводы**

Анализом примеров фактического распределения веществ в природных потоках вод показана возможность локального изменения содержаний веществ в жидкой фазе. При движении вод через горные породы обязательно формируется электрическое поле потенциала течения. Оно оказывает силовое воздействие на ионы, перемещает их, в результате чего происходит перераспределение ионов в жидкой фазе. Помимо перехода из жидкой фазы в твердую, возможно локальное накопление веществ непосредственно в водах, что наглядно демонстрируется экспериментами. При неизменном химическом (и/или минеральном) составе твердой фазы локальное накопление веществ жидкой фазе обусловлено воздействием на среду динамического и структурного факторов, характеризующих гидродинамические системы.

На основе данных полевых исследований установлено наличие локальных максимумов активности в потоках вод, содержащих радионуклиды. Как правило, локальное накопление радионуклидов в жидкой фазе происходит на участках расширения и замедления потоков. При этом дополнительные, местные источники поступления веществ могут отсутствовать, а минеральный состав вмещающих горных пород не меняется.

*Работа выполнена в рамках гранта МОН РК 1758/ГФ4 «Обоснование применения геофизических методов для контроля миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне».*

**Литература**

1. Романов, А.М. Геолого-геофизическое картирование на основе геоэлектрических особенностей взаимодействия горных пород и вод А.М. Романов // Современные проблемы науки и образования. – 2014. – № 1. – С. 428.
2. Бойл, Д.Р. Генезис поверхностных месторождений урана / Д.Л. Бойл // Материалы по геологии урановых месторождений капиталистических стран. – М., 1987. − Вып. 38. − С. 64–82.
3. Бойл, Д.Р. Геология и фациальные условия образования урановых месторождений базального типа в осадочных породах / Д.Р. Бойл // Материалы по геологии урановых месторождений капиталистических стран // М. , 1985. − Вып. 34. − С. 48-56.
4. Лисицын, А.К. Гидрогеохимия рудообразования / А.К. Лисицин. - М.: Недра, 1975. − 248 с.
5. Романов, А.М. Модификация физико-геологического представления о формировании эпигенетических месторождений урана / А.М. Романов, М.А. Романова. – Екатеринбург: УИПП. − 238 с.
6. Романов, А.М. Взаимодействие вод с горными породами / А.М. Романов // Алматы: ИВТ НАК «Казатомпром», 2003. − 247 с.
7. Обеспечение безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона: отчет по мероприятию государственной бюджетной программы БП-011 «Обеспечение радиационной безопасности» / ИГИ НЯЦ РК; рук. В.Н. Демин. – Курчатов, 2006. − 77 с.
8. Обоснование применения геофизических методов для контроля миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне: отчет о НИР (промежуточный) / РГП ИГИ; рук. Романов А.М. – Курчатов, 2015. – 170 с.

## СУ АҒЫМДАРЫНДА РАДИОНУКЛИДТЕРДІ ЛОКАЛИЗАЦИЯЛАУ

**Романов А.М.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Заттектер түсудің қосымша көздерінің көрнекі қатысуысыз тікелей сулар ағымында радионуклидтер локалды шоғырлану мүмкіншілігі көрсетілген. Заттекті, динамикалық және құрылымды біртекті еместік болуында электр өрісінің ықпалымен су ағымдарынан заттекетер түзілуін моделдейтін эксперименттер орындалған. Заттектер рудалық зоналарға түсуіне дейін су ағымдарында радионуклидтер локалды жиналу үлгілері келтірілген.

## RADIONUCLIDES LOCALISATION IN THE WATER FLOWS

**A.M. Romanov**

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

There has been an opportunity of local concentration of radionuclides directly in the water flows without apparent participation of additional sources of matter. Experiments have been carried out; they simulated the matter's deposits from the water flows under the impact of electric field in dynamic, structural and material heterogeneities. The paper demonstrates the examples of local accumulation of radionuclides in the water flows before the matters occur at the ore zones.

УДК 550.83

# МИГРАЦИЯ ТРИТИЯ НА РЕКЕ ШАГАН

**Бахтин Л.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М.**

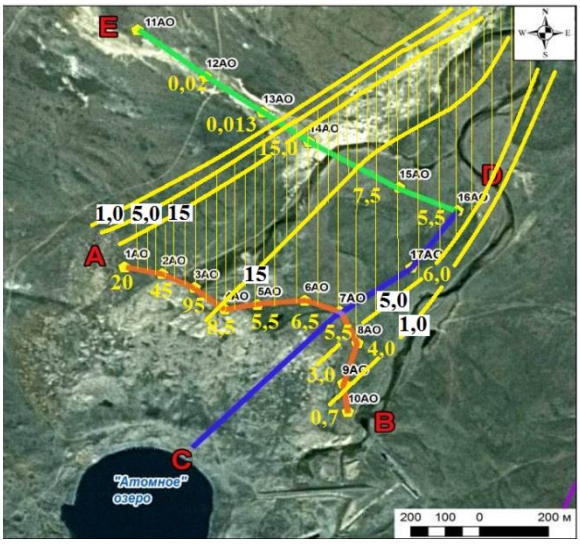
***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

На основе статистического анализа данных радиогидрогеохимического опробования вод, вытекающих из боевых штолен Семипалатинского испытательного полигона, установлено существенное различие распределений цезия-137 и трития по разным штольням. Показано, что причиной различия является нахождение трития в газовой (подвижной в трещинах и микротрещинах) и в жидкой (подвижной в трещинах и неподвижной в микротрещинах) фазах, а цезия-137 – только в жидкой фазе.

В юго-восточной части Семипалатинского испытательного полигона (СИП) протекает река Шаган. В пределах площадки Балапан часть поверхностных вод реки проходит по искусственному каналу к воронке взрыва, произведенного в скважине №1004 («Атомное озеро») и далее фильтруется через радиоактивные горные породы ее дна и бортов. При этом вымываются продукты взрыва – техногенные радионуклиды. Таким образом, на территории Семипалатинского испытательного полигона (СИП) действует источник постоянного избыточного поступления радиоактивных веществ в окружающую среду, в том числе – трития. Тритий поступает в поверхностные и подземные воды аллювиальных отложений и трещиноватые коренные породы. Предполагается, что наибольшая активность его связана с зоной интенсивной трещиноватости, в радиусе до 500 м от устья скважины № 1004. Не исключено, что тритий может мигрировать в реку Шаган и от других скважин, где производились ядерные взрывы.

Со времени взрыва в скважине № 1004 и по настоящее время на реке Шаган систематически проводится радиоэкологический мониторинг [2]. По данным радиохимического опробования [1] воды «Атомного озера» содержат избыточные активности трития: в верхней его части активность составляет 100–200 Бк/м$^3$, в донной части – до 40000 Бк/м$^3$. В 2013 г. ИРБЭ пробурил и опробовал 5 скважин вдоль навала горных пород от воронки взрыва, а также провел анализ результатов по ранее пробуренным 7 скважинам (рисунок 1).

Распределение активности характеризуется следующими особенностями: на профиле АВ, поперечном долине реки, от скважины 1АО до скважины 3АО отмечено увеличение концентрации трития от 20 до 95 кБк/кг. Далее от скважины 4АО наблюдается резкое снижение (на порядок) активности трития, которое продолжается до конца профиля АВ, составляя в скважине 10АО всего 0,7 кБк/кг. Наибольшие значения активности трития отмечены вблизи западного борта долины. При удалении от русла старицы значения активности резко уменьшаются. Так, если непосредственно вблизи отвала на западном берегу старицы активность трития грунтовых вод составляет 95 кБк/кг, то в 600 м ниже по течению (профиль DE) активность трития уменьшается до 15 кБк/кг, т.е. снижается в 6 раз [1, 2]. Объяснение этому снижению, как результату преимущественного (практически полного) перехода трития из поверхностных вод в грунтовые, представляется сомнительным. Далее, на расстоянии от 1,5 км до 4 км от озера, активность трития в водах реки сопоставима с фоновым уровнем. При этом по основному руслу реки повышения активности трития в поверхностных водах не обнаружены даже после их соединения со старицей.




желтые изолинии содержания трития (кБк/кг) – авторское построение

*Рисунок 1. Распределение трития по результатам опробования скважин (данные ИРБЭ)*

Ниже по течению реки, на расстоянии от 4 до 6 км от «Атомного озера», отмечены локальные повышения активности $^3$H в пробах речных вод (рисунок 2). Повышенные активности $^3$H (1,5 – 2,5 кБк/кг) в реке Шаган прослеживаются на расстоянии до 20 км от «Атомного озера». Согласно рисунку 2 непосредственная связь повышений активности трития с воронкой взрыва скважины № 1004 не проявлена [1].

В месте впадения в реку Иртыш активность вод не превышает 100 Бк/кг, что существенно ниже уровня вмешательства (7,60 кБк/кг). Зато доказывается региональная протяженность ореолов, представленных водным тритием.

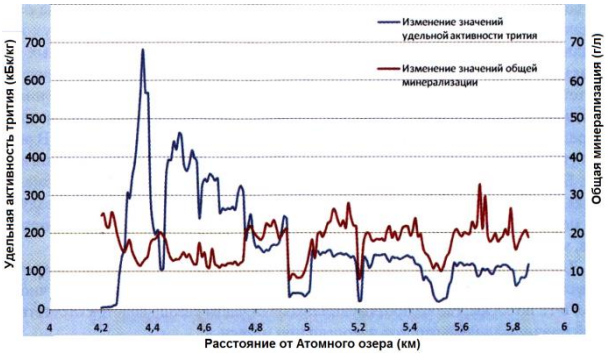



*Рисунок 2. Изменение концентрации трития и общей минерализации в водных пробах реки Шаган на участке детализации в 4–6 км от «Атомного озера» (данные ИРБЭ)*

Приведенные данные вызывают ряд вопросов:

1. Почему в главном источнике загрязнений («Атомное озеро») активность трития существенно меньше, чем в водах старицы, а также в основном русле реки Шаган? Наличие сравнительно повышенной активности донных отложений озера также оказывается меньшим, чем активность грунтовых вод под старицей. Возможным объяснением этого является поступление трития в воды реки из навала выброшенных взрывом горных пород.

2. За счет чего в речных водах на расстоянии 4 км ниже по течению образуется следующий ореол трития с намного большей активностью? Предположение о том, что новый ореол является следствием поступления трещинных вод из «Атомного озера», весьма спорно:

– протяженность ореола трития от навала экскавационного взрыва, окружающего на востоке участок взрыва скважины №1004, – конечная;

– непосредственная связь предыдущего и нового ореола не установлена и относится именно к предположению;

– активность трития в новом ореоле еще больше, чем в первом ореоле;

– активность основной массы вод «Атомного озера» в сотни – тысячи раз ниже, чем активность вод нового ореола.

Сопоставление радиологических данных по ручьям, вытекающим из боевых штолен СИП указывает на существенно большую протяженность тритиевых ореолов по сравнению с ореолами рассеяния стронция-90 и цезия-137. При сопоставлении данных по тритию с данными по стронцию-90 и цезию-137 получен коэффициент корреляции парных значений −0,04. С вероятностью 95% он незначим. Вид зависимости и значение коэффициента корреляции типичны для явно выраженного отсутствия связи между сопоставляемыми значениями (рисунок 3). Тем самым устанавливается практически полное отсутствие взаимосвязи между активностями ореолов цезия-137 и трития.

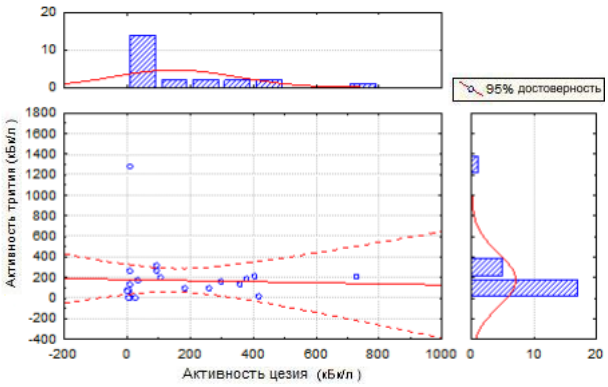



*Рисунок 3. Парные значения активностей цезия-137 и трития для вод, вытекающих из боевых штолен СИП*

Проявления высоких активностей трития на фоне низких активностей цезия-137 обусловлены различием проницаемости вмещающей среды для этих радионуклидов. Проницаемость скальных пород, в которых пройдены боевые штольни, определяется трещиноватостью и микротрещиноватостью. В результате взрывов происходит дополнительное к природному нарушение целостности вмещающих скальных пород. Вокруг очагов ПЯВ образуются трещины и микротрещины, которые заполняются водой. На фоне природных формируются техногенные гидродинамические структуры. Движение вод в этих структурах приводит к распространению продуктов ПЯВ – радионуклидов, загрязняющих окружающую среду на расстояния до километров – десятков километров.

Микротрещины характеризуются меньшими размерами по сравнению с трещинами. Поэтому в микротрещинах медленнее, вплоть до остановки, происходит движение вод. Соответственно микротрещиноватые горные породы могут оказаться препятствием для миграции радионуклидов с жидкой фазой. Проницаемость трещиноватых и микротрещиноватых горных пород для газовой фазы (в том числе и трития) намного выше, чем для водной фазы. Поэтому тритий в газовой форме способен мигрировать по микротрещинам без сопровождения другими радионуклидами.

Наличие резкого повышения в речных водах активности трития на расстоянии 4,25 км от «Атомного озера» вниз по течению реки представлено на рисунке 2. На интервале 4,25–4,92 км пики высокой активности трития совмещены с локальными понижениями общей минерализации речных вод. Коэффициент корреляции между активностью трития и минерализацией значимый, отрицательный (рисунок 4). Таким образом, отмечается водоприток с повышенной активностью трития.

На интервале от 4,92 км до 5,86 км и далее, локальные понижения активности трития совмещены с понижениями значений общей минерализации. Коэффициент корреляции – положительный, значимый (рисунок 5).

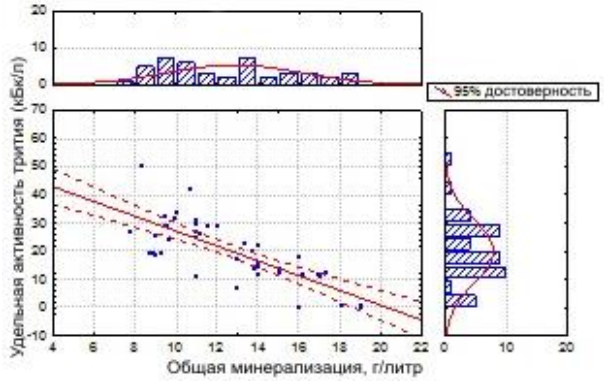



*Рисунок 4. Зависимость удельной активности трития и общей минерализации на интервале 4,25–4,92 км от «Атомного озера» по реке Шаган*

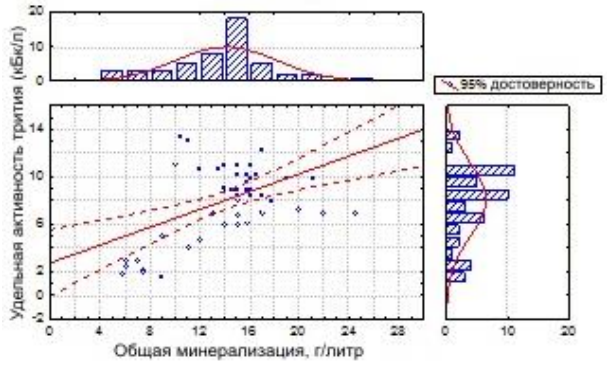



*Рисунок 5. Зависимость удельной активности трития и общей минерализации на интервале 4,92–5,86 км от «Атомного озера» по реке Шаган*

Понижение общей минерализации свидетельствует о наличии сравнительно узкого (500–600 м) притока в реку слабоминерализованных вод. Сделано предположение [3] о том, что приток связан с трещинными водами из Жананской зоны смятия, которая проходит через участки боевых скважин №№ 1053, 1058 и 1087 и русло реки Шаган на участке детальных исследований. Именно в пределах зоны смятия отмечается резкое увеличение мощности коры выветривания, характеризующейся высокой водопроницаемостью. Зона выступает в роли крупного накопителя и канала миграции подземных вод со сравнительно низкой минерализацией и повышенной активностью.

Возможен еще один вариант объяснения, вытекающий из результатов радиометрической съемки, выполненной РГП ИГИ в 2015 г. Установлена пространственная связь тритиевого ореола с локальными аномалиями гамма-активности на берегу реки Шаган. Наиболее вероятной причиной гамма-аномалий является повышение активности цезия-137. Это указывает на возможность связи тритиевого ореола с поверхностным загрязнением территории, сформированным в результате взрыва в скважине № 1004. Необходимы дополнительные исследования.

Еще к одной из особенностей, требующих объяснения, следует отнести характер распределения активности трития, представленный на рисунке 2. На интервале 4,25–4,92 км уменьшение активности трития происходит намного интенсивнее по сравнению с уменьшением на следующем интервале от 4,92 км до 5,86 км и далее. Такое различие может быть только в том случае, если тритий находится не только в жидкой, но и в газообразной форме. Исходя из рисунка 2, можно предположить два вероятных варианта снижения удельной активности трития по мере удаления от места его поступления в поток реки Шаган: 1) выброс газовой фазы трития из вод реки в атмосферу за счет барботажа раствора при поверхностном течении потока (в данном случае вниз по течению реки на коротком интервале на расстоянии 600 м от места поступления - максимума значений трития); 2) рассеяние жидкой фазы тритиевой воды при длительном движении потока в условиях отсутствия дополнительных источников трития (в данном случае на протяженном интервале – от 20 до 70 км ниже по течению от «Атомного озера»). Возможно совместное проявление обоих вариантов.

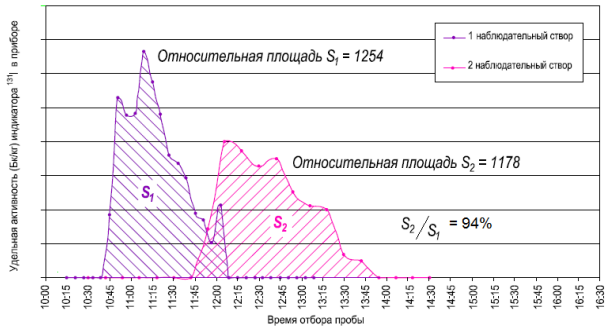
Вид графиков на рисунке 2 позволяет предположить вероятность того, что удельная активность трития газовой фазы в подземных условиях в 5–7 раз превышает активность тритиевой воды. В наземных условиях из-за барботажа и последующего рассеяния в атмосфере газообразного трития соотношение может быть обратным. Причем именно тритиевая вода повышенной активности может мигрировать с речными потоками на расстояния в десяткисотни раз большие, чем газообразный тритий, что и отвечает фактическим данным.

Отсутствие значимого поступления радионуклидов из вод реки Шаган в окружающие горные породы доказывается результатами натурного опыта, выполненного ИРБЭ. Радиоактивный индикатор $^{131}$I вводился в поток реки Шаган на расстоянии 4,7 км от «Атомного озера». Замеры активности вод выполнены в двух наблюдательных створах – на расстоянии 68 м и 128 м ниже по течению (рисунок 6). Согласно гидрологическим определениям в первом створе поступление воды в русло превышает ее переход во вмещающие горные породы, а во втором – наоборот. Ожидаемым является уменьшение уровня общей удельной активности индикатора в потоке вод по мере удаления от места его ввода.

Обращает на себя внимание то, что во втором створе время прохождения индикатора оказалось существенно большим, чем в первом. В результате площади фигур, ограниченных кривыми распределений активности и осью времени оказались практически одинаковыми.

Различие не превышает 6%, что существенно меньше погрешности радиохимических измерений. Таким образом, за время прохождения $^{131}$I через первый и второй створы общая активность его остается

практически неизменной. Уменьшение удельной активности при этом обуславливается «растягиванием» пика во времени за счет неравномерности течения вод через поперечное сечение русла, т.е. при прохождении вод между створами изменение общей активности несущественно. Это же относится и к распределениям других радионуклидов, в т.ч. и трития.




удельная активность индикатора $^{131}$I в пробах воды, отобранных в наблюдательных створах в ходе эксперимента 15.10.2009, приведена к 06.10.2009

*Рисунок 6. Индикаторные кривые эксперимента по реке Шаган (данные ИРБЭ)*

Поступление тритиевой воды из реки в горные породы, выполняющие русло реки, ожидается слабым. Низкий уровень перехода водного трития из вод во вмещающие горные породы обуславливает возможность его использования в качестве маркера миграционных потоков радионуклидов из очагов ядерных взрывов. Изложенное непротиворечиво объясняет и подтверждает значимое отличие миграционной способности трития от миграционной способности других радионуклидов в природных средах.

Представленные особенности распределения трития следует использовать при оценке радиационной ситуации на Семипалатинском испытательном полигоне, которая может проводиться на основе определения структурных и вещественных особенностей гидродинамических систем, переносящих радионуклиды. Для изучения этих особенностей могут быть использованы электроразведочные методы в сочетании с замерами активности газового трития, имеющего высокую проникающую способность.

*Работа выполнена в рамках гранта МОН РК 1758/ГФ4 «Обоснование применения геофизических методов для контроля миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне».*

**Литература**

1. Айдарханов, А.О. Состояние экосистемы реки Шаган и основные механизмы его формирования / А.О. Айдарханов [и др.] // Сб. трудов ИРБЭ за 2007–2009 гг., – Курчатов, 2010. – С. 9–54.
2. Обеспечение радиационной безопасности на территории Республики Казахстан: отчет по республиканской бюджетной программе 008 (промежуточн.) / Мероприятие 1 «Обеспечение безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона» – ИРБЭ, Курчатов, 2015.
3. Романов, А.М. Особенности перераспределения радионуклидов в водотоках СИП / А.М. Романов, А.В. Кириллов // Вестник НЯЦ РК. – Июнь 2014. – вып. № 2 (58). – С. 177–186.

## ШАҒАН ӨЗЕНІНДЕ ТРИТИЙ ЖЫЛЫСТАУЫ

**Бахтин Л.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Семей сынау полигонының жерасты ядролық жарылыстар алаңы шегінде Шаған өзені суын радиогеохимиялық сынамалау деректері қарастырылған. Басқа нуклидтермен салыстырғанда жер қыртысында тритий таралуы басым болу туралы қорытынды расталған. Тритийдің су және газ фазаларының жылыстау қабілеттіліктерінің айырмашылығы көрсетілген. Шаған өзеніне тритй шығу жерлерінде радиоэкологияның деректерін пайымдау нәтижелерінің бірмәнді еместігі анықталған. ССП-де радиациялық жағдайды бағалау шұбәсіздігін жоғарылату үшін сулы және газды тритийді бірлесе есепке алу жолымен бірмәнді еместікті жою ұсынылған.

## MIGRATION OF TRITIUM IN SHAGAN RIVER

**L.V. Bakhtin, Ye.Yu. Pestov, A.M. Romanov**

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

The paper studies radio-hydro-geochemical testing data from Shagan river waters within the limits of the underground nuclear explosions area at Semipalatinsk Test Site. The conclusion on predominance of tritium propagation in the interior in comparison with other radionuclides has been confirmed. Difference of migration capacity of tritium's water and gas phases has been shown. The paper determined ambiguity of the radio-ecology data interpretation results at the site of tritium yield into Shagan river. The authors suggest eliminating the ambiguity by cooperative registration of gaseous and water tritium for the purposes of increasing the reliability of the estimate of radiation situation at STS.

УДК 550.83

# РАЗЛИЧИЯ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕДАХ

**Бахтин Л.В., Иванова И.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

На основе статистического анализа данных радиогидрогеохимического опробования вод, вытекающих из боевых штолен Семипалатинского испытательного полигона, установлено существенное различие распределений цезия-137 и трития по разным штольням. Показано, что причиной различия является нахождение трития и в газовой (подвижной в трещинах и микротрещинах), и в жидкой (подвижной в трещинах и неподвижной в микротрещинах) фазах, а цезия-137 – только в жидкой фазе.

Подземные ядерные взрывы являются источниками загрязнения поверхности и недр Семипалатинского испытательного полигона (СИП). Обычно полагают, что главным агентом выщелачивания и транспортировки продуктов (радионуклидов) ядерных взрывов являются потоки вод, которые способны переносить загрязнения высокой активности на расстояния до десятков километров. Изучение миграции радионуклидов в геологических средах проводится преимущественно гидрогеологическими и радиогидрогеохимическими методами. Эти методы систематически применяются при мониторинге СИП, но результаты их интерпретации не всегда укладываются в существующие гидрогеохимические представления.

В данной статье рассмотрены различия поступлений радионуклидов в потоки вод из очагов подземных ядерных взрывов на основе результатов радиогидрогеохимического анализа вод боевых штолен СИП за 1996–1997 годы (таблица 1).

В водах 11 штолен из 23 обследованных, отмечены высокие активности цезия-137, сопровождаемые высокими уровнями активности трития. Для этих штолен наблюдается обычная, ожидаемая картина соответствующих повышений активности вод по различным радионуклидам вблизи очагов ПЯВ. В остальных штольнях распределения цезия-137 и трития носят другой характер: в 3-х штольнях отмечаются низкие уровни активности и цезия-137 и трития; в 9 штольнях на фоне низких активностей цезия-137 проявлена высокая активность трития.

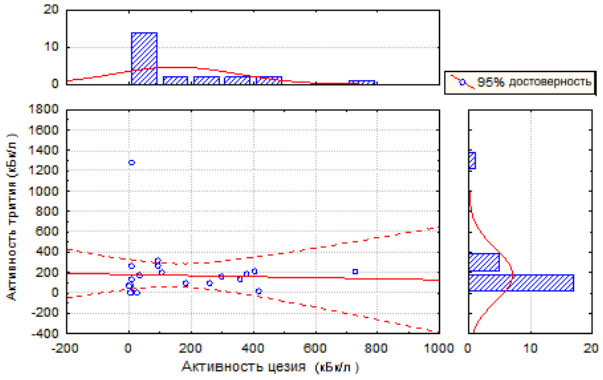



*Рисунок 1. Парные значения активностей цезия-137 и трития для вод, вытекающих из боевых штолен СИП*

*Таблица 1. Сопоставление поступлений цезия-137 и трития из очагов подземных ядерных взрывов в потоки вод боевых штолен (данные из архива РГП ИГИ)*

| №№ штолен | Активность трития (кБк/л) | | Активность цезия (Бк/л) | | Приток зимой 1996 г., л/мин | Приток летом 1996 г., л/мин |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1996 | 1997 | 1996 | 1997 | | |
| 156 | | 9,4 | | 7 | < 6 | 4.5 |
| 11 | ≤2 | ≤1,3 | 2 | 3 | 18.6 | 16.8 |
| **165** | 208 | 230 | 354 | 406 | 30 | **360** |
| 203 | 66 | | 4 | | 30.6 | 12 |
| 011 | ≤2 | ≤1,3 | 2 | 3 | 31.8 | 20 |
| **156-Т** | 9,9 | 20 | 18 | 27 | 37.4 | **159** |
| 152 | 169 | 136 | 27 | 32 | 45 | 6 |
| 150 | ≤2 | | 2,3 | | 48 | <6 |
| 506 | 78 | 112 | 2 | 5 | 76 | 50.4 |
| 204 | 260 | | 6,5 | | 80 | запечатана |
| **511** | 97 | 233 | 144 | 184 | 119.4 | **315.6** |
| **503** | 92 | 140 | 188 | 259 | 120 | **>500** |
| 196 | 198 | | 105 | | 130 | 43 |
| **609** | 20 | 32 | 313 | 419 | 135 | **361.8** |
| 151 | 132 | 147 | 2 | 10 | 172.7 | 4 |
| **176** | 319 | 313 | 78 | 95 | 175 | **313.2** |
| **А-1** | 161 | 135 | 296 | 297 | 187 | **192** |
| 173 | 190 | | 380 | | 191.3 | запечатана |
| 143 | 261 | | 95 | | 212 | 76.1 |
| **104** | 132 | 131 | 23 | 359 | 330 | **1400** |
| 504 | 207 | 277 | 622 | 729 | 340.6 | 117.6 |
| 802 | 72 | | 2 | | 600 | сухо |
| **177** | 1281 | 1897 | 8,4 | ≤1 | 1250 | **302.4** |

**Примечание:** полужирным шрифтом выделены штольни с аномально высоким водопритоком

Совместное отсутствие повышений активностей трития и цезия-137 в потоках вод из штолен обусловлено прохождением потоков в стороне от очагов ПЯВ. При этом не исключается поступление потоков загрязненных радионуклидами вод вглубь недр другими путями по всем штольням. На рисунке 1 приведены парные значения активностей трития и цезия-137 по 23 штольням.

Коэффициент корреляции парных значений равен −0,04. С вероятностью 95% он незначим. Вид графика и значение коэффициента корреляции типичны для отсутствия явно выраженной связи между

сопоставляемыми величинами. Тем самым, устанавливается практически полное отсутствие зависимости между активностями мигрирующих цезия-137 и трития, что свидетельствует о существенном различии процессов миграции цезия-137 и трития.

**Модельное представление**

Проявления высоких активностей трития на фоне низких активностей цезия-137 могут быть корректно объяснены только различием проницаемости вмещающей среды для этих радионуклидов. Проницаемость скальных пород, в которых пройдены боевые штольни, определяется трещиноватостью и микротрещиноватостью. В результате взрывов происходит дополнительное к природному нарушение целостности вмещающих скальных пород. Вокруг очагов ПЯВ образуется новая и более выраженная система трещин и микротрещин, которая заполняется водой, т.е. формируются техногенные гидродинамические структуры. Согласно радиометрическим съемкам РГП ИГИ, а также ИРБиЭ, движение вод в этих структурах приводит к распространению продуктов ПЯВ – радионуклидов, загрязняющих окружающую среду, на километры – десятки километров от мест взрывов.

Микротрещины характеризуются меньшими размерами по сравнению с трещинами. Поэтому в микротрещинах медленнее, вплоть до остановки, происходит движение вод. Соответственно микротрещиноватые горные породы могут оказаться препятствием для миграции радионуклидов с жидкой фазой. Проницаемость трещиноватых и микротрещиноватых горных пород для газовой фазы (в том числе и трития) намного выше, чем для водной фазы. Поэтому тритий в газовой форме способен мигрировать по микротрещинам без сопровождения другими радионуклидами.

Именно различие миграционной способности жидкой и газовой фаз в микротрещиноватых породах является причиной отсутствия зависимостей между активностями цезия-137 и трития для 9 штолен из 23 (таблица 1). Следует заметить, что в природных условиях вероятность встречи протяженных и мощных зон микротрещиноватости намного больше, чем узких зон трещиноватости. Соответственно вероятность миграции трития в газовой фазе намного больше вероятности миграции трития и других радионуклидов в жидкой фазе, т.е. при отсутствии непосредственного контакта очага ПЯВ и его зоны трещиноватости с зонами природной трещиноватости вероятность миграции трития является превалирующей.

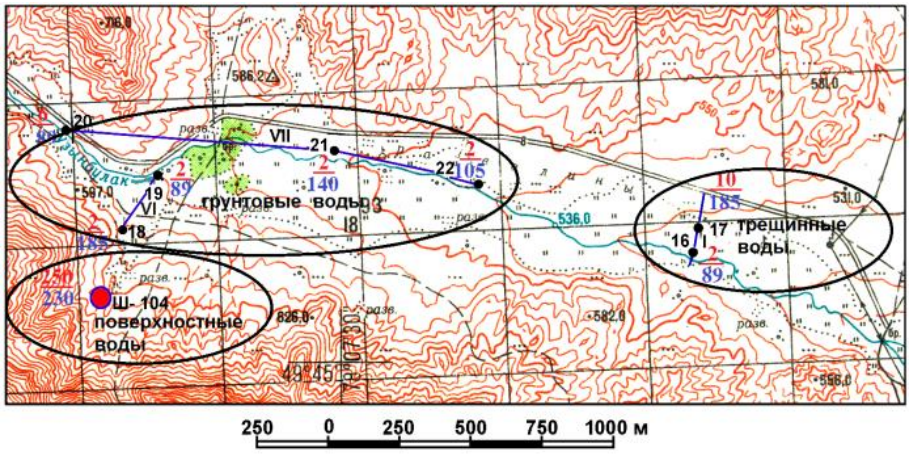
Таким образом, наличие крупных зон микротрещиноватости является обязательным поисковым признаком геологических структур миграции газового трития. Для других радионуклидов, мигрирующих преимущественно в жидкой фазе, обязательным поисковым признаком является наличие зон трещиноватости, по которым движутся потоки вод. По этим зонам мигрирует также и тритий.

Изложенное непротиворечиво объясняет значимое отличие миграционной способности трития от миграционной способности других радионуклидов. Отличие особенно контрастно представлено в данных радиогидрогеохимического опробования вод ручья Узынбулак на участке штольни № 104 (рисунок 2). Высокие значения активности трития отмечаются по всему ручью, тогда как высокая активность цезия-137 – преимущественно вблизи устья штольни (таблица 2).

Следует отметить существенную вариацию значений активности трития в водных пробах по одним и тем же участкам отбора, но в различное время. Так, например, если в пробах вод по штольне № 104 в 1996–1997 гг. активность составляла около 130 кБк/л (таблица 1), то в 1999–2003 гг. – от 200 до 290 кБк/л (таблица 2). Представленные значения различаются в 2–3 раза. Вариации активности цезия – еще существеннее.

*Таблица 2. Содержание радионуклидов в подземных водах в районе штольни 104*

| Место отбора пробы | Дата отбора | Характеристика проб воды | Удельная активность | | Расстояние от устья шт.№104 (м) |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | $^{137}$Cs, Бк/л | $H_3$, кБк/л | |
| штольня 104 | 1999-2002 | поверхностная вода | 180-350 | 200-290 | 0 |
| | сентябрь 2003 | | 224±9 | 223±21 | 0 |
| скважина 18 | IV кв. 2002 | грунтовая вода | <2 | 185±17 | 400 |
| скважина 19 | IV кв. 2002 | | <2 | 80±7 | 800 |
| скважина 20 | сентябрь 2003 | | <6 | 89±7,4 | 800 |
| скважина 21 | IV кв. 2002 | | <2 | 140±17 | 2000 |
| скважина 22 | IV кв. 2002 | | <2 | 105±9 | 2850 |
| | сентябрь 2003 | | 2,5±0,9 | 86±6,8 | 2850 |
| скважина 16 | IV кв. 2002 | трещинная вода | <2 | 40±4 | 4200 |
| | сентябрь 2003 | | 2,0±0,8 | 89±7 | 4200 |
| скважина 17 | IV кв. 2002 | | 10±2 | 185±17 | 4200 |
| | сентябрь 2003 | | <6 | <0,16 | 4200 |




1 – штольня; 2- гидрогеологическая скважина; 3 – гидрогеологический створ; 4 – радиогидрогеохимические данные (числитель – активность цезия-137 в Бк/л, знаменатель – активность трития в кБк/л)

*Рисунок 2. Радиогидрогеохимические данные по ручью Узынбулак*

На фоне этих вариаций во времени различие зависимостей активности цезия-137 и трития от расстояния до места взрыва является еще более контрастным (таблица 2). Если активность цезия-137 вод устья штольни на два порядка превышает активности вод удаленных участков, то относительная активность трития по мере удаления снижается заметно слабее (рисунок 2).

Отмечается общий аномально высокий уровень активности трития во всех точках отбора проб. Причем активности трития в поверхностных, грунтовых и трещинных водах близки. Высокий уровень активности установлен по скважине № 20, которая расположена в 400 м выше по течению ручья Узынбулак от места впадения потока вод из штольни № 104. Эта аномалия не может быть связана с поверхностными водами штольни. Возможными причинами высокой активности являются: 1) поступление трития с водной фазой из других источников по зонам трещиноватости скальных пород; 2) поступление трития с газовой фазой по зонам трещиноватости и микротрещиноватости скальных пород из штольни № 104. Согласно анализу результатов радиометрических обследований и с учетом гидрогеологических данных, более вероятной представляется вторая причина.

**Практическое использование: интерпретация результатов опробования**

Непосредственно на участке ручья Узынбулак к особенности, требующей объяснения, относится различие активностей трития по близрасположенным скважинам № 16 и № 17 (рисунок 2). Скважина №16 расположена ближе к руслу ручья, чем скважина № 17. Тем не менее, активность трития в трещинных водах скважины № 17 – вдвое выше, чем в скважине №16. Вероятной причиной является различие литологии: скважина №16 вскрыла базальты, а № 17 – граниты. Известно, что граниты имеют повышенную трещиноватость, а, следовательно, и проницаемость по сравнению с базальтами. Соответственно выше и миграция радионуклидов и уровень активности газовой и водной фаз.

По своим характеристикам геологические среды этих участков существенно различаются. Тем не менее, повторяемость особенностей миграции в различных гидродинамических структурах позволяет применить эту модель для всего СИП.

Работа выполнена в рамках гранта МОН РК «Обоснование применения геофизических методов для контроля миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне (СИП)», а также бюджетной темы «Развитие геолого-геофизических методов изучения глубинных геологических формаций на СИП для экологически безопасной изоляции радиоактивных отходов».

**Выводы**

1. Результаты радиогидрогеохимического опробования потоков вод, вытекающих из боевых штолен СИП, свидетельствуют о различии природы процессов миграции цезия-137 и трития, что подтверждено данными статистического анализа.
2. В природных условиях воды подвижны в трещинах и малоподвижны (или неподвижны) в микротрещинах. Газовая фаза подвижна и в трещинах, и в микротрещинах. Отсюда, к определяющей причине отличия миграции трития от миграции других радионуклидов относится нахождение трития и в газовой и в жидкой фазах потоков вод, а остальных радионуклидов – в жидкой.
3. Микротрещиноватость затрагивает существенно больший объем горных пород по сравнению с трещиноватостью. Соответственно тритий характеризуется большим распространением по сравнению с другими техногенными радионуклидами.
4. Предложенное представление непротиворечиво объясняет различие поведения радионуклидов в геологических средах и может использоваться на практике.

**Литература**

1. Обеспечение безопасности бывшего Семипалатинского испытательного полигона: отчет по государственной бюджетной программе БП-011 «Обеспечение радиационной безопасности» (промежуточн. за 2006 г.) / ИГИ НЯЦ РК; рук. Демин В.Н. – Курчатов. – 2006. – 77 с.
2. Обоснование применения геофизических методов для контроля миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне: отчет о НИР (промежуточный за 2016 г.) по Республиканской бюджетной программе «Научная и научно–техническая деятельность»: «Прикладные научные исследования (влияние энергетического сектора на окружающую среду)» /РГП ИГИ МЭ РК; научн. рук. А.М. Романов. – Курчатов. – 2016.

## ГЕОЛОГИЯЛЫҚ ОРТАЛАРДА РАДИОНУКЛИДТЕР ЖЫЛСТАУДЫҢ АЙЫРМАШЫЛЫҚТАРЫ

**Бахтин Л.В., Иванова И.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Семей сынау полигонының соғыс штольняларынан ағып шығатын суларды радиогидрогеохимиялық сынамалаудың нәтижелерін статистикалық талдау негізінде, әр штольнялар бойынша цезий-137 және тритий таралуда елеулі айырмашылығы анықталған. Айырмашылықтың себебі болып табылатыны – тритй газ фазасында (жарылымдар мен микрожарылымдарда жылжыйтын), және сұйық фазасында (жарылымдарда жылжыйтын, микрожарылымдарда жылжымайтын), ал цезий-137 тек қана сұйық фазасында болуы.

## RADIONUCLIDES MIGRATION DIFFERENCES IN GEOLOGICAL MEDIA

**L.V. Bakhtin, I.V. Ivanova, Ye.Yu. Pestov, A.M. Romanov**

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

On the basis of statistical analysis of data from radio-hydro-geochemical testing of water flowing out of shaft tunnels at the Semipalatinsk Test Site a significant difference of distribution of Cesium-137 and tritium at different shaft tunnels has been established. It has been shown that the reason for such difference is the occurrence of tritium in gaseous (active in fissures and micro-fissures) and in liquid (active in fissures and inactive in micro-fissures) phases, and Cesium-137 only in liquid phase.

УДК 550.37; 550.8

# ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЙ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ БАРЬЕРНОГО ОГРАНИЧЕНИЯ МИГРАЦИИ РАДИОНУКЛИДОВ

**Бахтин Л.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

Рассмотрены вопросы связи отложения искусственных радионуклидов из потоков растворов на участках подземных ядерных взрывов с вещественными и структурными барьерами. Эти барьеры не являются совершенными препятствиями на пути миграции радионуклидов, поэтому их использование в качестве ограничителя распространения загрязнений представляется сомнительным. Тем не менее, они могут быть индикаторами избыточной активности радионуклидов при прослеживании потоков. Выявление гидродинамических структур с потенциальным загрязнением предложено проводить с использованием методов структурной геофизики.

К главным задачам геоэкологии относятся выявление участков загрязнений и ограничение распространения радиоактивных и токсичных веществ. В наибольших количествах вредные вещества в виде отходов образуются на промышленных предприятиях. Вещества выщелачиваются на участках размещения, переносятся с потоками вод на значительные расстояния (километры - десятки километров) и отлагаются в литосфере. Поэтому актуальной является задача обоснования направленности контроля и вмешательства в процесс распространения загрязнений.

Оптимизация действий при решении данной задачи возможна на основе строго детерминированных моделей поведения веществ в геосфере. Соответственно, наиболее пригодными в данном случае являются физические представления процессов, протекающих в открытых средах [1]. В настоящей публикации предпринята попытка оценить применимость барьерного ограничения миграции загрязняющих веществ для достижения таких целей, как: определение фактической надежности барьерной защиты; установление преимущественного использование барьеров для дистанционного картирования геоэлектрических особенностей участков накопления загрязнений. В контексте темы объектом исследования являются барьеры, препятствующие миграции загрязняющих веществ с потоками вод - инженерные и природные. В экономическом отношении, а также в отношении длительности иммобилизации веществ, предпочтительными являются природные барьеры следующих видов: 1) изолирующие (гидроизолирующие), препятствующие распространению водных потоков с загрязняющими веществами; 2) поглощающие – абсорбционные (адсорбционные) и окислительно-восстановительные, извлекающие вещества из потоков с последующим переводом из растворов в твердую фазу.

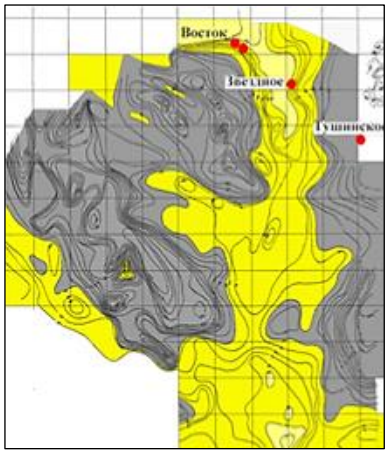
Литосфера представлена сочетаниями горных пород различной (но не нулевой) водопроницаемости, которые характеризуют гидродинамические системы, имеющие вход и выход потоков. В природных условиях наличие гидроизолирующих структур, имеющих только вход, и способных к накоплению (иммобилизации) вод представляется сомнительным. Во-первых, эти структуры за время их существования уже заполняются водой, а, во-вторых, поступление новых порций воды в объем несжимаемой среды с водонепроницаемыми границами – нереально [2]. Следовательно, изолирующие барьеры при наличии потоков вод, ограничивают миграцию веществ жидкой фазы только по нормали к направлению потоков. В тангенциальном направлении ограничения нет.

Поглощение веществ, накапливающихся на границах раздела фаз гидродинамических систем, приводит к повышению содержаний соответствующих веществ. Избыточные скопления веществ на границах раздела препятствуют дальнейшему их проникновению из потока вод в пространство твердой фазы в следствии. Причина: согласно закону диффузии спонтанное движение должно происходить от участков повышенных концентраций в сторону сред с пониженными концентрациями веществ. В случае гидродинамических структур – из твердой фазы в жидкую, а не наоборот.

В качестве обоснования возможности перехода веществ из жидкой в твердую фазу иногда используют известный факт того, что в сухом остатке загрязняющих растворов концентрации соответствующих веществ превышают концентрации этих же веществ в твердой фазе. При этом упускается из виду необходимость нормирования содержаний на всю массу раствора. Соответственно, переход загрязняющих веществ из растворов в твердую фазу за счет поглощающих и окислительно-восстановительных свойств вмещающих горных пород не связан непосредственно с законом диффузии и должен обосновываться другими причинами.

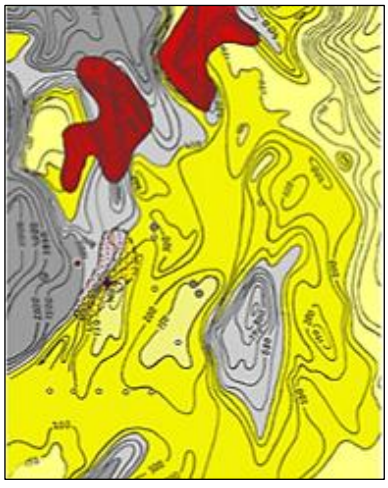
В данном исследовании использована гипотеза: межфазный обмен веществ зависит от электрического поля потенциала течения раствора. Параметры обмена относятся к специфическим физическим характеристикам - вещественным и структурным. Путем перебора различных возможных вариантов установлено, что влияние уровня электрического поля наиболее проявлено через посредство соотношения

удельного электрического сопротивления твердой и жидкой фаз гидродинамических структур, а также через изменчивость поперечного сечения потока раствора [3, 4]. Справедливость гипотезы доказана теоретически и экспериментально в [5]. Кроме того, установлено соответствие теоретических представлений фактическим распределениям природных радионуклидов на примерах урановых и нефтяных месторождений [6, 7] (рисунки 1, 2) для объектов, различных по масштабам – от рудного поля (рисунок 1-а) до рудной зоны (рисунок 1-в). Специфичность физических характеристик проявлена в форме приуроченности повышений активности (скоплений радионуклидов ряда уран-радий) к участкам высокого градиента удельного электрического сопротивления – окраинам зон высокого сопротивления.



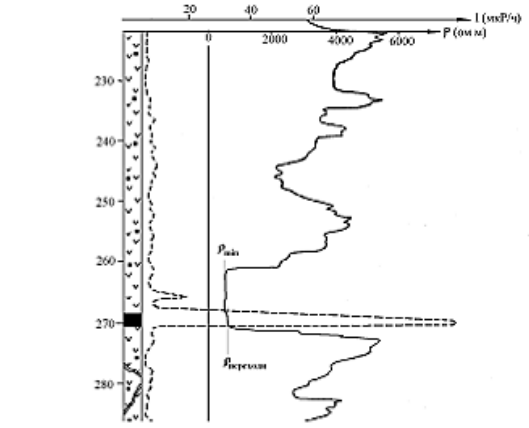

значения кажущегося электрического сопротивления по данным ВЭЗ: пониженные повышенные

а) рудное поле (с месторождениями Восток, Звездное, Тушинское)



изолинии КС
проекция рудных тел на поверхность
радиометрические аномалии

б) месторождение (Акканбурлукское)




в) рудная зона

*Рисунок 1. Приуроченность уранового оруденения к участкам высокого градиента удельного электрического сопротивления горных пород Северо-Казахстанской урановорудной провинции*

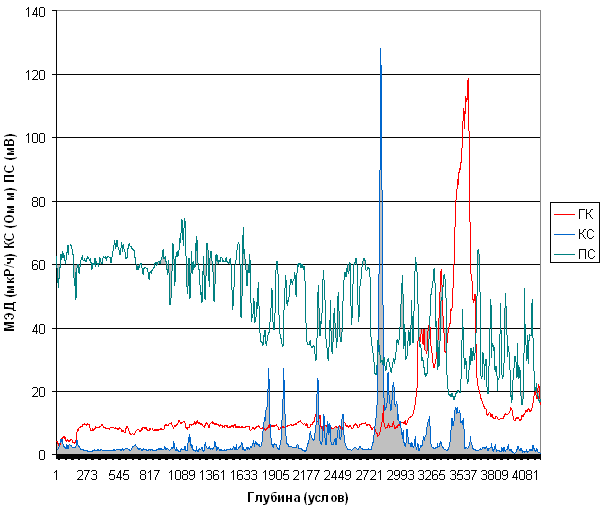



*Рисунок 2. Приуроченность зон повышенной радиоактивности к особенностям геоэлектрической обстановки на месторождении нефти Западного Казахстана*

Аналогичное распределение радионуклидов установлено на фосфоритных месторождениях.

В техногенных условиях [8], на участках сбросов вод из отвалов беднотоварных урановых руд, отчетливо проявлена связь повышений активности с участками горных пород высокого удельного электрического сопротивления (рисунок 3).

Недостающим звеном доказательства общности использованной гипотезы стало непосредственное подтверждение влияния вещественного параметра на распределение искусственных радионуклидов (продукты подземных ядерных взрывов) в недрах. Были рассмотрены результаты каротажа по скважинам участка Балапан Семипалатинского испытатель-

ного полигона, где отмечены радиометрические аномалии в рыхлых отложениях, коре выветривания и коренных породах. По данным гамма-спектрометрии природа аномалий преимущественно цезиевая. Также как и в предыдущих примерах, проявляется приуроченность повышений радиоактивности к контактам горных пород, характеризующихся резким различием удельного электрического сопротивления: каждый пик активности приходится на интервалы горных пород с сочетанием высокого и низкого электрического сопротивления.

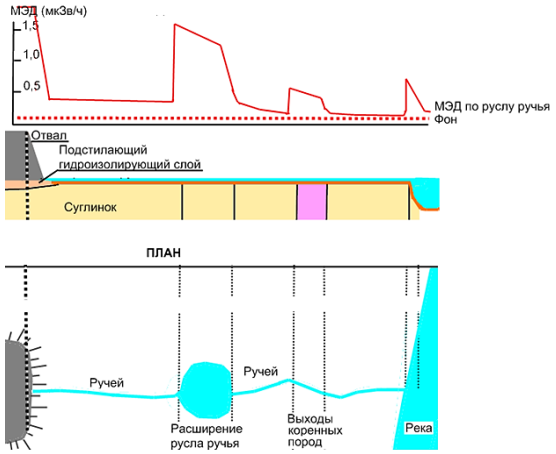



*Рисунок 3. Связь повышений МЭД гамма излучения с вещественными и структурными особенностями временного водотока отвала урановых руд*

Низкие сопротивления свойственны трещиноватым, водопроводящим породам, а высокие – монолитным водонепроницаемым породам. Потоки вод, естественно, мигрируют по водопроницаемым зонам. Тем самым подтверждается правомерность и доказывается общность гипотезы о влиянии электрического поля на межфазный переход веществ и для искусственных радионуклидов (продуктов подземных ядерных взрывов) в недрах.

Источником поступления искусственного радионуклида цезия-137 в окружающую среду являются участки подземных ядерных взрывов. Миграция радионуклида происходит по зонам трещиноватости, а также по щебню и пескам с потоками подземных вод. Цезий-137 накапливается на участках отложения с момента прихода подземных вод, загрязненных продуктами взрывов в скважинах. Вероятно, накопление продолжается и в настоящее время.

Таким образом, одним из барьеров на пути миграции веществ в потоках растворов являются контакты горных пород высокого и низкого электрического сопротивления. Следует подчеркнуть, что барьеры осаждают не всю массу веществ, содержащихся в водных потоках. Часть растворенных веществ дистанцируется от барьеров, не успев прореагировать, что показано на примере распределений радионуклидов в природных средах [5].

Аналогично характеризуются и другие виды барьеров, переводящих вещества из жидкой фазы в твердую. Так, например, общеизвестна связь отложения радионуклидов со структурными особенностями сред, в которых проходят потоки растворов и представленных изменением поперечного сечения потоков в гидродинамических системах. Причиной межфазного перехода веществ, как и в предыдущем случае, является электрическое поле потенциала течения [9]. Напряженность поля, а, следовательно, и его силовое воздействие на ионы фаз, интенсивно возрастают в местах резкого изменения поперечного сечения водных потоков. Однако и структурный барьер также не полностью ограничивает миграцию радионуклидов. Особенно показательны в этом отношении результаты радиометрии технологического оборудования на участках добычи нефти [7]. Несмотря на явно выраженное осаждение во многих частях оборудования, менее 10% массы радионуклидов остается в резервуарах и трубопроводах. Остальная масса самопроизвольно выводится из производственного цикла с пластовыми водами.

На основании изложенного можно утверждать о возможности осаждения радионуклидов на барьерах различных видов. В то же время установлено, что переход веществ (в т.ч. и радионуклидов) из жидкой фазы в твердую происходит далеко не полностью. Единственно действенным барьером, ограничивающим миграцию радионуклидов, может быть изолятор, полностью останавливающий движение растворов в горных породах. Однако использование подобных изолирующих барьеров сталкивается с рядом проблем, требующих разработки специальных технических решений.

Зато поглощающие и структурные барьеры пригодны для маркирования путей миграции радионуклидов, в том числе и значимо различающихся по физико-химическим свойствам [5]. Так, помимо гамма-излучателя цезия-137 продуктами ядерных взрывов являются бета-излучатели (преимущественно стронций-90 и тритий), а также альфа-излучатели (преимущественно плутоний и полоний). Эти радионуклиды отлагаются (переходят в твердую фазу) на участках высокого градиента электрического сопротивления и в местах резкого увеличения поперечного сечения потоков на гораздо больших расстояниях, чем цезий-137 [9]. К сожалению, оперативные методы каротажа по этим радионуклидам отсутствуют, и они могут быть обнаружены только с помощью радиохимического опробования, требующего больших затрат средств и времени. Выявленная возможность локализации участков с барьерами, осаждающими радионуклиды из потоков, на основе электрических характеристик, позволяет использовать методы структурной геофизики, преимущественно электроразведку методами естественного электрического поля и кажущегося электрического сопротивления. Сочетание данных электроразведки с целенаправ-

ленным отбором проб из локальных участков позволит оптимально перераспределить и сократить общие затраты на выявление потоков загрязненных вод и зон повышенной альфа и бета активности.

Таким образом, полагается доказанным наличие связи отложения искусственных радионуклидов из потоков водных растворов с участками вещественных и структурных барьеров. Вещественными барьерами являются контакты горных пород с контрастными значениями удельного электрического сопротивления. Структурные барьеры представляются как участки расширения поперечного сечения водных потоков гидродинамических систем.

Барьеры не являются совершенными изоляторами на пути миграции радионуклидов. Соответственно, использование барьеров в качестве препятствия на пути распространения загрязнений представляется спорным. Для Семипалатинского испытательного полигона приемлемым направлением является выявление барьеров-осадителей с избыточными активностями радионуклидов как участков загрязнения недр с помощью методов структурной геофизики.

*Работа выполнена в рамках гранта МОН РК 1758/ГФ4 «Обоснование применения геофизических методов для контроля миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне», а также темы «Развитие геолого-геофизических методов изучения глубинных геологических формаций на СИП для экологически безопасной изоляции радиоактивных отходов» бюджетной программы 036.*

**Литература**

1. Романов, А.М. Взаимодействие вод с горными породами / А.М. Романов. – Алматы: ИВТ НАК «Казатомпром», 2003. − 247 с.
2. Романов, А.М. Модификация физико-геологического представления о формировании эпигенетических месторождений урана / А.М. Романов, М.А.Романова. – Екатеринбург: ИПП. − 238 с.
3. Романов, А.М. Геолого-геофизическое картирование на основе геоэлектрических особенностей взаимодействия горных пород и вод / А.М. Романов // Современные проблемы науки и образования, 2014. − № 1
4. Романов, А.М. Структурный фактор при поисках экзогенных месторождений урана / А.М. Романов // Современные проблемы науки и образования, 2013. − № 5.
5. Романов, А.М. Физико–геологическое представление взаимодействия горных пород и вод / А.М. Романов // Материалы II Всероссийской конференции с международным участием. – Владивосток: ДВО РАН, 2015. − С. 579 – 582.
6. Романов, А.М. Миграция долгоживущих загрязняющих веществ в литосфере / А.М. Романов . – Алматы: КАПЭ, 2005. − 147 с.
7. Определение источника радиоактивного загрязнения месторождения Узень: отчет / ТОО КАПЭ; А.М. Романов. – Астана: КАПЭ, 2007. − 133 с.
8. Романов, А.М. Электрохимические процессы литосферы и биосферы / А.М. Романов. – Екатеринбург: УИПП, 2012. − 136 с.
9. Романов, А.М. Физико-геологическое обоснование картирования участков миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне / А.М. Романов // Вестник НЯЦ РК, 2014. − Вып. 2 (58). − С. 177–186.

## РАДИОНУКЛИДТЕР ЖЫЛЫСТАУЫН КЕДЕРГІЛІ ШЕКТЕУІН ІС ЖҮЗІНДЕ ПАЙДАЛАНУ БАҒЫТТАРЫН АНЫҚТАУ

**Бахтин Л.В., Пестов Е.Ю., Романов А.М.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Заттық және құрылымды бөгеуілдері бар жерасты ядролық жарылыстар учаскелерінде ерітінділер ағымдарынан жасанды радионуклидтер түзілу байланысының мәселелері қарастырылған. Бұл бөгеуілдер радионуклидтер жылыстау жолында жетілген кедергі болып табылмайды, сондықтан оларды ластану таралуын щектеу ретінде пайдалануы күдікті болып көрінеді. Сонда да олар, ағымдарды бақылауда, радионуклидтердің артық белсенділігінің индикаторы болу мүмкін. Әлеуетті ластанған гидродинамикалық құрылымдарды айқындауын, құрылымды геофизика әдістерін пайдаланып жүргізуі ұсынылған.

## DETERMINATION OF DIRECTIONS OF ACTUAL USE OF RADIONUCLIDES MIGRATION'S BARRIER LIMITATION

**L.V. Bakhtin, Ye.Yu. Pestov, A.M. Romanov**

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

The paper studies issues of artificial radionuclides' connection from the solution flows at the places of underground nuclear explosions with material and structural barriers. These barriers are not complete obstacles on the radionuclides migration path; that is why their use as a contamination propagation stopper appears to be questionable. Nevertheless, they can be indicators of excessive activeness of radionuclides when tracing the flows. It has been offered to conduct the determination of hydro-dynamic structures with potential contamination using the structural geophysics methods.

УДК 550.83; 551.594

# ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

**Марченко И.О., Мельничук М.А., Романов А.М.**

***Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан***

Обсуждаются причины уменьшения электрического сопротивления электролита от длительности пропускания через него электрического тока. Экспериментально обнаружено заметное различие температуры электролита в анодной и катодной зонах. Повторными измерениями, а также опытами с переполюсовкой электродов, доказана повторяемость различия температуры электролита в приэлектродных зонах. Наиболее вероятной причиной уменьшения электрического сопротивления электролита от длительного пропускания через него электрического тока является структурирование электролита в анодной зоне, которое возникает от уменьшения энтропии процесса прохождения тока в анодной зоне электролизной ячейки. Это явление предполагается использовать при моделировании природных процессов перераспределения веществ в гидродинамических структурах литосферы.

В ходе изучения процессов взаимодействия горных пород и вод литосферы обращено внимание на электрические поля, сопровождающие движение вод в гидродинамических структурах. Установлено значимое воздействие полей на ионный обмен между твердой и жидкой фазами горных пород [2]. Это воздействие аналогично электрохимическим процессам, происходящим в электролизных ячейках. Особенности электрических параметров, характеризующих процессы в электролизных ячейках, могут быть отнесены и к реальным геологическим средам. Эти особенности моделируют специфическую обстановку геологических сред и могут использоваться в качестве поисковых признаков при выделении участков, перспективных для обнаружения месторождений, а также благоприятных для захоронения долгоживущих отходов.

Динамические и структурные параметры геологических сред могут изучаться электрометрическими методами, в частности, исследованиями потенциала течения естественного электрического поля, создаваемого движением вод относительно вмещающих горных пород. К сожалению, простой по исполнению метод естественного электрического поля оказывается сложным для интерпретации. Причиной является недоучет ряда особенностей, возникающих при наложении электрического поля на исследуемую среду, в частности, изменения физических характеристик жидкой фазы.

Для выявления таких специфических особенностей проведена серия опытов по изучению распределения температуры в межэлектродном пространстве электролизной ячейки. Использовалась пластиковая кювета, в которую наливалась вода с добавлением NaCl (электролит). На удаленных краях кюветы располагались линейные медные электроды. К электродам подводилось стабилизированное постоянное напряжение. Температура замерялась в центре кюветы, а также в приэлектродных зонах. Кроме того, измерялся ток, проходящий через электролит. Ток включался после установления постоянной температуры электролита. Температура замерялась в начале опытов и через каждую минуту после включения тока.

Для повышения достоверности получаемых зависимостей опыты проведены с различной длительностью времени пропускания тока, а также с измененной полярностью электродов. После каждого опыта отработанный электролит заменялся свежим.

При включении тока наблюдается нагрев электродов и электролита в межэлектродном пространстве. Вариации температуры составляли от 15 до 40 °С. Тренд изменения температуры – равномерное возрастание с течением времени. Непосредственно на самих электродах температура изменялась одинаково. Расхождение температуры анода и катода не превышало 0,5 °С. В центральной зоне электролизной ячейки, занимавшей участок протяженностью до 70% от межэлектродного расстояния, температура также изменялась одинаково в течение всего опыта.

В приэлектродных зонах температура изменялась неодинаково. В анодной зоне нарастание температуры электролита происходило быстрее, чем в катодной (рисунок). Закономерность проявления этой особенности подтверждается многократной повторяемостью результатов, а также аналогичностью результатов при переполюсовке электродов.

Электролиты характеризуются ионной проводимостью. При наложении электрического поля ионные диполи ориентируются в едином направлении, противоположном поляризующему.

Общеизвестна зависимость между напряжением электрического поля ($U$), электрическим током ($I$) и электрическим сопротивлением ($R$):

$$U = R \cdot I \qquad (1)$$

При стабилизированном напряжении увеличение тока должно сопровождаться понижением сопротивления. Известно также, что прохождение тока в

ячейках сопровождается нагревом электролита. Выделяемое при этом тепло ($Q_э$) выражается формулой:

$$Q_Э = R \cdot I^2 \qquad (2)$$

Из формул (1) и (2) следует интегральная зависимость $Q$ от $U$ при изменяющемся $I$, т.е.:

$$Q_Э = 2\int UdI = 2\int R \cdot IdI \qquad (3)$$

$dU/dT = 0$ – из условия стабилизированного напряжения.

Из формулы (1) при соблюдении условия стабилизированного напряжения следует, что увеличение тока должно сопровождаться уменьшением сопротивления. Зависимость электрического сопротивления электролита от его температуры выражается формулой [1]:

$$R = R_0 \cdot (1 + \alpha T) \qquad (4)$$

где: $R_0$ – начальное электрическое сопротивление электролита, $R$ – электрическое сопротивление при изменении температуры $T$, $\alpha$ – коэффициент зависимости электрического сопротивления от температуры, имеющий отрицательное значение для электролитов. Для электролита – раствора поваренной соли, коэффициент $\alpha$ равен −0,02 (1/градус К) [1].

Согласно результатам авторского опыта по определению взаимозависимости сопротивления и тока (с учетом их уравнения регрессии) установлено, что только 20% зависимости определяется изменением температуры, тогда как 80% изменения электрического сопротивления электролита обусловлено воздействием электрического поля. Малый вклад изменения температуры в уровень электрического сопротивления (20%) указывает на то, что в данном опыте изменение электрического сопротивления преимущественно обусловлено другими причинами. Наиболее вероятной причиной является структурирование электролита в приэлектродных зонах под действием электрического поля [2]. Структурирование происходит в процессе перехода вещества из жидкой фазы в твердую, когда жидкость (или расплав) переходит в кристаллические состояние. Согласно одному из определений множества: «…Переход вещества из жидкого состояния в твердое сопровождается уменьшением энтропии», т.е. энтропия – это мера неупорядоченности вещества [Википедия]. Таким образом, можно предположить, что переход от бесструктурного образования к структурному, сопровождается уменьшением энтропии и, наоборот. Обычно энтропия ($S$) характеризуется выражением:

$$dS = \frac{\partial Q}{T}, \qquad (5)$$

где: $dS$ – приращение энтропии; $\partial Q$ – минимальная теплота; $T$ – абсолютная температура процесса.

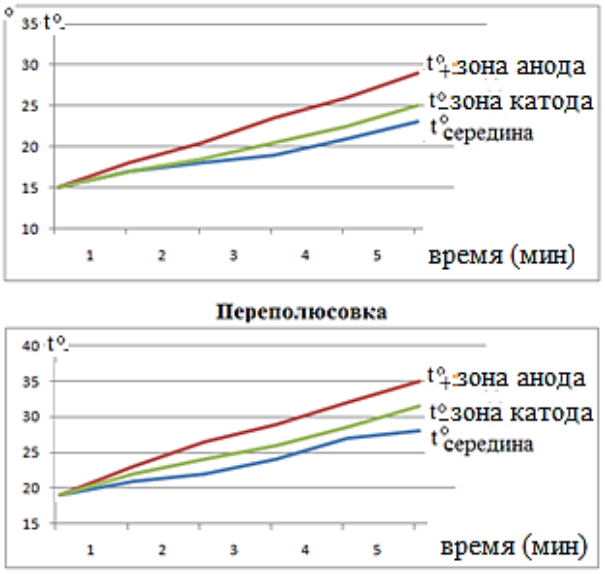



*Рисунок. Различие температуры в приэлектродных зонах анода и катода*

Структурирование возможно и в пределах одной фазы. Так, например, в твердой фазе возможно укрупнение кристаллов, изменение их формы, рассланцевание и трещинообразование. Структурирование в жидких фазах происходит не так явно и может быстро изменяться, что существенно осложняет его регистрацию.

Быстро изменяющиеся структуры существенно влияют на значения физических параметров, в частности, температуры, водородного показателя pH, напряжения, электрического сопротивления, тока. Ранее упомянутое возрастание тока в межэлектродном пространстве при неизменном напряжении свидетельствует об уменьшении электрического сопротивления электролита. pH электролита в анодной зоне до значений 2–3, а в катодной зоне – повышение до 9–11. И это при том, что по данным химического анализа наличие кислот и щелочей в этих зонах не устанавливается. Приведенные зависимости физических параметров известны. Различие нагрева электролита в анодной и катодной зонах указывает на наличие нового эффекта. Повышенная температура анодной зоны по сравнению с катодной при одинаковых физико-химических параметров может быть объяснена только понижением энтропии. При этом возрастает структуризация среды, соответственно выделяется дополнительное тепло и возрастает температура.

Формулы (3) и (5) отражают две стороны одного теплового процесса. Учитывая формулу (4), в итоге получаем следующее формализованное выражение:

$$Q = 2\int I \cdot R_0 \cdot (1 + \alpha T)\, dI = \int TdS \qquad (6)$$

Выражение (6) представляет в общем виде тепловой процесс в электролизной ячейке при пропускании тока в условиях постоянного напряжения и

выражает специфическую особенность распределения температуры в анодной зоне при воздействии электрического поля на электролит. В данном случае *T* является статистической функцией зависимости от изменения тока в электролизной ячейке. Из этого равенства, после подстановки числовых значений параметров, определяется энтропия процесса, которая обуславливает различие температур электролита в анодной и катодной зонах.

**Выводы**

Проведенными экспериментами обнаружено различие температуры электролита в анодной и катодной зоне электролизных ячеек. Повторными измерениями, а также опытами с применением переполюсовки электродов, доказана закономерность различия температуры электролита в приэлектродных зонах. На основании замеров тока при стабилизированном напряжении, а также путем сопоставления расчетных уровней электрического сопротивления с фактическими данными, установлено, что уменьшение электрического сопротивления электролита на 80% обусловлено воздействием электрического поля. Причиной уменьшения электрического сопротивления является структурирование электролита в анодной зоне, которое является следствием уменьшения энтропии процесса прохождения тока в анодной зоне.

*Работа выполнена в рамках гранта МОН РК 1758/ГФ4 «Обоснование применения геофизических методов для контроля миграции радионуклидов на Семипалатинском испытательном полигоне».*

**Литература**

1. Ландсберг, Г.С. Элементарный учебник физики. – М.: Наука, 1985. – Т. 2. – 479 с.
2. Романов, А.М. Взаимодействие вод с горными породами / А.М. Романов. - Алматы: ИВТ НАК «Казатомпром», 2003. − 247 с. – ISBN 9965-13-902-4.
3. Романов, А.М. Взаимосвязи термодинамических и электрических параметров процесса взаимодействия горных пород и вод. Восьмые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. – Екатеринбург: Институт геофизики УРО РАН, 2015. − С. 273–281.

## ЭЛЕКТР ӨРІСІНІҢ ӘРЕКЕТІНДЕ СУЛЫ ЕРІТІНДІЛЕРДІҢ ТЕМРЕРАТУРАСЫ ТАРАЛУДЫҢ ЕРКШЕЛІКТЕРІ

**Марченко И.О., Мельничук М.А., Романов А.М.**

***Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан***

Электролит арқылы электр тогын жіберудің ұзақтығынан электр кедергісі азаю себебі айқындалған. Анод және катод зоналарында электролит температурасының едәуір айрмашылығы эксперименталды айқындалған. Қайта өлшеулермен, сондай-ақ электродтардың полюстерін ауыстыруын қолдану тәжірибелермен электродтар жанындағы зоналарда элетролит температурасының айырмашылығы қайталауы дәлелденген. Осының негізінде кедергі азаюдың ең ықтимал себебі анод зонасында электролит құрылымдануы болып табылатыны анықталған, ол электрыдырау үясының анод зонасында ток өту процессінің энтропиясы азаюдың салдары болып табылады.

## FEATURES OF WATER SOLUTION TEMPERATURE DISTRIBUTION AT THE ACTIVITY OF ELECTRICAL FIELD

**I.O. Marchenko, M.A. Melnichuk, A.M. Romanov**

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

The paper detected the reason for decreasing of electrolyte electrical resistivity due to the duration of electric current's application. Experimentally it has been noted that the temperature of electrolyte significantly differs in anode and cathode zones. Repeated measurements as well as experiments with polarity reversal of electrodes the repetition of electrolyte's temperature difference in space-charge zones has been proved. On this basis it has been established that the most probable reason for decreasing of resistivity is the structuring of electrolyte in the anode zone which stems from the decrease of entropy of the current in anode zone of electrolysis unit.

## СПИСОК АВТОРОВ

Bobrov D., 5
Clauter D.A., 29
Hertzog J.T., 20, 29
Kemerait R.C., 20
Kitov I., 5
Rozhkov M., 5
Абдрахматов К.Е., 78
Ан В.А., 36
Аристова И.Л., 64, 83
Бахтин Л.В., 142, 146, 150
Беляшов А.В., 126
Берёзина А.В., 43, 78
Великанов А.Е., 47
Гаджимагомедова М.Г., 71
Голубов Б.Н., 103, 114
Гребенникова В.В., 43
Довгань В.И., 78
Иванова И.В., 146
Каазик П.Б., 36
Ларина Т.Г., 126
Максимов Е.М., 99
Мариненко В.А., 99
Марченко И.О., 154
Мельник Е.А., 126
Мельничук М.А., 154
Михайлова Н.Н., 47, 64, 83
Першина Е.В., 43, 78
Пестов Е.Ю., 142, 146, 150
Погода Э.В., 93
Полешко Н.Н., 47, 64
Романов А.М., 133, 137, 142, 146, 150, 154
Рябова С.А., 58
Соколова И.Н., 47
Спивак А.А., 58
Суворов В.Д., 126
Фролова А.Г., 78
Челюбеева Т.В., 36
Шевченко В.П., 99
Шелехова О.Х., 126
Яковенко А.М., 71

## ТРЕБОВАНИЯ К ОФОРМЛЕНИЮ СТАТЕЙ

Статьи предоставляются в электронном виде (на CD, DVD диске или по электронной почте присоединенным [attachment] файлом) в формате MS WORD и печатной копии.

Текст печатается на листах формата А4 (210×297 мм) с полями: сверху 30 мм; снизу 30 мм; слева 20 мм; справа 20 мм, на принтере с высоким разрешением (300-600 dpi). Горизонтальное расположение листов не допускается.

Используются шрифт Times New Roman высотой 10 пунктов для обычного текста и 12 пунктов для заголовков. Пожалуйста, для заголовков используйте стили (Заголовок 1, 2…) и не используйте их для обычного текста, таблиц и подрисуночных подписей.

Текст печатается через одинарный межстрочный интервал, между абзацами – один пустой абзац или интервал перед абзацем 12 пунктов.

В левом верхнем углу должен быть указан индекс УДК. Название статьи печатается ниже заглавными буквами. Через 3 интервала после названия, печатаются фамилии, имена, отчества авторов и полное наименование, город и страна местонахождения организации, которую они представляют. После этого, отступив 2 пустых абзаца или с интервалом перед абзацем 24 пункта, печатается 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 сборника «Вестник НЯЦ РК», 2017

**Регистрационное свидетельство** №1203-Ж от 15.04.2000 г.
Выдано Министерством культуры, информации и общественного согласия Республики Казахстан

Тираж 300 экз.

Выпуск набран и отпечатан в типографии
**Национального ядерного центра Республики Казахстан**
071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Красноармейская, 2, зд. 054Б

