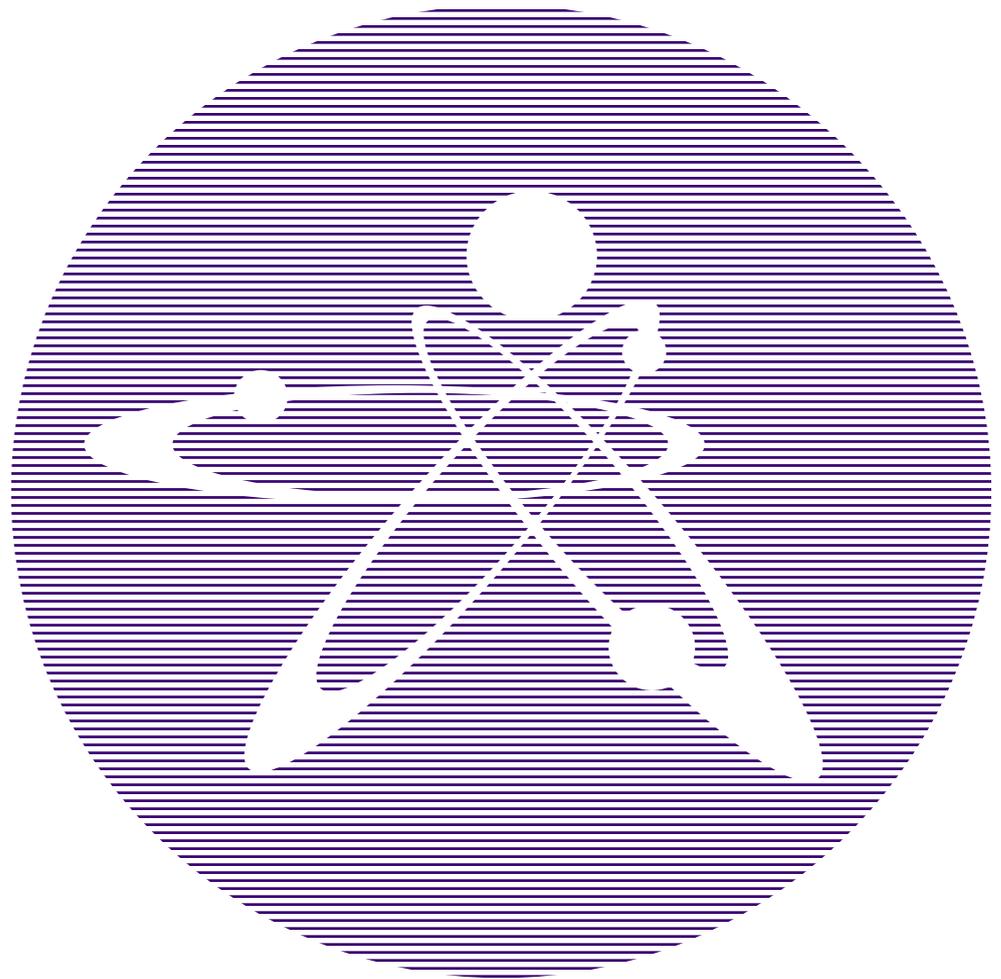


2015
ВЫПУСК 4

ISSN 1729-7516

ЖАҢА
БЕСТІК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН



Вестник НЯЦ РК

ПЕРИОДИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ
НАЦИОНАЛЬНОГО ЯДЕРНОГО ЦЕНТРА РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

ВЫПУСК 4(64), ДЕКАБРЬ 2015

Издается с января 2000 г.

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: д.ф.-м.н. СКАКОВ М.К. – заместитель главного редактора,
д.т.н. БАТЫРБЕКОВ Г.А., д.ф.-м.н. БУРТЕБАЕВ Н.Т., доктор инженерии ВИЕЛЕБА В.К. (Польша),
к.ф.-м.н. ВОЛКОВА Т.В., к.ф.-м.н. ВУРИМ А.Д., д.т.н. ГРАДОБОВЕВ А.В. (Россия), к.ф.-м.н. КОЗТАЕВА У.П.,
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

4(64) ШЫҒАРЫМ, ЖЕЛТОҚСАН, 2015 ЖЫЛ

NNC RK Bulletin

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

ISSUE 4(64), DECEMBER 2015

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.

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

СОДЕРЖАНИЕ

NORSAR'S MODERNIZED, LARGE-APERTURE BROADBAND ARRAY NOA, NORWAY J. Schweitzer, J. Fyen, M. Roth	5
СЕТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ CAREMON (CENTRAL ASIAN REAL TIME EARTHQUAKE MONITORING) Кальметьева З.А., Молдобеков Б.Д.	15
ОБЕСПЕЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТАДЖИКИСТАНА ЦИФРОВЫМИ ШИРОКОПОЛОСНЫМИ СТАНЦИЯМИ Негматуллаев С.Х., Джураев Р.У., Улубиева Т.Р., Маматкулова З.С.	20
РЕГИСТРАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ НА ПРИМЕРЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ PS44 GEUT, ОЦЕНКА ЕЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СТАНЦИИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ В ТУРКМЕНИСТАНЕ Абасеев С.С., Курбанов К.Б.	26
INCORPORATING ATMOSPHERIC UNCERTAINTIES INTO ESTIMATES OF THE DETECTION CAPABILITY OF THE IMS INFRASOUND NETWORK A. Le Pichon, D. Tailpied	30
KAZAKHSTAN STATIONS NETWORK OF INFRASOUND MONITORING А.А. Smirnov	36
ПОИСК ФРАГМЕНТОВ РАКЕТ-НОСИТЕЛЕЙ ИНФРАЗВУКОВЫМ МЕТОДОМ Асминг В.Э., Виноградов Ю.А., Воронин А.И., Федоров А.В., Чигерев Е.Н., Роскин О.К.	42
LEAKAGE OF HARD-VOLATILE NUCLIDES FROM REACTOR IN THE ACCIDENT AT THE NUCLEAR POWER PLANT "FUKUSHIMA-1" DEFINED BY SECONDARY ION MASS SPECTROMETRY N.N. Veniaminov	50
ИЗУЧЕНИЕ ИСТОРИЧЕСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНФРАЗВУКОВЫХ ЗАПИСЕЙ СОБЫТИЙ ИЗ РАЙОНА ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА НОВАЯ ЗЕМЛЯ ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ СССР Соколова И.Н.	58
СКАНИРОВАНИЕ И ОЦИФРОВКА ИСТОРИЧЕСКИХ АНАЛОГОВЫХ СЕЙСМОГРАММ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ КЫРГЫЗСТАНА Берёзина А.В., Соколова И.Н., Першина Е.В., Алещенко И.Б.	67
МОНИТОРИНГ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА УЧАСТКАХ ПРОВЕДЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ Горбунова Э.М.	71
ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГОРНОМ МАССИВЕ ДЕГЕЛЕН НА ОСНОВЕ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ Алипбеки О.А., Кабжанова Г.Р., Махметова А.А., Максут Ж.Ж.	79
НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К УСЛОВИЯМ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА Беляшов А.В., Суворов В.Д., Мельник Е.А.	84
РЕГИОНАЛЬНАЯ СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ УЧАСТКА БАЛАПАН В ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛНАХ Беляшов А.В., Шайторов В.Н., Русинова Л.А., Ларина Т.Г., Шелехова О.Х.	92

ГЕОМАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ИХ СВЯЗЬ С ДИНАМИКОЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД Спивак А.А., Рябова С.А., Горбунова Э.М.	98
ПРЕИМУЩЕСТВЕННАЯ ФОРМА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЕЩЕСТВ В ЛИТОСФЕРЕ И АТМОСФЕРЕ Романов А.М.	107
СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ РАЗМЕЩЕНИЯ АЭС В РЕСПУБЛИКЕ БЕЛАРУСЬ Аронов А.Г.	111
СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В РАЙОНЕ РАСПОЛОЖЕНИЯ РЕАКТОРА ВВР-К ИНСТИТУТА ЯДЕРНОЙ ФИЗИКИ Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Аристова И.Л.	120
PRELIMINARY RESULTS FROM A DATA-INTENSIVE STUDY OF CHINA SEISMICITY TO DETECT SMALL EVENTS AND IMPROVE LOCATION ESTIMATION FOR EVENT CLUSTERS P.G. Richard, S. Heck, D.P. Schaff, M. Slinkard, C. Young	127
УНИФИЦИРОВАННЫЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН И ПРИЛЕГАЮЩИХ РЕГИОНОВ (С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН ДО 2009 Г.) Михайлова Н.Н., Аристова И.Л., Мукамбаев А.С.	132
ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЧАГОВ ПОСЛЕДНИХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ Михайлова Н.Н., Полешко Н.Н.	144
НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ Погода Э.В.	150
КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ЧИЛИ И УСПЕШНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТА И МАГНИТУДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИКИКЕ 01.04.2014 Г. ($M_w=8.2$) Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.	153
КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ПОРОД – ОДНА ИЗ ПРИЧИН НАКОПЛЕНИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В НЕДРАХ ЗЕМЛИ Великанов А.Е.	160
СПИСОК АВТОРОВ	167

УДК 550.34

NORSAR'S MODERNIZED, LARGE-APERTURE BROADBAND ARRAY NOA, NORWAY

J. Schweitzer, J. Fyen, M. Roth

Norwegian Center NORSAR, Oslo, Norway

NOA, the largest array in the IMS consists of 42 array sites, grouped into seven subarrays covering a total aperture of about 60 km. Since 1996, the large-aperture array NOA had been equipped with 7 broadband 3C-sensors (one in each subarray) and 42 short-period instruments. In 2008, NORSAR initiated the recapitalization of NOA. In order to utilize an instrument with the same response for all sites and to optimize the broadband monitoring capabilities of the array, NORSAR specified a hybrid instrument response for the new seismometers, which were engineered by Güralp. The upgrade of the NOA array was completed in July 2012 and today NOA consists of seven 3C sensors (360s - 50Hz) and 35 vertical borehole sensors (120s - 50Hz), with identical amplitude responses in the overlapping frequency band.

INTRODUCTION

The NORSAR seismic array NOA has been operational since 1970. Originally it consisted of 22 subarrays with 132 borehole sites and 22 vault sites distributed over an area with approximately 120 km diameter. The borehole sites were equipped with HS-10 vertical, short-period seismometers and the vault sites with Teledyne Geotech 8700 three-component long-period sensors, and data were recorded with Philco-Ford 8 bit gain-ranged digitizers. In 1976 the size of the array was reduced to 7 subarrays (42 HS-10 and 7 Teledyne-Geotech 8700) and in 1994 the Philco-Ford digitizers were replaced by Nanometrics RD6 digitizers. A major refurbishment was conducted in 1994-1995 by installing new sensors (42 Teledyne Geotech 20171 short-period and 7 Teledyne Geotech KS54000 borehole broadband sensors) and digitizers (Science Horizons AIM24) at all sites. In year 2000, one of the KS54000 was replaced by a Güralp CMG-3T in order to comply with the CTBTO requirements for certification as IMS station, but otherwise the configuration was unchanged until 2011.

The planning for the latest modernization/recapitalization of the NORSAR array in 2011 started already in 2006. The equipment became obsolete / outdated and was not supported anymore by the manufacturer. The proper operation of the array was at risk due to the lack of spare parts. It took about 2 – 3 years to obtain the necessary funding for the refurbishment of the complete NOA array (jointly financed by CTBTO and the Norwegian Ministry of Foreign Affairs). Equipment specification, procurement, prototype testing and several rounds of prototype revisions required another 2 years. The installation of the new equipment was distributed over half a year, with one subarray completed at a time, so that the International Data Centre could retain station NOA in operations with reduced configuration, while testing the modernized subarrays on a testbed. On 5 July 2012, the last site of the NOA array was upgraded.

The continuous operation of the NORSAR array through more than 40 years provides a unique archive of historic seismological data of earthquakes, nuclear explosions and other man-made events. For the years 1971

– 1983, only seismic records with events of interest were selected for archiving, but after 1983 all continuous data are archived. All available data for the complete time period are online, easily accessible on disk and freely available for research.

LOCATION AND INFRASTRUCTURE

The NOA array has a diameter of about 60 km and its 42 sites are arranged in 7 sub-arrays (NAO, NBO, NB2, NC2, NC3, NC4, NC6) with sub-array diameters of 6 – 8 km and 6 sites each (Figure 1). Each sub-array has 5 borehole sites (BH), one vault site (VS) and a central terminal vault (CTV) with power and communication. The power system in the CTVs receives power from the public grid and charges a UPS with a battery bank providing about 3 days operation capacity for the entire sub-array. Each site of the sub-array is individually connected to the CTV by a single cable. These cables (some of them as long as 14 km) provide DC-power as well as communication to the sites. In total the array has about 155 km of cable trenches, affecting 127 landowners.

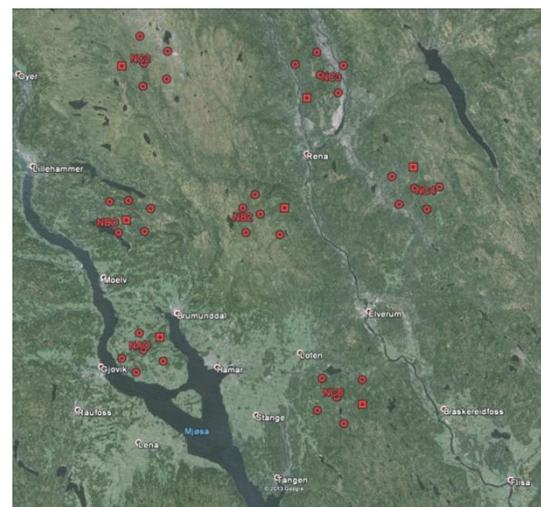


Figure 1. Map of the NOA array. Borehole sites are marked with circles, vault sites with adjacent terminal vaults are marked with squares

Figure 2 shows the Central Terminal Vault at sub-array NAO. The picture was taken in 2012 during the migration to a new VSAT technology and the repointing of the satellite dishes. Originally the CTVs did not have the small superstructure, which was cumbersome in wintertime since the door of the actual vault opens upwards and the snow height can easily reach 2 meters. The picture on the right hand side shows the equipment inside of a CTV, i.e., the rack with modems and lightning protection cards, the power distribution box, the UPS and the battery rack. From the CTV, 48 V DC is distributed to the 6 sites. The communication is established by modems and PPP-protocol. Due to the long-

distance cables our transmission rate is limited to 38400 bit/s (19200 bit/s for the most remote site).

Figure 3 shows the entrance and the interior of the vault site at NC6. Only one of the three pits is used for the regular operation, the remaining pits being free for instrument testing. An example of a borehole site is given in Figure 4. Under normal conditions only the GPS mast and the lid of the site is visible. The digitizer and the pit boxes are installed in a drum on top of the borehole. The sensor is down at the bottom of the borehole, securely locked to the borehole wall with a clamping mechanism.



a



b

Figure 2. Central Terminal Vault (CTV) at NAO: a - in 2012 NORSAR migrated to new VSAT technology and the antenna dish needed to be pointed to a new satellite; b - inside of the CTV. From a to b: rack with modems and power distribution to pits, cable box to pits with coarse lightning protection, and uninterruptable power system with battery rack

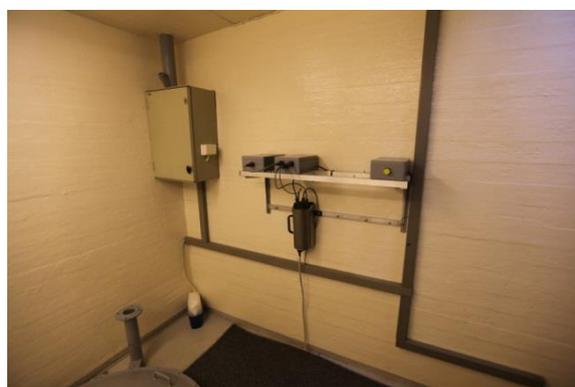


Figure 3. Vault site (VS) at NC6. The VSs have 3 pits (formerly used for the 3 components of long-period sensors). With the current installation only one of the pits is used



Figure 4. Borehole site (BS) NC601. The sensor is installed in a shallow (down to 12 m depth) borehole. A zinc drum on top of the borehole contains the digitizer (Güralp CMG-DM24S3EAM), a power and communication pit box (lightning protection, battery power charger, Patton modem, 12V 800mAh battery bank) and a junction box (coarse lightning protection and 48/12 DC/DC converter)

INSTRUMENTATION

The recapitalization of the NOA array comprised new acquisition computers for the 7 CTVs, modified pit boxes, new digitizers and new sensors; the communication/power cables, UPSs, vaults and boreholes were not included in this upgrade (but are maintained on a regular basis).

All sites are equipped with Güralp CMG_DM24S3AM acquisition modules. These allow for remote control of the sensors (lock, unlock, center, calibrate, etc.), state-of-health and tamper monitoring, local data storage (set up for a 14-days buffer), data signing and realtime data transmission to the CTV.

The decision to install Güralp seismometers, with a hybrid instrument response, was made after careful analysis of the noise conditions on all our arrays (NOA, ARCES and SPITS), the experiences with the existing systems and the need for good monitoring capability for both regional high-frequency/low-magnitude events as well as global low-frequency/high-magnitude earthquakes. The hybrid response function was specified by NORSAR and engineered by Güralp. This process involved comprehensive testing of the instruments (but also of the digitizers) and adjustments [1]. Table 1 contains the system responses of the two new sensor types: (i) for the 3-component very-broadband sensor (CMG-3T Hybrid 360s – 50Hz) in a surface-mount casing and (ii) for the vertical-component broadband sensor (CMG-

3V 120s – 50 Hz) in a borehole casing. The seven vault sites of NOA have been equipped with the 3-component sensor and the 35 borehole sites have been equipped with the vertical-component sensor. The transfer functions for both models are identical for frequencies above 0.2 Hz (Figure 5), which allows array processing of all data for that frequency range without instrument correction. For frequencies above 0.01 Hz the amplitude response is identical and only the phase response differs. However, array processing tests with long period data show that these phase response differences can be neglected for frequencies above 0.02 Hz.

Table 1. Poles and zeroes (in units of Hz) defining the velocity response of the hybrid sensors

CMG-3T Hybrid 360s - 50Hz		CMG 3V Hybrid 120s - 50 Hz	
2x20000 V/m/s @ 5Hz		2x20000 V/m/s @ 5Hz	
3 Zeroes	7 Poles	3 Zeroes	7 Poles
0	-2	0	-2
0	-1.964E-3±1.964E-3j	0	-5.89E-3+5.89E-3j
-0.3333	-24±21j	-0.3333	-24±21j
	-41±114j		-41±114j

Figure 5 compares the former NOA instrumentation with the new one (for a complete overview see [2]). The plots show the velocity responses in order to highlight the 2 different plateaus of the hybrid response. The new

systems are proportional to velocity for frequencies from 0.01Hz (0.005Hz) to about 0.2Hz and for frequencies between 3 – 20Hz. In the intermediate range, the instruments are proportional to acceleration. Traditionally, sensors are either proportional to ground velocity or to ground acceleration. The new sensor type is both and therefore its name 'hybrid'. The advantage of the hybrid sensor is its ability to record weak regional/local high-frequency events with sufficient gain as well as strong earthquakes in regional/global distances. A velocity-proportional sensor adjusted for weak high-frequency events would clip for signals of large magnitude earthquakes in regional/global distances. On the other hand, a velocity-proportional sensor adjusted for the monitoring of regional/global earthquakes, would not have enough gain to properly monitor high-frequency explosions at regional distances, which are of interest.

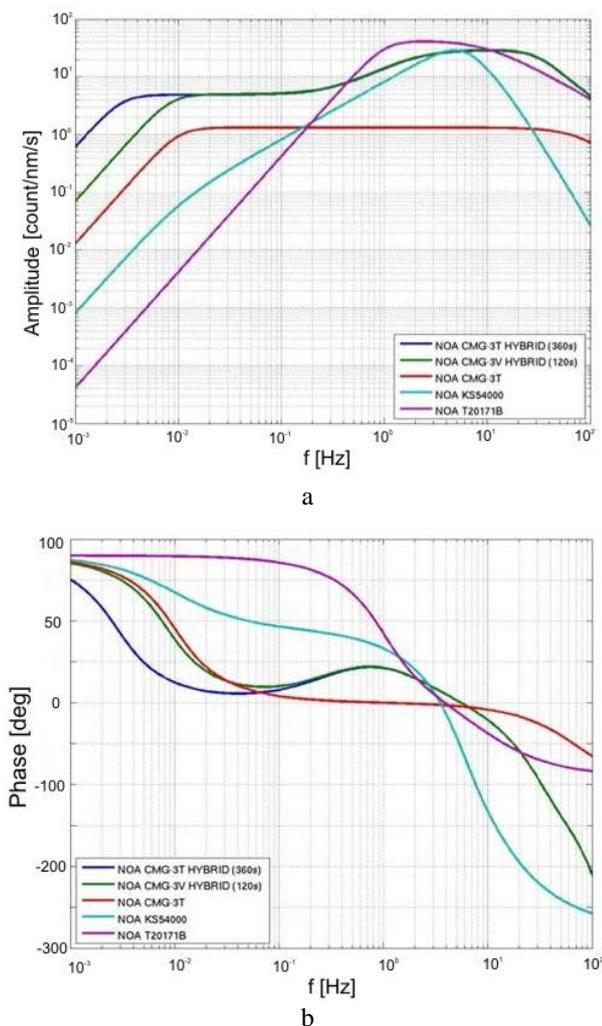


Figure 5. System responses of the old (CMG-3T, KS54000, T20171B) and new NOA instrumentation (CMG 3T Hybrid (360s), CMG 3V Hybrid (120s)): a - velocity amplitude instrument responses, b - phase responses

Figure 6-a shows the setup for coherency tests for the CMG-3V borehole sensors in the basement of NORSAR's maintenance center. Two prototype instruments were tested thoroughly for a longer time period in NORSAR's test facility at Stendammen co-located with the VS of NC6 (Figure 3). This was not possible for the major bulk of the instruments, but all of them were checked with respect to instrument noise, mass drift, temperature dependency, waveform coherency, etc., for at least several days at our field lab. The picture on the Figure 6-b shows a borehole sensor with mounted hole-lock just before deployment. The sensors are lowered to the bottom of the boreholes (8 – 12m deep) and locked to ensure good coupling. In addition, a rubber foam plug was installed in the borehole close to the top of the instrument. The plug minimizes the air volume around the sensor and therefore decreases noise due to thermal convection.



a



b

Figure 6. Guralp CMG-3V Hybrid borehole sensors: a - test setup; b - just before installation with hole-lock attached

Figure 7 shows an opened Guralp 3T Hybrid sensor and on the right hand side the pit where it was eventually installed. Like for the borehole installations a good thermal insulation helps to avoid long-period noise due to air convection around the sensor. The deployment of the sensors and digitizers was done in several stages. In June 2011, the 3-component instruments (CMG-3T HYBRID) were deployed into the 7 vault sites and the obsolete equipment (6 KS54000 sensors, 1 CMG-3T

standard, 7 Nanometrics digitizers) was removed. The original 42 short-period instruments remained in place for the time being, because the CMG-3V borehole instruments were still in a test phase, mainly with issues of mass drift. In October 2011, one of the short-period borehole instruments in each subarray was replaced with a new CMG-3V. This decreased the overall performance of the NOA array (to an acceptable degree), but performance and reliability of the new equipment

could be tested in winter conditions. Finally, during the time period April – June 2012, the upgrade of the remaining NOA sites was completed. The modernized NOA array has been operational since summer 2012.

Figure 8 compares the previous and current distribution of broadband sensors in the NOA array. Going from 7 to 42 broadband sensors improves the array transfer function, especially for long-period signals, e.g., surface waves, and provides high channel redundancy.

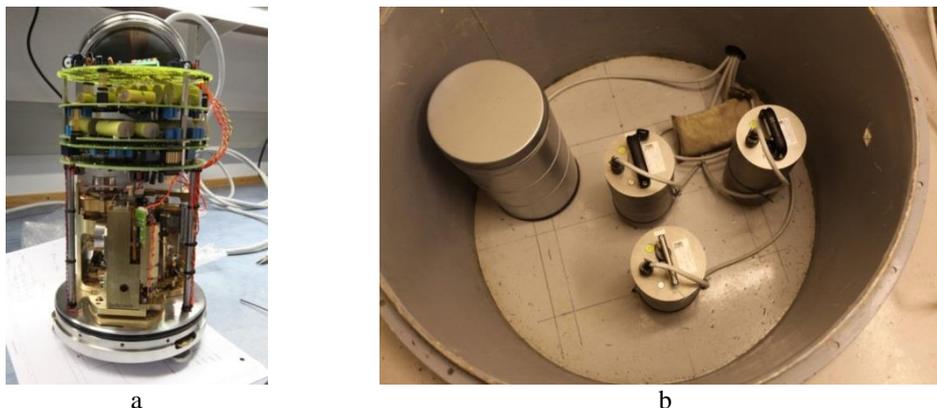


Figure 7. Güralp CMG-3T HYBRID sensor: a - cover removed; b - installed in one of the vault pits. The sensor is covered with an insulation tube.

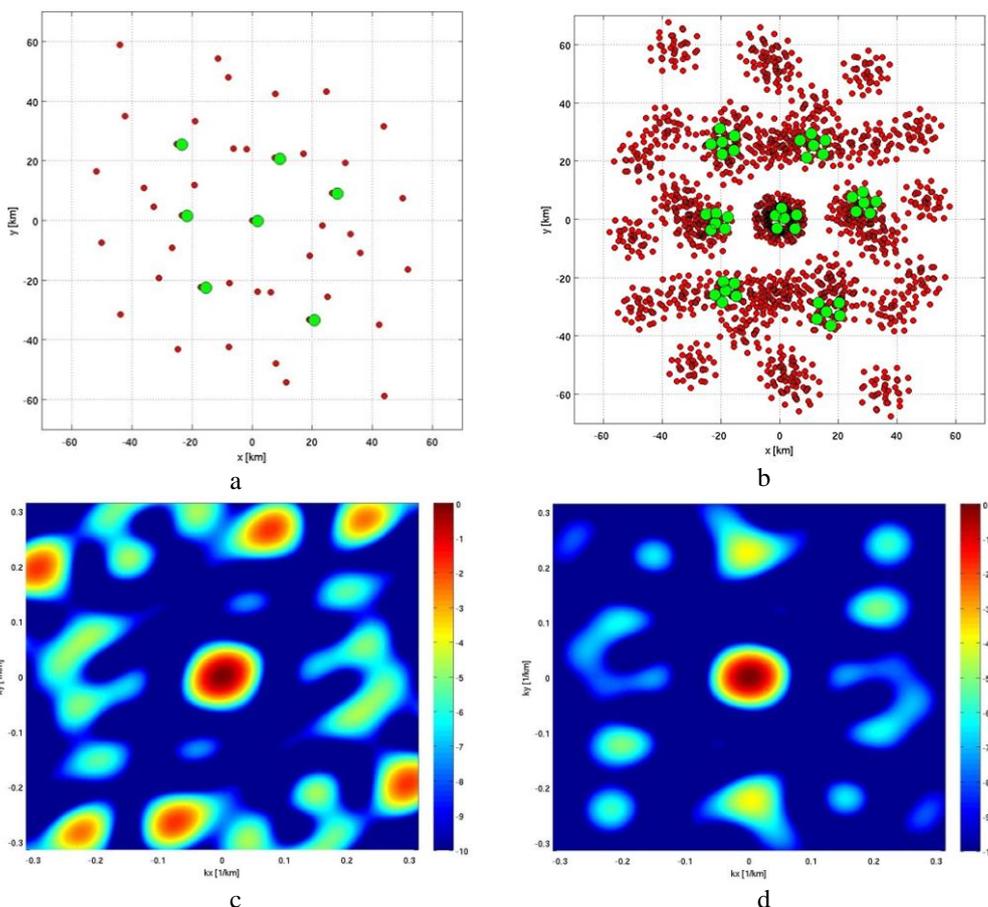


Figure 8. Array sites (green dots) and co-array (red dots) for NOA broadband sites: a - old configuration with 7 broadband sites; b - new with 42 broadband sites. Broadband array response: c - with the original 7 broadband sites; d - with the 42 broadband sites

COMPARISON OF OLD AND NEW SENSORS

After installation of the new hybrid instruments, several tests were performed to compare old and new data-processing results. During a transition period in autumn 2011, the KS54000 and the new NORSAR 360 s CMG-3T Hybrid instruments were co-located and recorded in parallel. Figure 9 shows beams of the vertical components (KS54000: BEAM-1, CMG-3T Hybrid: BEAM-2) for a surface wave in the long-period frequency range (15 – 30 s) from a M_S 4.4 earthquake in Turkey (29.10.2011, 22:24:22.9, 38.82°N, 43.43°E, depth: 0 km, distance: ~ 3250 km). The data for the sev-

enth 3C site (NC602) were simulated from the old CMG-3T broadband sensor. The signal-to-noise ratio (SNR) is improved by a factor of about 1.6 for the new instrumentation.

The frequency-wavenumber (f_k) results for the seven vertical components of the same data are shown in Figure 10 (on the right: KS54000, on the left: CMG-3T Hybrid) and are very similar. However, comparing the size and amplitude of the two side lobes it becomes clear that they are a bit smaller and less pronounced for the new instrumentation. This improvement is due to the larger bandwidth of the new instrumentation.

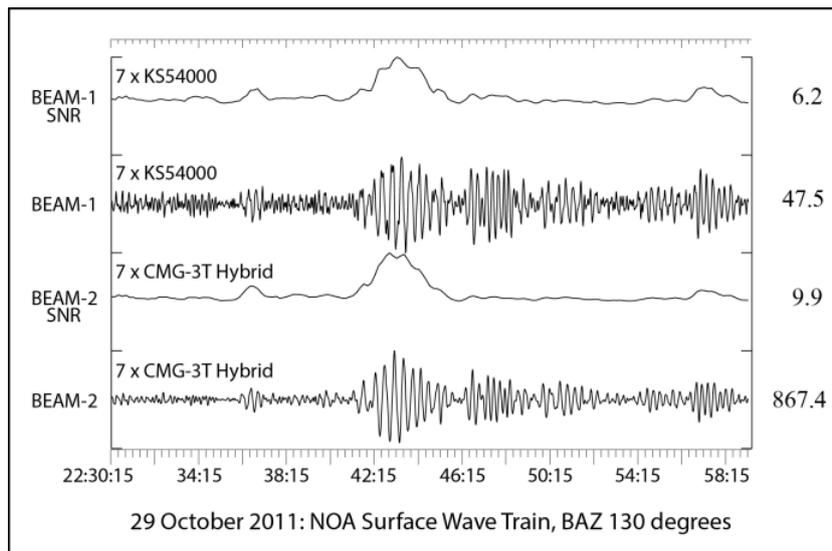


Figure 9. Surface-wave beams calculated from the seven 3C instruments of NOA using the old (BEAM-1) and the new (BEAM-2) sensors, and corresponding SNR traces. The data were Butterworth bandpass filtered between 10 and 20 s

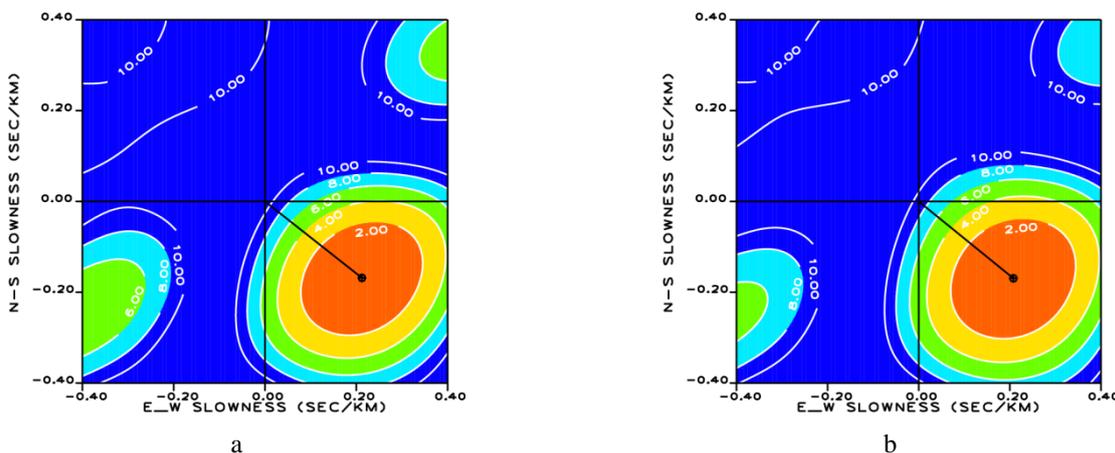


Figure 10. f_k results for surface-wave trains of the 29 October 2011 event in Turkey, used were the seven vertical traces of the 3C sensors: a - the result for the seven KS54000 instruments: b - the result for the seven new CMG-3T Hybrid sensors

COMPARISON OF ARRAY CONFIGURATIONS

After the whole array had been equipped with new CMG-3T Hybrid sensors, the array recorded surface waves generated by the 15 February 2013 Chelyabinsk Meteor impact (~3000 km distance). The LR phase is clearly visible on the records of all sites after bandpass

filtering between 20 and 50 s (0.02 and 0.05 Hz). These data were used for the following comparison. Figure 11 shows as top trace (labelled NAO01s) an example for a single station the data of site NAO01 after simulating a KS54000 instrument. The third trace from top (labeled NAO01) shows the original CMG-3T Hybrid record.

Although identically filtered, these two traces already show the principal difference between the new and the old instrumentation: the new instrumentation has a higher sensitivity and the low frequency content is larger. The other traces show beams calculated for different configurations. For BEAM-1 only the KS54000 simulated vertical traces of the 3C sites were used to simulate the old NOA surface-wave capability, for BEAM-2,

the unchanged CMG-3T Hybrid vertical traces of the 3C sites were used to show the improvement by the new instrumentation, and finally for BEAM-3, the 40 available CMG-3T Hybrid vertical traces were used (two sites out of the 42 were down) to demonstrate the new NOA capabilities to observe and analyze seismic surface waves. The SNR and dynamic range improvement with the new instruments is significant.

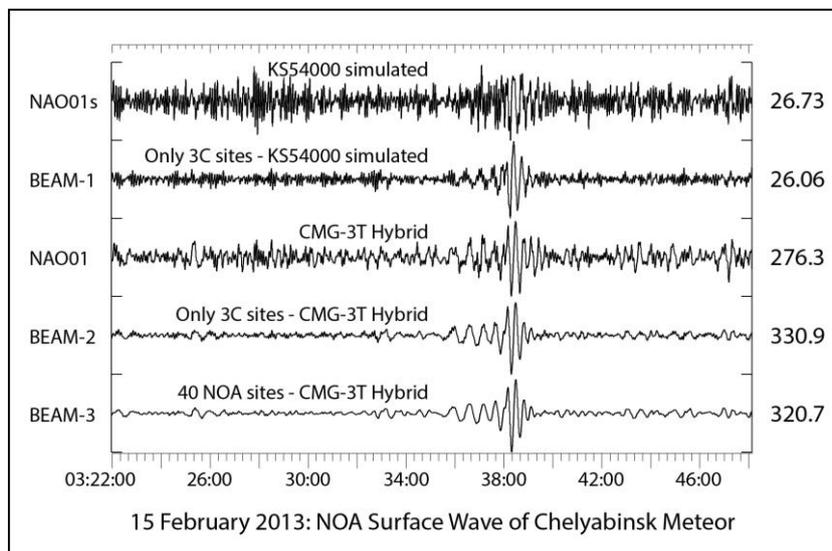


Figure 11. The bandpass filtered (20 – 50 s) surface-wave observations generated by the Chelyabinsk Meteor impact (~3000 km distance). The top trace (NAO01s) shows a KS54000 simulation for the recording at NOA site NAO01, the second trace (BEAM-1) shows a beam of the simulated KS54000 recordings from all the 7 sites with 3C instrumentation, corresponding to the old NORSAR array configuration. The middle trace (NAO01) shows the CMG-3T Hybrid recording at NORSAR array site NAO01. The lower two traces show array beams of the new NORSAR Hybrid instrumentation data; BEAM-2 for the 7 sites with 3C instrumentation and BEAM-3 for all 40 available NORSAR array elements

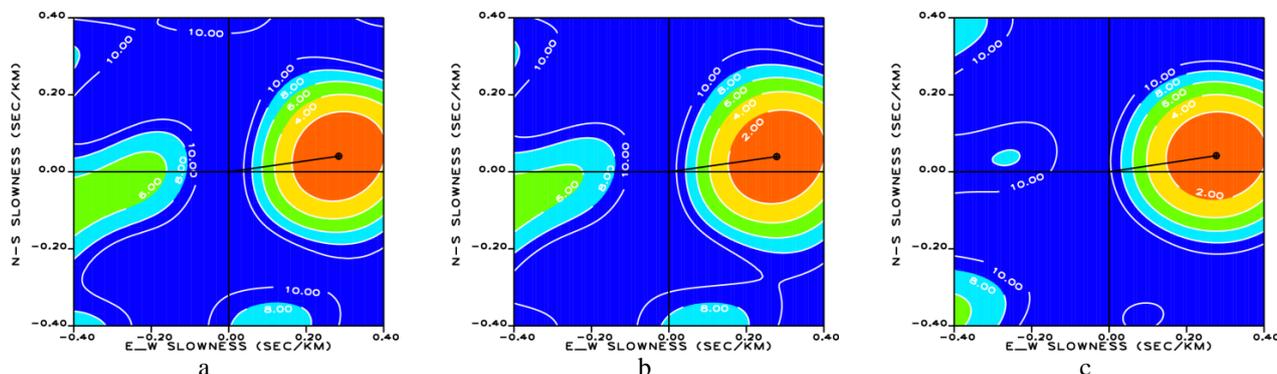


Figure 12. Fk-analysis results for the three beam configurations of Figure 11: a - for the two 7-element arrays for BEAM-1; b - for BEAM-2; c - for the 40 available broadband elements of the new NORSAR array (BEAM-3)

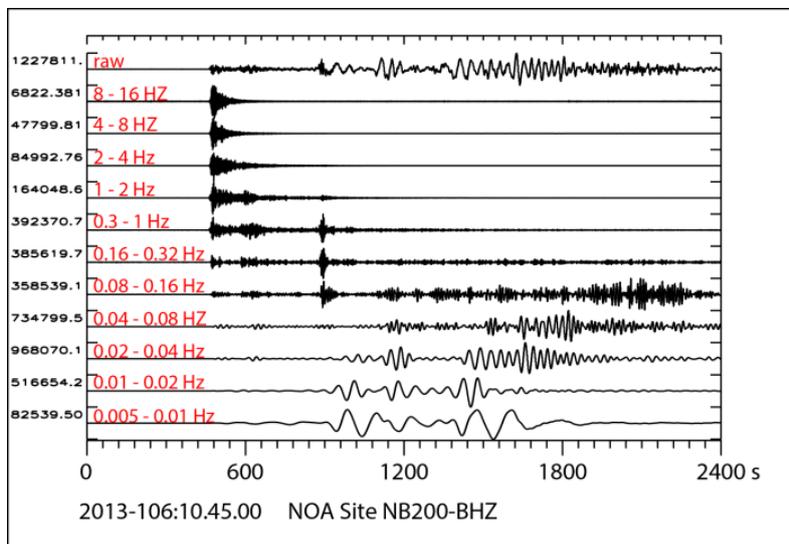
The fk-results for the three array configurations are shown in Figure 12. The results for the two 7 element arrays (for BEAM-1 on the left and for BEAM-2 in the middle) do not differ much. This is in agreement with the example shown earlier (Figure. 9). However, the side-lobe suppression for the fk-analysis is significantly improved, when using the 40 available broadband elements of the new NORSAR array (for BEAM-3, Figure 12-c).

TIME CORRECTIONS FOR THE NEW NOA BROADBAND ARRAY

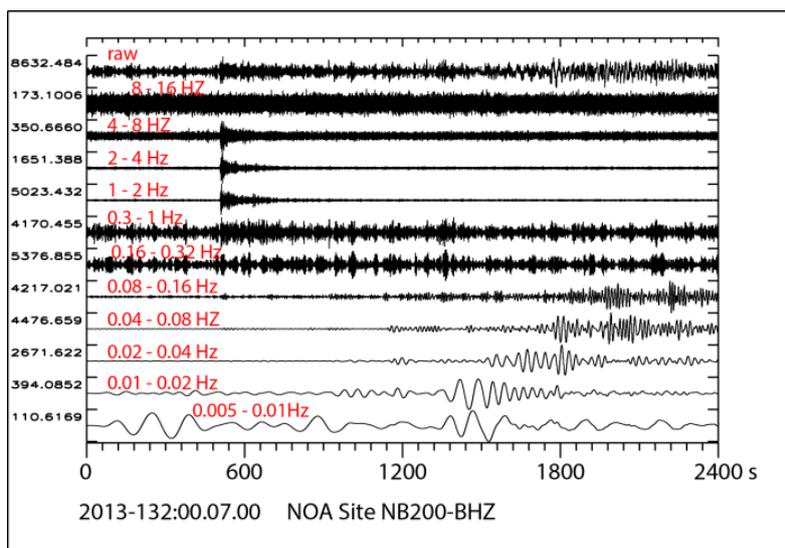
Figure 13 shows the vertical component recordings at the NOA site NB200 from two events in Iran (Figure 13-a: 16 April 2013, Mw 7.8; Figure 13-b: 12 May 2013, M 5.6), unfiltered (top) and filtered with different bandpass filters. It is obvious that the dominant frequency range varies for the different seismic phases. However, the smaller event cannot be observed at all frequencies.

Fk-analysis results of the first P-wave onsets of these two earthquakes are shown in Figure 14 and the numerical values are listed in Table 2. The results shown for the 12 May 2013 event (Figure 14-a and 14-b) show that application of the known time corrections

improve the fk-analysis results in the typical frequency range of short period P waves: the data coherency becomes larger, the estimated backazimuth and apparent velocities are closer to the theoretically expected values, and the number of side lobes is drastically reduced.



a



b

Figure 13. Two earthquakes in Iran: a - 16 April 2013, 10:44:20 UTC, M_w 7.8; distance = 47.1° ; b - 12 May 2013, 00:07:04 UTC, M 5.6; distance = 46.3°). All traces are normalized with their maximum amplitudes. The top traces are the raw data as recorded with the new CMG-3T Hybrid sensors. The other traces are data Butterworth bandpass filtered in different frequency ranges

Table 2. Fk-analysis results for the two Iran events

Event	Figure	Frequency Band [Hz]	Backazimuth [deg]		App. Velocity [km/s]		Signal Coherence	Time Corrected
			Theory	Observed	Theory	Observed		
12/05/2013	15 a	1 – 4	116.77	118.01	14.15	13.76	0.26	no
12/05/2013	15 b	1 – 4	116.77	115.01	14.15	14.19	0.51	yes
16/04/2013	15 c	0.08 – 4	110.68	114.82	14.29	14.62	0.43	no
16/04/2013	15 d	0.08 – 4	110.68	108.34	14.29	14.60	0.38	yes

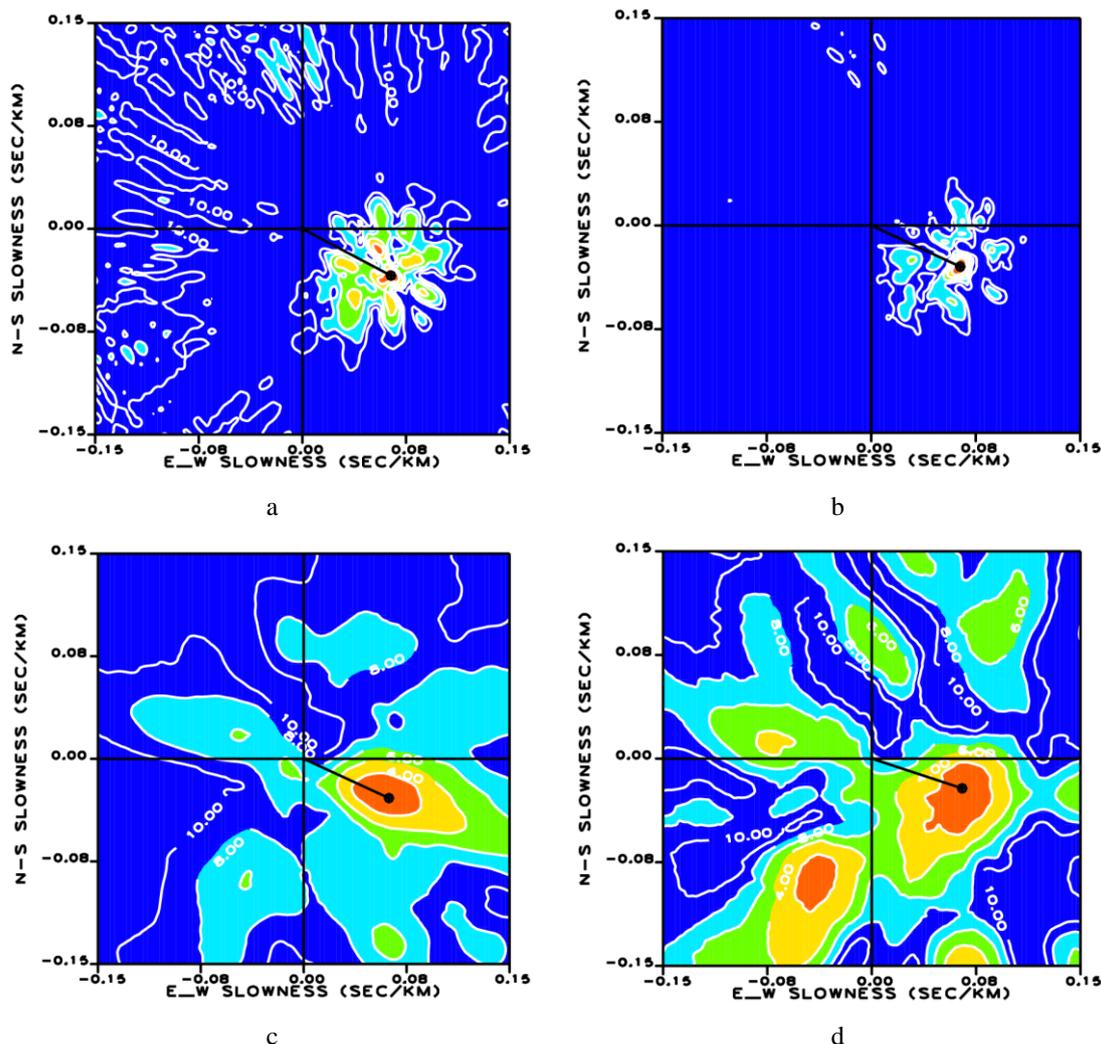


Figure 14. Fk-analysis results for the two Iranian earthquakes: a and b - for the 12 May 2013 event; c and d - for the 16 April 2013 event. NOA time corrections were applied for the results on the b and d

For the larger 16 April 2013 event, the P-wave onset has significant amplitudes also at much lower frequencies (Figure 13) and for the fk-analysis a much larger frequency range (here 0.08 – 4 Hz) can be utilized. The results are shown in Figures 14-c and 14-d. A comparison of the theoretical with the estimated values for backazimuth and apparent velocity shows again a slight improvement after applying the time corrections, but the signal coherency decreases and the side lobes become more pronounced. This discrepancy can be explained as follows: The time corrections for NOA were developed

for the large short-period NAO array in the 1970s. They empirically correct for lateral velocities below the array for signals with dominant frequencies between about 1 and 5 Hz. If it now becomes possible to analyze P-wave signals for much lower dominant frequencies (i.e., much larger wavelengths), the signals are dominantly influenced by lateral velocity heterogeneities in much larger volumes. In conclusion, the time corrections are signal-frequency dependent and new empirical time corrections should be determined for utilizing the full possible frequency range for array studies.

REFERENCES

1. Roth, M. Test of new hybrid seismometers at NORSAR / M. Roth, J. Fyen, P. W. Larsen and J. Schweitzer // NORSAR Sci. Rep. - 1 - 2011, - P. 61 - 71.
2. Pirli, M. NORSAR system responses manual / M. Pirli 3rd Edition, NORSAR, 2013. - 304 pp. + 5 Appendices.

**ЖАҢҒЫРТЫЛҒАН ҮЛКЕН АПЕРТУРАЛЫ КЕҢ ЖОЛАҚТЫ ТОП NOA
ҚҰРАМЫНДАҒЫ NORSAR, НОРВЕГИЯ**

Швейцер Й., Фен Й., Рос М.

Норсар Норвегиялық орталығы, Осло, Норвегия

ХМЖ – NOA құрамындағы 42 элементтерден тұратын, 7 кіші топқа топтастырылған, ең үлкен сейсмикалық топтың жалпы апертурасы 60 км жуық болады. 1996 жылдан бастап NOA жеті үш компонентті кең жолақты сенсорлармен, сонда әрбір топқа бірден және қырық екі қысқа кезеңді датчиктермен жабдықталған. 2008 жылы NORSAR-дың бастамашылық етуімен NOA қайта капиталдыруы жүргізілді. Топтың барлық элементтерінде бірдей АЧХ-мен датчиктерді қолдану үшін, сондай-ақ жиіліктің кең жолағында топтың мониторингтік мүмкіндігін тиімді ету үшін, NORSAR жана сейсмометрлерге гибридік АЧХ жобалады, олар Guralp фирмасымен жасалды. NOA тобын жаңғырту 2012 жылғы шілдеде аяқталды. Қазіргі кезде NOA жеті үш компонентті сенсорлардан (360 с – 50 Гц) және тік ұңғымалық сейсмометрлерден тұрады (120 с – 50 Гц), жиіліктердің асып кететін диапазондарында барлық приборлардың бірдей АЧХ бар.

**МОДЕРНИЗИРОВАННАЯ БОЛЬШЕАПЕРТУРНАЯ ШИРОКОПОЛОСНАЯ ГРУППА NOA
В СОСТАВЕ NORSAR, НОРВЕГИЯ**

Швейцер Й., Фен Й., Рос М.

Норвежский центр Норсар, Осло, Норвегия

Самая большая сейсмическая группа в составе МСМ – NOA, состоящая из 42 элементов, сгруппированных в 7 подгрупп, имеет общую апертуру около 60 км. С 1996 г. NOA оснащена семью трехкомпонентными широкополосными сенсорами, по одному на каждую подгруппу, и сорока двумя короткопериодными датчиками. В 2008 г. NORSAR инициировал рекапитализацию NOA. Для того чтобы использовать датчики с одинаковыми АЧХ на всех элементах группы, а также оптимизировать мониторинговую возможность группы в широкой полосе частот, NORSAR спроектировал гибридную АЧХ для новых сейсмометров, которые были изготовлены фирмой Guralp. Модернизация группы NOA была завершена в июле 2012 г. В настоящее время NOA состоит из семи трехкомпонентных сенсоров (360 с – 50 Гц) и 35 вертикальных скважинных сейсмометров (120 с – 50 Гц), все приборы имеют идентичную АЧХ в перекрывающихся диапазонах частот.

УДК 550.34

СЕТЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ CAREMON (CENTRAL ASIAN REAL TIME EARTHQUAKE MONITORING)

Кальметьева З.А., Молдобеков Б.Д.

Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ), Бишкек, Кыргызстан

Описываются созданная сеть сейсмических станций ЦАИИЗ и сеть CAREMON. Рассматриваются задачи, решаемые ЦАИИЗ, и первые результаты анализа сейсмичности территории Центральной Азии по данным созданной сети сейсмических наблюдений.

ВВЕДЕНИЕ

Сеть CAREMON была создана и начала работать в Кыргызстане в 2010 г. Этому предшествовала организация Центрально-Азиатского института прикладных исследований Земли (ЦАИИЗ), официальное открытие которого состоялось 21 августа 2006 г. Соучредителями ЦАИИЗа стали Правительство Кыргызской Республики и Центр исследования Земли г. Потсдам, ФРГ (GFZ). К 2007 г. сеть сейсмических наблюдений на территории Кыргызстана состояла из цифровых станций сети KNET и аналоговых станций сети Института сейсмологии. Состояние аналоговой сети постепенно ухудшилось по таким причинам, как прекращение трансляции на территорию Кыргызстана сигналов точного времени, нехватка финансирования на ремонт аппаратуры и содержание станций, временная консервация некоторых станций. Само использование аналоговой регистрации сильно ограничивало возможности применения современных программных средств анализа. Все это привело к необходимости организации в Кыргызстане сейсмического мониторинга, основанного на наблюдениях цифровыми станциями. Поэто-

му одной из задач ЦАИИЗ было пошаговое создание цифровой сети сейсмического мониторинга на территории Кыргызстана с перспективой ее развития на территории Центральной Азии. Первым шагом в решении этой задачи стала организация работы в 2008 - 2009 трех цифровых сейсмических станций вдоль границы Кыргызстана и Китая с передачей данных по спутниковым каналам, сбором и обработкой поступающих данных программным комплексом SeisComP. Следующий шаг ЦАИИЗ делает совместно со своим соучредителем. По инициативе Германской организации по международному развитию потенциала (InWent) и при финансовой поддержке Министерства иностранных дел Германии в рамках проекта CASCADE (Central Asia Cross-Border Natural Disaster Prevention), GFZ и ЦАИИЗ в кооперации с национальными сейсмологическими институтами создают сеть CAREMON (Central Asian Real-Time Earthquake Monitoring Network). Сейсмические станции этой сети расположены на территориях нескольких стран: Казахстан, Кыргызстан, Таджикистан, Узбекистан и Туркмения (рисунок 1).



Рисунок 1. Цифровые сейсмические станции, установленные ЦАИИЗом (▲) и установленные совместно с GFZ в рамках проекта CAREMON (▲) [<http://geofon.gfz-potsdam.de/db/eqinfo.php>]

В соответствии с проектом CASCADE эти станции переданы на баланс национальных сейсмологических организаций. Важным положительным моментом создания сети CAREMON является то, что она оснащена программным комплексом SeisComP [2], позволяющим в режиме реального времени осуществлять сбор данных наблюдения и автоматическую локацию происходящих сейсмических событий. По существу сеть CAREMON создает реальную тех-

ническую возможность для трансграничного сотрудничества по оценке сейсмической опасности всего Центрально-Азиатского региона, опасности, которая по своей сути является единой для всех государств этого региона, независимо от существующих политических границ. И только в условиях трансграничного сотрудничества можно решать эту проблему. Неоднократно в постсоветское время представителями Казахстана и Таджикистана на региональ-

ных конференциях поднимался вопрос о создании (восстановлении) единого Центра обработки данных сейсмических наблюдений на территории Центральной Азии.

2007-й год стал знаковым для организации сейсмических наблюдений на территории Кыргызстана. Одновременно с усилиями, предпринимаемыми ЦАИИЗом по улучшению системы сейсмических наблюдений на территории Кыргызстана, в Сейсмологическая служба Норвегии (NORSAR) при поддержке Министерства иностранных дел Норвегии в рамках сотрудничества по ДВЗЯИ приступила к оказанию помощи Институту сейсмологии НАН КР по переоснащению аналоговых станций цифровой аппаратурой. Уже в 2009 г. новая цифровая сеть Института сейсмологии была зарегистрирована в Международной федерации цифровых сейсмических сетей (FDSN) как KRNET. В нее входит 14 станций [1]. В 2012 г. Институт сейсмологии НАН КР и ЦАИИЗ подписывают соглашение о разделении функциональных обязанностей, в соответствии с которым ИС осуществляет стандартный сейсмический мониторинг территории Кыргызстана и выполняет функции службы срочных донесений о происходящих сильных землетрясениях, а ЦАИИЗ сосредоточивает свою деятельность на изучении сильных движений.

МОНИТОРИНГОВЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В ЦАИИЗЕ

В ноябре 2010 г. ЦАИИЗ приступил к созданию каталога землетрясений на территории Центральной Азии. Используются поступающие в режиме реального времени потоки волновых форм с сейсмических станций ЦАИИЗа, станций сетей CAREMON, KRNET и KNET, а также от около 30 сейсмических станций международных сетей. Первичная обработка данных проводилась автоматически комплексом SeisComP [2], затем оператор выбирал из автоматического каталога события, произошедшие на территории Республики (координаты: 26° - 57.5° N и 46.5° – 87° E). В случаях, когда погрешность определения времени в очаге $RMS \geq 2$ сек, производилась ручная пикировка фаз, анализ графика Вадати. Если такие события выявлялись на территории Кыргызстана, их записи обрабатывались также с использованием программ Seisan и Elwin [3]. Такими были события в краевых частях территории Республики, где все пункты наблюдений располагались по одну сторону от сейсмического события (т.е. при $gap < 180^{\circ}$). Программы Seisan и Elwin в этих случаях показывали меньшие значения RMS. Причиной расхождений оказались разные скоростные модели, заложенные в программы: в SeisComP - осредненный годограф для земной коры платформенного типа, в Seisan и Elwin – годограф, полученный для территории Кыргызстана [4, 5]. Было выявлено также, что при пробегах прямых волн от очага землетрясения к сейсмическим станциям ЦАИИЗа вдоль Кокшаальского хребта,

время пробега волн значительно увеличивалось (до нескольких секунд), что дополнительно изменяло погрешность в определение координат эпицентра. Для эпицентров землетрясений, расположенных к северу от Кокшаальского хребта, таких отклонений не наблюдалось. Отмечаемые факты хорошо согласуются с имеющимися сведениями о скоростном строении земной коры района Кокшаала. По данным Т.М. Сабитовой [6] граница Мохоровичича здесь опускается до глубин около 100 км. Учитывая, что программа SeisComP предназначена для определения координат эпицентров в пределах всей Центральной Азии, а не только Кыргызстана, решено не вносить изменений в исходные данные.

В июле 2011 г. из-за прекращения финансирования проекта KNET данные этой сети станций перестали поступать в FDSN и, следовательно, в ЦАИИЗ. В настоящее время через SeisComP в ЦАИИЗ поступают данные станций ЦАИИЗа, станций сети CAREMON и KRNET, а также данные сейсмических станций международных сетей. Это позволяет регистрировать сильные землетрясения ($M \geq 5$) по всей территории Центральной Азии (рисунок 2). Автоматический каталог таких событий доступен на сайте ЦАИИЗа – www.caiag.kg.

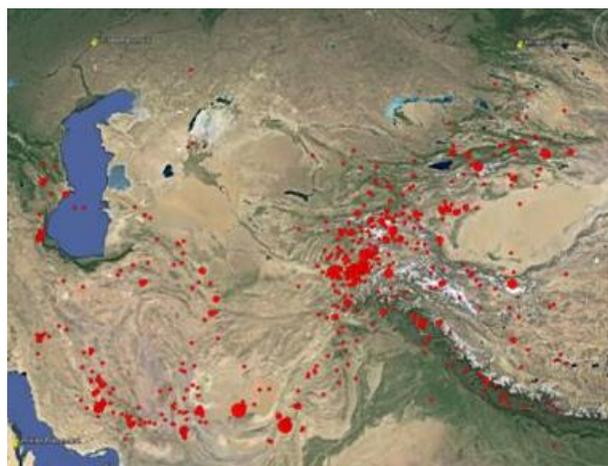
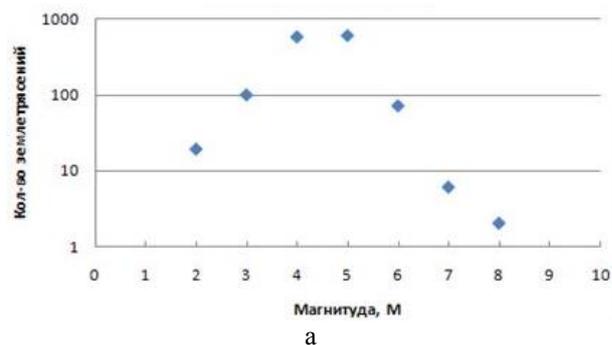


Рисунок 2. График повторяемости (а) и карта эпицентров землетрясений (б) по данным каталога ЦАИИЗ за 2010 – 2013 гг.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

На рисунке 2 -б показаны эпицентры землетрясений по данным каталога ЦАИИЗ за 2010 - 2013 гг. Видно, что эпицентры закономерно распределены вдоль некоторых линий. Для сопоставления с сейсмичностью региона за предыдущие годы была использована карта эпицентров за 1900 - 2012, размещенная на сайте Геологической службы США – USGS (<http://earthquake.usgs.gov>). На рисунке 3 совмещены эпицентры землетрясений по каталогу ЦАИИЗ за 2010 - 2013 гг. и по каталогу.



- – по каталогу USGS за 1900 - 2012 гг.
- – по каталогу ЦАИИЗ за 2010 - 2013 гг.

Рисунок 3. Карта эпицентров землетрясений с $M \geq 5$ по данным USGS [<http://earthquake.usgs.gov>]

Из рисунка 3 видно, что эпицентры сильных землетрясений периода 2010 - 2013 гг. располагаются в пределах тех же узких полос, в которых проявлены сильные землетрясения в течение последних 100 лет. Для проведения дальнейшего анализа пространственно-временного распределения землетрясений региона был составлен сводный каталог за период времени 1850 – 2013 гг. на основе каталогов USGS, GFZ, ИС НАН КР, ЦАИИЗ и каталога, составленного в рамках проекта ISTC-KR1176. Создание сводного каталога по данным разных источников представляет достаточно трудную задачу: эпицентры некоторых землетрясений по данным разных каталогов отстоят друг от друга иногда на расстоянии до 100 км, энергетические оценки землетрясений в разных каталогах представлены разными видами магнитуд. В связи с этим результаты проведенного анализа следует рассматривать только в самом общем виде. Были построены графики время - магнитуда, а также графики изменения во времени координат эпицентров землетрясений по широте и долготе, как в целом по всей территории, так и по отдельным

районам. Графики на рисунке 4 показывают, что эпицентры сильных землетрясений перемещаются во времени, то отдаляясь, то приближаясь к точке с координатами примерно $36^\circ - 37^\circ$ N по широте и $70^\circ - 71^\circ$ E по долготе, т.е. относительно глубокофокусной Гиндукушской зоны. Построение подобных графиков для отдельных районов исследуемой территории показывает, что перемещение эпицентров происходит циклами длительностью примерно 45 - 50 лет. Но по разные стороны от Гиндукушской зоны наблюдаются свои особенности миграций. Так, в районе Памир-Тянь-Шаня (рисунок 5) прослеживается примерно 45-летняя цикличность как в изменении энергетического класса землетрясений (верхний рисунок), так и перемещения эпицентров по направлению север-юг (нижний рисунок). Видно, что в целом энергетический уровень событий увеличивается при перемещении эпицентров землетрясений к югу (т.е. максимумы верхнего графика соответствует минимумам нижнего графика). При этом циклы перемещения эпицентров состоят как бы из двух подциклов. Более того, в конце каждого цикла перемещения эпицентров (нижний график) появляются события, нарушающие общую закономерность. Это сильные события, происходящие на Северном Тянь-Шане. Они возникают, когда эпицентры землетрясений переместились к югу и на севере, казалось бы, наступает затишье. Другими словами, сильные землетрясения Северного Тянь-Шаня происходят на фоне затишья. В 1946 г. – это было Чаткальское землетрясение ($M=7.4$), в 1992 – Суусамырское землетрясение ($M=7.3$). Если провести экстраполяцию, предполагая, что отмеченная закономерность будет выполняться и в будущем, то очередной цикл миграции эпицентров завершится к 2030 г., когда на Северном Тянь-Шане в диапазоне широт $42^\circ - 43^\circ$ следует ожидать сильное землетрясение с магнитудой не менее чем $M=7$.

К западу от Гиндукуша эпицентры сильных землетрясений мигрируют по кругу. На рисунке 6 –а отмечены эпицентры сильных землетрясений, произошедших в период с 1930 по 1985 гг. Цифры от 1 до 10 около них указывают порядок возникновения этих землетрясений во времени. Получается, что с 1930 г. по 1985 г. эпицентры этих землетрясений сначала удалялись, а потом приближались к глубокофокусной Гиндукушской зоне, перемещаясь при этом по кругу против часовой стрелки. Такая же закономерность перемещения эпицентров наблюдается и для более слабых ($M \geq 5$) событий согласно каталогу ЦАИИЗ за 2010 - 2013 гг. (рисунок 6-б). Цифры около эпицентров показывают, что северной части района эпицентры перемещаются к западу, а в южной – к востоку, т.е. по кругу против часовой стрелки.

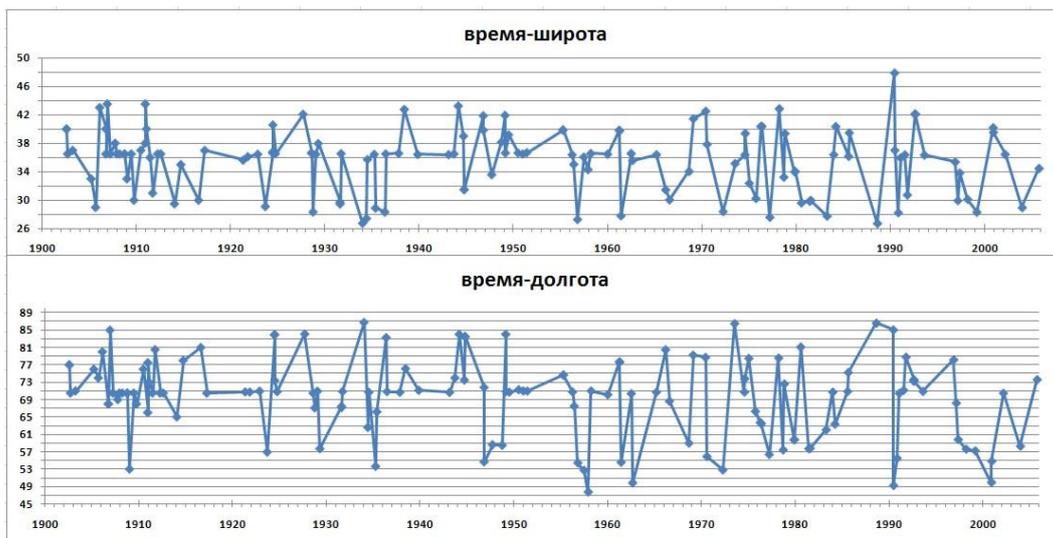


Рисунок 4. Изменение во времени широты (вверху) и долготы (внизу) эпицентров сильных ($M \geq 6.5$) землетрясений Центрально-Азиатского региона

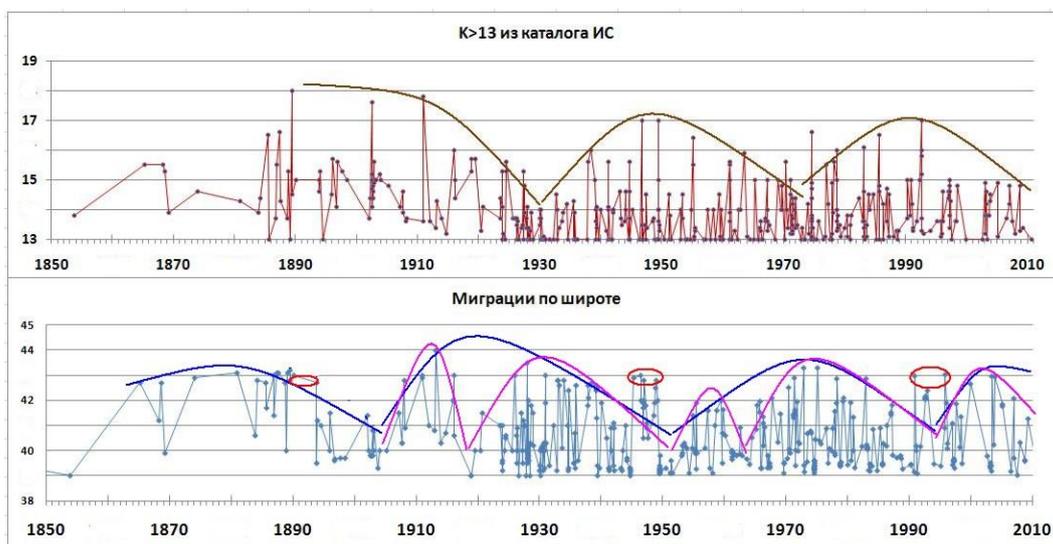


Рисунок 5. Изменение во времени энергетического класса сейсмических событий (вверху) и широты их эпицентров (внизу) для Памиро-Тянь-Шанского района

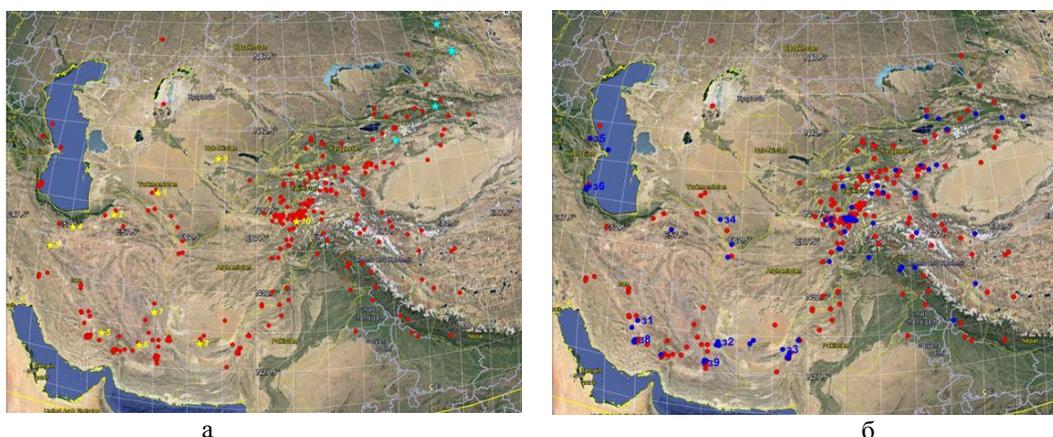


Рисунок 6. Эпицентры сильных ($M \geq 6.5$) землетрясений Центральной Азии с 1900 по 2005 гг. (а) по данным сводного каталога и эпицентры землетрясений с $M \geq 5$ за 2010-2013 гг. по данным каталога ЦАИИЗ (б)

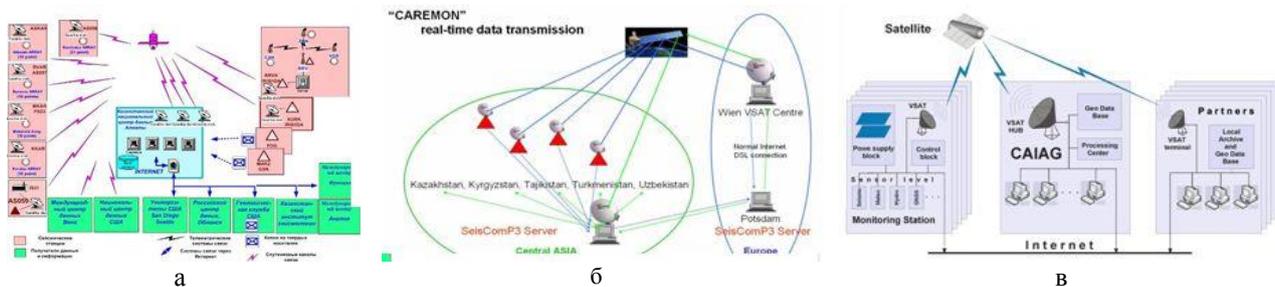


Рисунок 7. Схемы коммуникаций: а – Института геофизических исследований (Казахстан) [по Михайловой Н.Н.]; б – сети CAREMON; в – ЦАИИЗ

Здесь приведены лишь отдельные эпизоды, характеризующие сейсмическую активность региона, которые с достаточной очевидностью говорят в пользу того, что весь Центрально-Азиатский регион находится под воздействием единого геодинамического механизма. В связи с этим следует еще раз подчеркнуть необходимость трансграничного сотрудничества, объединения усилий для лучшего понимания закономерностей сейсмичности и, следовательно, правильной оценки сейсмических рисков региона. Технический инструмент для такого сотрудничества стран Центральной Азии создан. Если до последнего

времени такой инструмент был только в распоряжении Института геофизических исследований Министерства энергетики РК, то теперь эти возможности расширились (рисунок 7).

Таким образом, широкое трансграничное сотрудничество в деле изучения природных опасностей соответствует духу деятельности ДВЗЯИ, под эгидой которого проходила очередная встреча в Курчатове. ЦАИИЗ разделяет такую позицию и готов содействовать сотрудничеству стран Центральной Азии, используя имеющиеся у него возможности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каталог землетрясений Кыргызстана за 2006-2010гг. Бишкек: Институт сейсмологии НАН КР. 2011. – 157 с.
2. Электронный ресурс <http://www.seiscomp3.org/>
3. Электронный ресурс <http://seisan.info>
4. Грин, Т.П. Определение скоростной структуры и глубин землетрясений при детальных сейсмологических наблюдениях. / Т.П. Грин, З.А. Кальметьева // Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978. – С. 13-31.
5. Грин, Т.П. Распределение гипоцентров землетрясений по глубине на Северном Тянь-Шане / Т.П. Грин // Сейсмологические наблюдения в Кыргызстане. Фрунзе: Илим, 1993. – С. 55-64
6. Бакиров, А.Б.(Отв. ред.) Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / А.Б. Бакиров (Бишкек): Илим, 2006. – 116 с.

**CAREMON (CENTRAL ASIAN REAL TIME EARTHQUAKE MONITORING)
СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯЛАР ЖЕЛІСІ**

Кальметьева З.А., Молдобеков Б.Д.

Жерді қолданбалы зерттеу Орта-Азиялық институты (ЖҚЗОАИ), Бишкек, Қыргызстан

ЖҚЗОАИ башылығындағы сейсмикалық станциялар желісін және CAREMON желісін жасау тәжірибесі сипатталады. Шешілетін міндеттер және жасалған сейсмикалық бақылау желісінің деректері бойынша Орталық Азия аумағының сейсмикалығын талдаудың бірінші нәтижелері талқылануда.

SEISMIC NET CAREMON (CENTRAL ASIAN REAL TIME EARTHQUAKE MONITORING)

Z.A. Kalmeteva, B.D. Moldobekov

Central-Asian Institute for Applied Geosciences (CAIAG), Bishkek, Kyrgyzstan

The creation of the CAIAG network of seismic stations and CAREMON network is described. The tasks which were set by CAIAG and first results of the Central Asian territory seismicity analysis using observation data of CAIAG and other data are considered.

УДК 550.34

ОБЕСПЕЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТАДЖИКИСТАНА ЦИФРОВЫМИ ШИРОКОПОЛОСНЫМИ СТАНЦИЯМИ

Негматуллаев С.Х., Джураев Р.У., Улубиева Т.Р., Маматкулова З.С.

Геофизическая служба Академии наук Республики Таджикистан, Душанбе, Таджикистан

Приводятся сведения о современном состоянии сейсмической сети цифровых станций Геофизической службы Таджикистан, обеспечивающей ежегодную регистрацию до 10 000 сейсмических событий в широком диапазоне энергетических классов на территории Республики и сопредельных государств. Одной из важных задач является сейсмический мониторинг района строительства каскада гидроэлектростанций на реке Вахш. Обсуждается необходимость создания локальных систем сейсмического мониторинга для контроля возбужденной сейсмичности при различных режимах заполнения двух водохранилищ – Нурекского и Рогунского, а также для оценки влияния каскада водохранилищ на сейсмичность и изменения геологической среды.

Сейсмическая сеть современных цифровых станций Таджикистана начала создаваться с октября 2005 г. при содействии фирмы «Нанометрик» (Канада) и поддержке Швейцарского агентства по развитию и сотрудничеству (ШАРС). В настоящее время действуют 7 станций: Гарм, Шаартуз, Гезан, Игрон, Душанбе-Чуянгарон, Манем (Памир) и Чорух-Даррон (северная часть Таджикистана) (рисунок 1).

Эта сеть цифровых широкополосных сейсмических станций предназначена для решения комплекса задач:

1) *сейсмический контроль*: оперативное обеспечение всех заинтересованных организаций сейсмологической информацией о землетрясениях, происходящих на территории Республики и сопредельных государств; проведение непрерывных сейсмологических, геофизических и других видов наблюдений на территории Республики.

2) *контроль ядерных взрывов*: участие в работах по контролю ядерных полигонов соседних стран и своевременное информирование о произведенных испытаниях всех заинтересованных организаций для

своевременного проведения работ по радиационному мониторингу.

Одной из важных задач сети цифровых широкополосных сейсмических станций является обеспечение мониторинга строительства каскада гидроэлектростанций на реке Вахш. Предполагается создание системы сейсмического мониторинга для контроля за возбужденной сейсмичностью при различных режимах заполнения двух водохранилищ – Нурекского и Рогунского и оценки влияния каскада водохранилищ на сейсмичность и изменение геологической среды. Безопасная эксплуатация существующих, строящихся и проектируемых ГЭС в условиях сложного рельефа и геолого-тектонического строения района, которая постоянно подвергается сейсмическим воздействиям, требует постоянного сейсмического мониторинга, особенно если эти ГЭС имеют крупные водохранилища.

Непрерывные сейсмологические наблюдения с регистрацией землетрясений в Таджикистане и в сопредельных государствах ведется в широком диапазоне энергетических классов. Ежегодно регистриру-

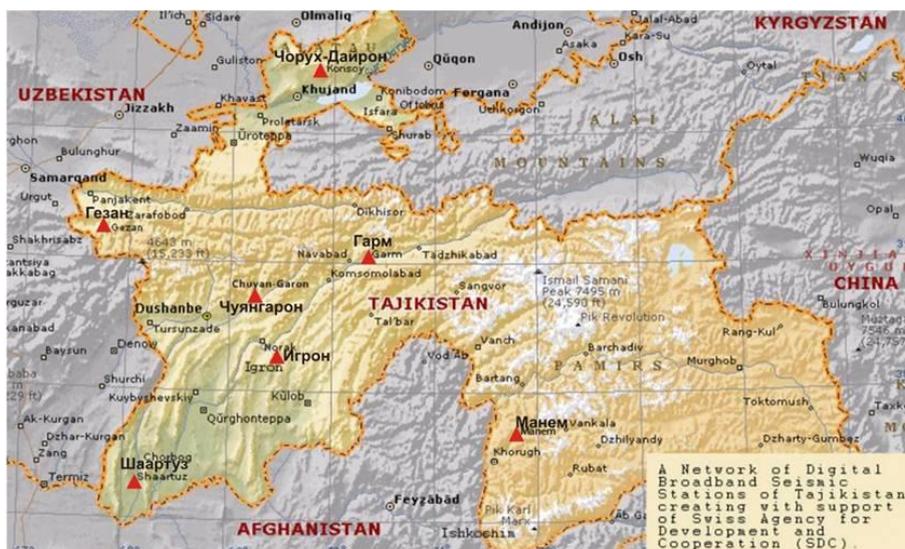
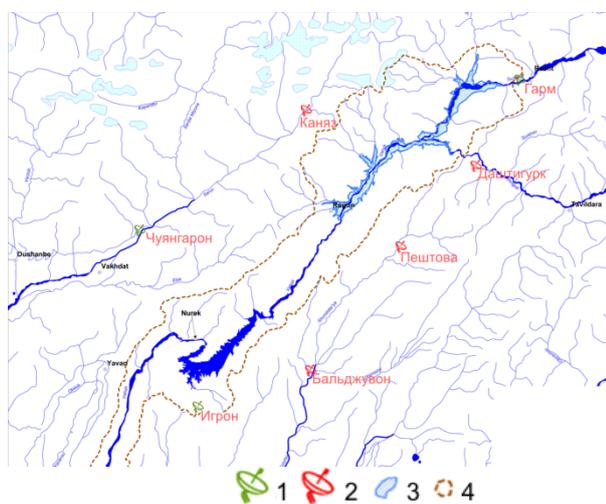


Рисунок 1. Сеть цифровых широкополосных сейсмических станций Таджикистан

ется до 10 000 сейсмических событий. По результатам обработки зарегистрированных событий составляются каталоги и ежемесячные карты эпицентров сейсмических событий с $K=5 - 15$ для территории Таджикистана и отдельно для территории Душанбино-Вахшского района.

В районе Нурекско-Рогунского полигона наблюдения в реальном режиме времени обеспечивают три широкополосные цифровые сейсмические станции со спутниковой связью фирмы «Нанометрикс»: Чуян-Гарон, Игрон, Гарм и две, несколько удалённые от района исследований, станции: Гезан и Шартуз [1]. В 2014 г. устанавливаются ещё четыре станции непосредственно в районе исследований для обеспечения сейсмического мониторинга землетрясений более низких энергетических классов (рисунк 2).



1 – существующие цифровые станции со спутниковой связью фирмы Nanometric; 2 – проектируемые цифровые станции со спутниковой связью фирмы Nanometric (проект НАТО); 3 – контур Рогунского водохранилища, 4 – район исследований

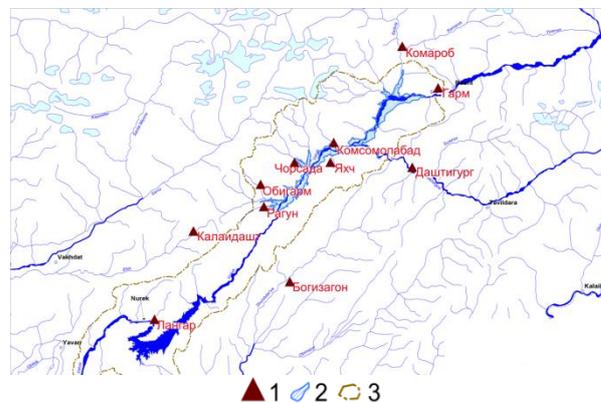
Рисунок 2. Сеть цифровых широкополосных сейсмических станций со спутниковой связью в районе Нурекско-Рогунского полигона

Стоит задача в ближайшее время восстановить в полном объеме систему наблюдений сейсмическими станциями и геофизические наблюдения в районе каскада ГЭС на реке Вахш (рисунки 3 и 4).

Создаваемая система предназначена для более детального изучения наведенной сейсмичности, влияния создаваемого каскада водохранилищ на сейсмичность, уточнение максимально возможного землетрясения, а также динамики тектонических нарушений района.

Для организации системы мониторинга каскада ГЭС на реке Вахш целесообразно использовать накопленный опыт организации и использования системы, организованной в свое время в районе Нурекской ГЭС. Для контроля над основными параметрами, связанными с возбужденной сейсмичностью и возможностью корректировки режима заполнения

водохранилища в районе Нурека был использован целый комплекс геофизических методов: гравиметрия и магнитометрия, наклономерно-деформационные и сейсмологические наблюдения, сейсмическое просвечивание и др.



1 – цифровые станции фирмы Guralp; 2 – контур Рогунского водохранилища; 3 – район исследований

Рисунок 3. Рогунский полигон. Сеть цифровых сейсмических станций для контроля за наведенной сейсмичностью



1 – геофизические станции; 2 – контур Рогунского водохранилища; 3 – район исследований

Рисунок 4. Рогунский полигон. Сеть геофизических станций для решения вопросов, связанных с современными движениями

В 1975 г. в районе Нурекского водохранилища были начаты работы в соответствии с межправительственным советско-американским соглашением «Об охране окружающей среды». В районе дополнительно была организована американская высокочувствительная сеть сейсмических наблюдений (рисунк 5) с телеметрической передачей сейсмической информации в центр обработки данных в Душанбе (ЛДГО). Это позволило увеличить число регистрируемых слабых землетрясений во много раз, повысить оперативность и точность обработки поступающей информации и получить новые данные о пространственной структуре сейсмического поля района, механизмах очагов землетрясений и основных факторах, влияющих на изменение сейсмического режима.

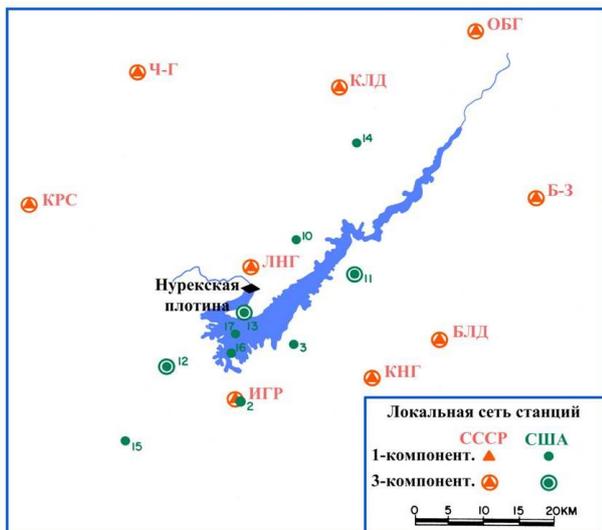


Рисунок 5. Схема расположения сейсмических станций в районе Нурекского водохранилища и система сейсмического контроля

По данным станций была получена наиболее точная локализация эпицентров землетрясений. Относительная ошибка в определении положения эпицентров составляла 200 – 300 м, ошибка в определении глубин очагов была вдвое больше. Было установлено, что возбужденная сейсмичность возникла в слое от 1 до 9 км при наибольшей активности в пределах 2 - 7 км. Совместная интерпретация данных о конфигурации зоны возбужденных землетрясений, о механизмах очагов и геологических сведений о картируемых разрывах позволили выявить динамику верхних слоев земной коры в районе, непосредственно примыкающем к водохранилищу [2]. Схема эпицентральных зон возбужденных землетрясений имеет много общих черт с региональной тектоникой. Однако в деталях полного соответствия между схемой активных зон и схемой геологических разрывов, картируемых на поверхности, не наблюдается. Вероятно, важную роль играют геологические разрывы значительно меньших размеров.

Опыт изучения возбужденной сейсмичности в районе Нурекского водохранилища показал, что выбор оптимального режима заполнения водохранилища может существенно повлиять на режим сейсмичности района строительства и снизить негативные последствия спровоцированных землетрясений.

Детальное изучение механизмов землетрясений в районе Нурека (рисунок 6) выявило блоковое строение структур вдоль водохранилища. Очевидно, блоковое строение имеет и вся территория к северу от него, вплоть до площадки строительства Рогунской ГЭС, с чем может быть связана не столь высокая ($M=5.0 - 5.5$) сейсмичность района строительства каскада. По историческим данным землетрясения интенсивностью более 6 - 7 баллов здесь не зарегистрированы. Невыясненной остаётся в этом отноше-

нии также район в промежутке от пос. Файзабад до пос. Навабад Раштского района (севернее площадки строительства Рогунской ГЭС), где за период с 1490 г. по настоящее время сильных сейсмических событий не происходило [3, 4]. Создание локальной сети в районе каскада ГЭС может ответить на эти и многие другие вопросы, например, таких как возможность регулирования сейсмического режима снижением или подъёмом уровня водохранилища.

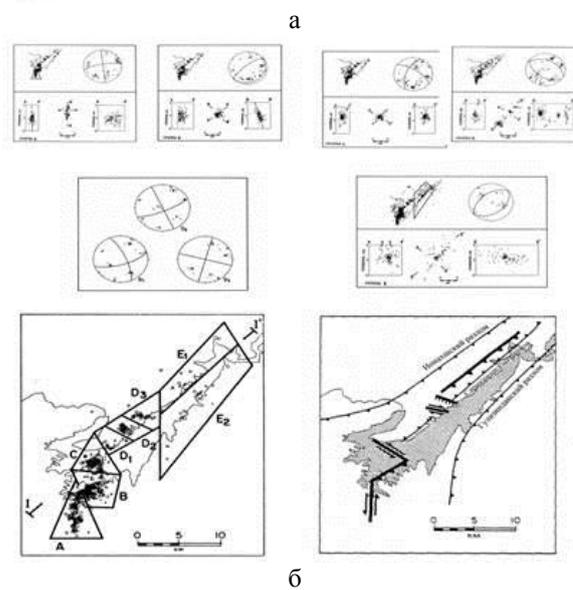
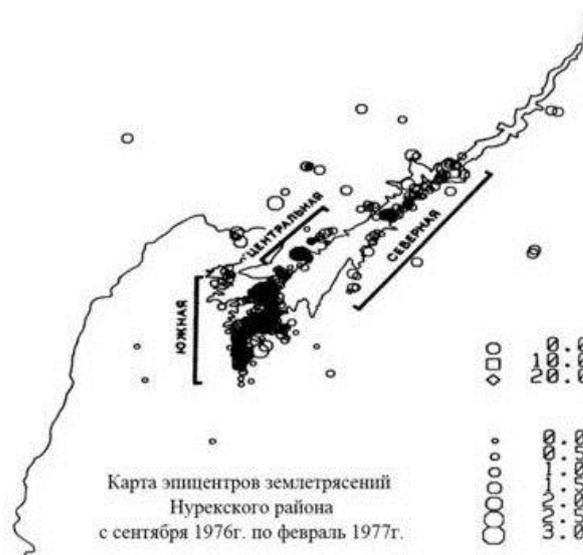


Рисунок 6. Блоковое строение района, выявленное по механизмам очагов землетрясений: а – карта эпицентров землетрясений; б – механизмы очагов

Для уверенной интерпретации возбужденных землетрясений необходимы детальные сейсмологические наблюдения за достаточно длительный промежуток времени не только в период и после, но и до заполнения водохранилища. Для Нурекско-Рогунского полигона имеются детальные данные с 1955г по настоящее время (таблицы 1, 2).

**ОБЕСПЕЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТАДЖИКИСТАНА
ЦИФРОВЫМИ ШИРОКОПОЛОСНЫМИ СТАНЦИЯМИ**

Таблица 1 Максимальные проявления коровых землетрясений в районе Нурекской ГЭС, строящейся Рогунской ГЭС и проектируемой Шурубской ГЭС на реке Вахш

№	Наименование землетрясения	Дата	Координаты		Н, км	М	Балл в эпицентре	Район Рогунской ГРЭС		Район Шурубской ГРЭС		Район Нурекской ГРЭС	
			φ°	λ°				балл	расстояние от эпицентра, км	балл	расстояние от эпицентра, км	балл	расстояние от эпицентра, км
1	Каратегинское	13.11.1895	38,98	70,41	5	5,1	9	3	74	3	82	2-3	114
2	Каратагское	21.10.1907	38,70	68,1	24	7,4	9	6	152	6	146	6	114
3	Дарай-Зборикское	13.09.1930	38,56	69,41	1-3	2,5	7	*	34	*	24	*	22
4	Файзабадское	22.09.1930	38,53	69,45	5	5,7	8	3-4	34	4-5	23	*	2-
5	Кальфисафадское	07.12.1935	38,18	69,05	2-5	3,9	7	*	80	*	67	*	30
6	Каратегинское	30.05.1039	38,98	70,45	6	5,8	8-9	3	65	3	83	*	115
7	Деишинское	12.11.1039	38,52	69,5	2,5	4,2	7	3	35	4	26		21
8	Гармское	20.04.1941	39,20	70,5	4-16	6,4	9	6	86	6	96		136
9	Файзабадское	11.01.1943	38,62	69,3	10	6,0	8-9	5-6	39	5-6	32	5-6	28
10	Кафдонское	12.01.1943	38,47	69,26	5	5,5	8-9	4	50	*	36	6	15
11	Деишинское	12.01.1943	38,53	69,51	1,54	4,7	8-9	5	35	5	26	6	21
12	Кафдонское	24.05.1945	38,46	69,33	2	3,3	7	*	44	*	29	4,5	
13	Гашионское	12.01.1947	38,60	69,65	2	3,2	7	*	14	*	4	*	37
14	Хайтское	10.07.1949	39,20	70,8	16,20	7,4	9	6	105	6	16	5	156
15	Тавильдаринское	17.11.1950	38,75	70,5	8	5,3	7	*	62	*	74	*	106
16	Тагикамарское	19.03.1955	38,72	69,78	5-10	4,5	7	5-6	7	5-6	18	2-3	56
17	Шурубское	21.08.1055	38,58	69,65	10	4,9	6-7	5-6	16	5-6	5	4	34
18	Газорчашминское	22.09.1956	38,95	70,51	4	4,5	7	*	73	*	83	*	122
19	Нурекское	22.09.1956	28,45	69,30	5-10	5,3	7	4	48	4	17	5-6	8
20	Нурекское	28.01.1957	38,45	69,30	6	4,5	6-7	*	48	*	17	6	8
21	Шурабадское	01.11.1962	37,84	70,08	7	5	7	*	116	*	107	3	90
22	Байпазинское	05.01.1966	38,25	69,22	2,5	4,5	7	*	67	*	56	3	18
23	Гармское	14.04.1966	38,96	70,55	10	5,2	6	*	90	*	100	4	140
24	Кулябское	21.05.1069	38,08	69,76	8	4,4	6-7	*	70	*	61	*	52
25	Яванское	27.05.1971	38,11	69,08	10	4,7	6	*	89	*	74	*	37
26	Калькотское	06.09.1971	38,25	69,25	3	3,9	6	*	65	*	53	4	16
27	Обигармское	01.10.1971	38,75	69,78	5-10	4,8	6	5	7	5	18	2-3	56
28	Кангуртское	30.05.1972	38,38	69,63	10	4,8	6	*	36	*	25	4	25
29	Газорчашминское	03.09.1976	38,97	70,60	5	5,3	6-7	3	94	3	105	3	145
30	Алмабулакское	08.03.1977	38,08	69,47	2	4,5	7	2-3	71	2-3	63	2-3	37
31	Газорчашминское	26.02.1083	38,94	70,51	6	5,5	7	3	73	3	83	3	122
32	Джиргатальское	26.10.1984	39,25	71,26	15	5,9	7-8	4-5	128	4-5	135	4	178
33	Гармское	23.02.1987	38,97	70,21	7,5	4,7	6	*	53	*	66	3	102
34	Рогунское	15.06.1095	38,70	69,80	5	5,5	6	6	6	5-6	18	*	54
35	Кули-Суфийское	03.09.1998	38,29	69,46	7-10	4,5	6	3	53	3	41	4,5	15
36	Талхакчашминское	09.01.2002	38,75	69,87	5	5,0	6-7	5-6	7	4-5	19	3-4	56
37	Бальджуванское	26.09.2005	38,62	69,79	7-10	5,3	7	5	28	5	37	3-4	74
38	Раштское (Гармское)	21.07.2007	39,10	70,5	7-10	5,2	6	*	73	*	84	*	122
39	Шурубское	03.08.2010	38,52	69,57	10	5,0	6	4	26	4-5	8	4	24
40	Сарихосорское	15.11.2010	38,50	69,7	10	4,9	5-6	4	16	4	14	2-3	34

Примечание: * - событие не ощущалось

Таблица 2. Таблица максимальных проявлений глубокофокусных землетрясений в районе Нурекской ГЭС, строящейся Рогунской ГЭС и проектируемой Шурабской ГЭС на реке Вахш

№	Дата	Время по Гринвичу	Координаты		Н, км	М	Балл в эпицентре	Район Рогунской ГРЭС		Район Шурубской ГРЭС		Район Нурекской ГРЭС	
			φ°	λ°				балл	расстояние от эпицентра, км	балл	расстояние от эпицентра, км	балл	расстояние от эпицентра, км
1	24.10.1906	15 39 30	36,5	68,0	32	6,8	8	5	258	5	253	5	215
2	07.07.1909	21 37 50	36,5	69	230	8	7	5	262	5	248	5-6	210
3	09.01.1933	02 01 46	36,4	69,6	180	6,6	6-7	4	262	4	249	4-5	220
4	14.11.1937	10 58 10	35,0	73,0	200	7,3	9	5-6	510	5-6	505	5-6	490
5	04.03.1949	10 19 25	36,6	70,6	300	7,7	7-8	6	423	6	417	6	395
6	19.02.1960	10 36 54	36,8	71,0	190	7,7	7	4-5	233	4-5	230	4-5	225
7	06.07.1962	23 05 33	36,8	70,1	210	7,4	7	5	235	5	231	5	226
8	28.01.1964	14 09 17	36,5	71,0	190	6,9	6-7	5	267	5	262	5	252
9	14.03.1965	15 53 06	36,6	70,7	215	7,7	6-7	5-6	243	5-6	237	5-6	227
10	25.01.1967	01 50 18	36,6	71,6	270	6,2	6	5	244	5	238	5	228
11	05.03.1969	19 33 22	36,4	70,8	205	6,6	6-7	5	269	5	263	5	253
12	30.07.1974	05 12 40	36,4	70,7	200	7,3	7	5	268	5	261	5	251

**ОБЕСПЕЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТАДЖИКИСТАНА
ЦИФРОВЫМИ ШИРОКОПОЛОСНЫМИ СТАНЦИЯМИ**

№	Дата	Время по Гринвичу	Координаты		Н, км	М	Балл в эпицентре	Район Рогунской ГРЭС		Район Шуробской ГРЭС		Район Нурекской ГРЭС	
			φ°	λ°				балл	расстояние от эпицентра, км	балл	расстояние от эпицентра, км	балл	расстояние от эпицентра, км
13	02.05.1981	16 04 57	36.5	71.0	200	6.7	6-7	4-5	267	4-5	262	5	252
14	30.12.1983	23 52 40	36.4	70.6	210	7.0	6-7	6	265	6	258	6	260
15	27.01.1984	13 01 42	36.7	70.8	160	6.1	6	3-4	242	3-4	237	3-4	227
16	16.02.1984	17 18 41	36.5	70.7	200	6.6	6-7	4-5	262	4-5	252	4-5	247
17	29.07.1985	07 54 47	36.2	70.7	70	7.0	7	6	290	6	280	6	277
18	26.04.1986	14 15 10	36.6	71.0	170	6.3	5	3-4	260	3-4	255	4	243
19	05.05.1987	15 40 47	36.4	70.6	210	6.1	6	4	265	4	258	4	250
20	05.02.1990	05 16 47	37.2	71.0	70	6.1	6	4-5	205	4-5	200	5	198
21	15.05.1990	14 25 22	36.0	70.3	80	6.1	5-6	5	402	5	297	5	277
22	31.01.1991	23 03 35	36.0	70.2	110	6.6	7-8	6	400	6	395	6	275
23	14.07.1991	09 09 16	36.6	71.0	190	6.3	6	4	260	4	255	4	243
24	09.08.1993	12 42 49	36.6	70.6	200	6.4	6-7	5-6	245	5-6	240	6	225
25	20.02.1998	12 18 31	36.4	71.0	250	6.3	6	4-5	265	4-5	260	4-5	250
26	08.01.1999	16 45 43	36.5	71.3	200	6.3	6	5-6	280	5-6	275	5-6	270
27	25.02.2001	02 22 00	36.5	70.7	210	6.1	6	4	262	4	252	4	247
28	03.03.2002	12 08 07	36.6	70.7	180	6.8	7	6	260	6	250	6	245
29	05.04.2004	21 24 00	36.5	71.	200	6.6	6-7	3-4	265	3-4	260	3-4	242
30	12.12.2005	21 47 48	36.5	71.1	200	6.7	7	5	267	5	263	5	250
31	03.01.2009	20 23 21	36.5	70.5	200	6.1	7	4-5	255	4-5	250	4-5	230

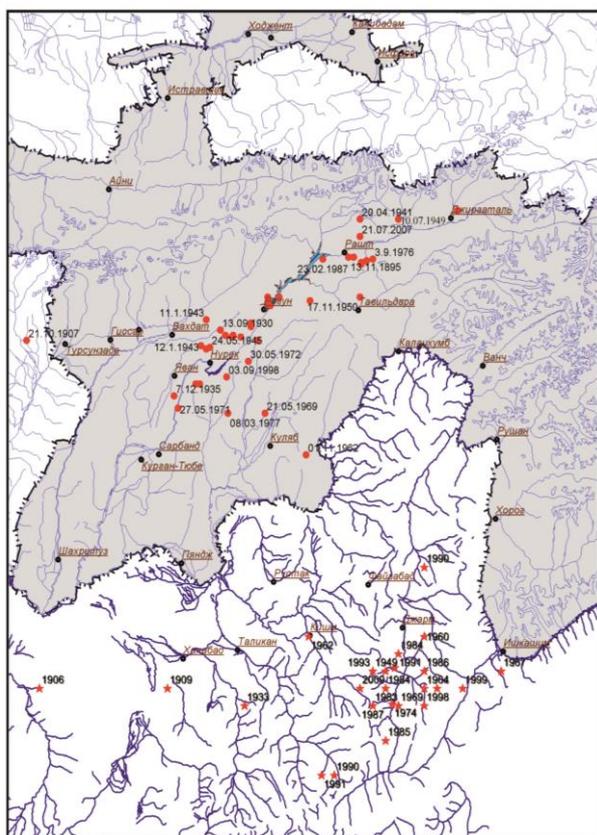


Рисунок 7. Карта эпицентров сильных коровых и глубоких Памиро-Гиндукушских землетрясений за период с 1885 по 2012 гг., ощущавшихся в бассейне среднего и верхнего течения р. Вахш

Для изучения наведенной сейсмичности в связи с предстоящим заполнением Рогунского водохранилища собраны и проанализированы все имеющиеся каталоги локального Душанбино-Вахшского района (ДВР) с 1955 года по настоящее время, весь макро-

сейсмический материал о сильных коровых землетрясениях, произошедших на территории Таджикистана и глубоководных Памиро-Гиндукушских землетрясениях, которые сотрясают всю территорию Средней Азии [5] – рисунок 7.

Создаваемая система сейсмического мониторинга дает возможность контролировать возбужденную сейсмичность при различных режимах заполнения двух водохранилищ – Нурекского и Рогунского и оценить влияние каскада водохранилищ на сейсмичность и геологическое изменение среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На стадии проектирования, при каскадном строительстве, необходимо более тщательное выполнение научных и изыскательских работ не только на выбранных участках створа плотины и расположения основных гидротехнических сооружений, но и в нижнем бьефе, на участках между гидростанциями каскада.

На стадии строительства и эксплуатации ГЭС, необходимо организовать мониторинг за опасными природными процессам вдоль всего каскада ГЭС, с учетом возможного влияния стихии: землетрясения, обильных выпадений атмосферных осадков, селей, паводков, оползней и т.д. Необходимо также проводить мониторинг за геодинамическими процессами в верховьях рек. Для каждого каскада необходимо разрабатывать возможные сценарии развития катастрофических ситуаций с наборами превентивных мер, повышающих безопасность их эксплуатации.

Создаваемая система сейсмического мониторинга дает возможность контролировать возбужденную сейсмичность при различных режимах заполнения двух водохранилищ – Нурекского и Рогунского, – и оценить влияние каскада водохранилищ на сейсмичность и геологическое изменение среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Негматуллаев, С.Х. Современная сеть сейсмического мониторинга Таджикистана / С.Х. Негматуллаев // Землетрясения Северной Евразии, 2006 год. – Обнинск: ГС РАН, 2012. – С. 125 – 131.
2. Мирзоев, К.М. Возбужденная сейсмичность в районе водохранилища Нурекской ГЭС / К.М. Мирзоев [и др.] // Душанбе-Москва, 1987. – 403 с.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М.: Наука, 1977.
4. Бабаев, А.М. Проявление сильных землетрясений в районе расположения каскада ГЭС в верхней части долины реки Вахш / А.М. Бабаев, Р.У. Джураев, С.Х. Негматуллаев // Душанбе, 2013г. – 17 с.
5. Каталоги землетрясений Таджикистана с 1955 по 2012 гг.- Фонды ГС АН РТ.
6. Негматуллаев, С.Х. Влияние водохранилища на прилегающие территории / С.Х. Негматуллаев, В.И. Старков // ДАН РТ, 2006. – 49. – № 3 – С. 244 – 250.

ТАҶИҚИСТАН ЖЕРСІЛКІНУЛЕРІНІҢ СЕЙСМИКАЛЫҚ МОНИТОРИНГІСІН ЦИФРЛЫҚ КЕҢЖОЛАҚЫ СТАНЦИЯЛАРМЕН ҚАМТАМАСЫЗ ЕТУ

Негматуллаев С.Х., Джураев Р.У., Улубиева Т.Р., Маматкулова З.С.

Тәжікстан Республикасы Ғылыми академиясының Геофизикалық қызметі, Душанбе, Тәжікстан

Республиканың және жанасқан елдердің аумағында болып жатқан 10 000 дейін сейсмикалық оқиғаларды энергетикалық класстың кең ауқымында жыл сайын тіркеуін қамтамасыз ететін Тәжікстанның Геофизикалық қызметінің цифрлық станциялардың сейсмикалық желісінің қазіргі кездегі күйі сипатталады. Вахш өзенінде гидроэлектрстанциялар каскадын салу ауданында сейсмикалық мониторингісі маңызды міндеттердің бірі болып табылады. Екі су қоймалары – Нүрек және Рогун – толтыруында өндірілген сейсмикалықты бақылау үшін, сондай-ақ су қоймалар каскады геологиялық ортаның сейсмикалықлығы мен өзгеруіне ықпалын бағалау үшін, сейсмикалық мониторингтің жергілікті жүйелерін жасау қажеттілігі тадқыланды.

PROVISION OF SEISMIC MONITORING OF TAJIKISTAN EARTHQUAKES BY DIGITAL BROADBAND STATIONS

S.Kh. Negmatullaev, R.U. Djuraev, T.R. Ulubieva, Z.S. Mamatkulova

Geophysical Survey of the Academy of Sciences of the Republic of Tajikistan, Dushanbe, Tajikistan

The paper describes current condition of the seismic network of digital stations of Geophysical Survey of Tajikistan that provides an annual registration of up to 10 000 seismic events on the territory of the Republic and its adjoining states in a wide range of energetic classes. One of the main tasks is to provide seismic monitoring of HPPs cascade construction on the Vakhsh River. It is offered to create local systems of seismic monitoring that control induced seismicity under various modes of two reservoirs filling – Nurek and Rogun – and assess the impact of reservoirs on seismicity and geological change of the environment.

УДК 550.34

**РЕГИСТРАЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ
НА ПРИМЕРЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ PS44 GEYT, ОЦЕНКА ЕЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ
И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ СТАНЦИИ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ СЕТИ В ТУРКМЕНИСТАНЕ**

Абасеев С.С., Курбанов К.Б.

Институт сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана, Ашхабад, Туркменистан

Обсуждается необходимость, в дополнение к действующей сейсмической станции PS44, входящей в Международную систему мониторинга ОДВЗЯИ, модернизировать всю сейсмическую сеть в Туркменистане, обеспечить переход на цифровые датчики и создать инфраструктуру сбора и передачи данных в режиме реального времени. Описан опыт мониторинга естественной и техногенной сейсмичности с использованием данных станции PS44, сравнительного анализа с данными, полученными другими станциями, а также создания программы обработки сейсмических данных. Перспективные планы сейсмологической науки в Туркменистане связаны с завершением модернизации сейсмической сети для проведения более представительного мониторинга событий, происходящих на территории Республики, в поддержку ее сейсмической и ядерной безопасности.

В соответствии с концепцией Президента Туркменистана о повышении эффективности и практического использования результатов научных исследований, внимание ученых – сейсмологов направлено на решение задач по изучению и оценке сейсмической опасности, а также предупреждению стихийных бедствий. Работы выполняются специализированным научным учреждением Академии наук Туркменистана - Институтом сейсмологии и физики атмосферы, созданным в соответствии с Постановлением Президента Туркменистана от 06 июня 2014 г. на базе Института сейсмологии и Сейсмологической службы Академии наук Туркменистана. С организацией Института началось возрождение сейсмической сети не только в сейсмоактивных регионах, но и на всей территории страны. Исследование сейсмического режима территорий в региональном и локальном плане представляется существенным как для изучения особенностей геодинамики платформ и блоков земной коры, так и в связи с размещением жилищных комплексов и ответственных промышленных объектов.

В Туркменистане система сейсмологических наблюдений возникла в 1947 г. после создания сейсмической станции «Ашхабад». Разрушительное Ашхабадское землетрясение 1948 г. с $M=7.3$ послужило толчком к дальнейшему развитию сейсмологических исследований и эти станции на территории Туркменистана. К 1993 г. сеть насчитывала уже 25 сейсмических станций, однако все станции были оснащены аналоговой аппаратурой с гальванометрической регистрацией и записью на фотобумагу. Первая цифровая станция "Геокча" (международный код «ABKT»- Ashgabad Batyr Karyev Turkmenistan) системы IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology, USA) появилась в Туркменистане в 1994 г. в рамках совместного проекта IDA (International Development Accelerometer [1] с университетом Сан-Диего. Станция была оборудована сверхширокополосным трехкомпонентным сейсмометром STS-1 и

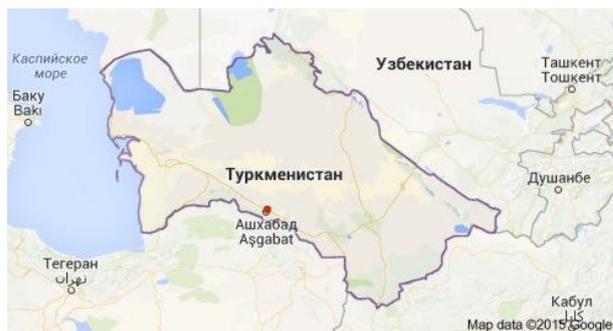
короткопериодным сейсмометром GS-13, обеспечивавшим регистрацию сейсмических колебаний в диапазоне частот 0.0025 – 30 Гц.

В 2009 г., во исполнение Постановления Президента Туркменистана «О мерах по выполнению Туркменистаном Договора о всеобщем запрещении ядерных испытаний» (ДВЗЯИ) [2] в пос. Алибек, менее чем в 30 км от г. Ашгабат (рисунок 1-а), установлена сейсмическая группа PS44- Алибек (GEYT). Сейсмическая группа PS44-Алибек, входит в состав 50 станций первичной сети Международной системы мониторинга, создаваемой Организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ). Сейсмическая группа состоит из десяти элементов, расположенных в скважинах и размещенных по двум концентрическим окружностям радиусом 0,5 км (внутренняя окружность) и 1,5 – 2 км (внешняя окружность) – рисунок 1-б. В центральном пункте установлена широкополосная сейсмическая станция, в других пунктах – однокомпонентные сейсмометры. С учетом сложного горного рельефа сейсмическая группа построена с индивидуальными спутниковыми каналами связи каждого из элементов с центральным пунктом сбора в Ашхабаде. Сбор, обработка и передача результатов автоматической регистрации сейсмических колебаний в реальном масштабе времени (в непрерывном режиме) ведется в Институте сейсмологии и физики атмосферы с использованием системы спутниковой связи. Из центрального пункта данные передаются в Международный центр данных в Вене с помощью глобальной инфраструктуры связи (IGC), созданной ОДВЗЯИ. Сертифицирована сейсмическая группа PS44 –Алибек 19 февраля 2010 г.

Станция PS44 – Алибек позволяет получать цифровые данные в формате, используемом в мировой практике.

Благодаря использованию специализированных прикладных программ сейсмическая группа позволяет решать такие задачи как определение местопо-

ложения эпицентров источников сейсмических колебаний и построение скоростных моделей строения земной коры и мантии, для чего требуется возможно более точная синхронизация станций в группе. Одной из программ, разработанных учеными института, является программа Sw-View. Программа позволяет вести просмотр на экране многоканальных цифровых сейсмических данных с одного пункта регистрации, а также последующий поиска информативных участков и определение основных параметров выделенных сейсмических событий. В качестве исходных данных используются файлы цифровых записей в основных сейсмических форматах, используемых станциями Guralp [2], в том числе miniSEED (Standart for the Exchange of Earthquake Data) - и mwf-файлы (Media disc image file), содержащие данные 3-х компонентной цифровой регистрации колебательных скоростей и ускорений грунта сейсмометрами Guralp, GeoSID, Ltd. Результаты обработки, в том числе сам информативный участок сейсмограммы, автоматически записываются в виде соответствующих текстовых файлов в автоматически создаваемые подкаталоги, а именно, в c:\OperResults\LST\yyyy\mm (распечатки), c:\OperResults\DAI\yyyy\mm (файлы в специальном текстовом формате для последующей обработки по программам гипоцентрии) и c:\OperResults\ZNE\yyyy\mm (сейсмограммы выделенных сейсмических событий), где yyyy и mm обозначают год и номер месяца, относящиеся к дате анализируемого сейсмического события. На рисунке 2 приведен пример сейсмограммы события, произошедшего вблизи станции (рисунок 1), и фрагмент сейсмограммы с выделенным событием.

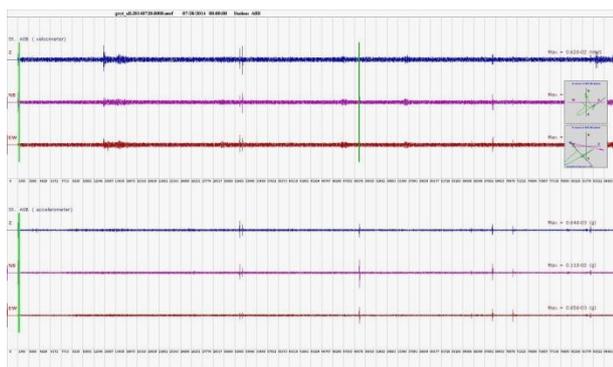


● – сейсмическая группа PS44-Алибек; ○ – эпицентр землетрясения
а

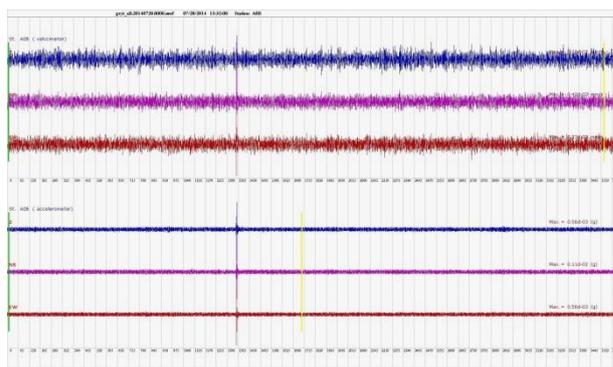


● – элемент сейсмической группы; □ – центральный пункт
б

Рисунок 1. Сейсмическая группа PS44-Алибек:
а – расположение на территории Туркменистана;
б – схема размещения элементов группы



а

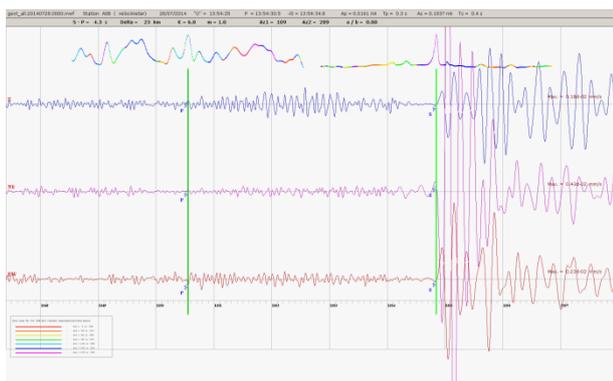


б

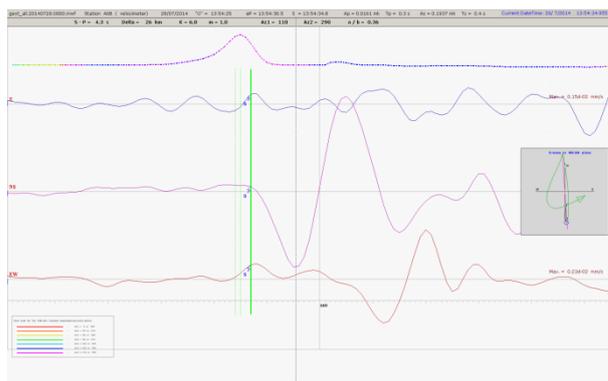
Рисунок 2. Пример сейсмограмм, зарегистрированных станцией PS44-Алибек: а – общий вид трехкомпонентных записей (ГЕАОВ); б – фрагмент записи с выделенным событием

Программа Sw-View отображает вступление волн индикатором (рисунок 3-а) в виде прямой линии соответствующей цветовой шкалы. Для повышения точности выделения вступления индикатор

переустанавливается к ближайшему максимуму, после чего запускается частотно-поляризационный адаптационный фильтр (рисунок 3).



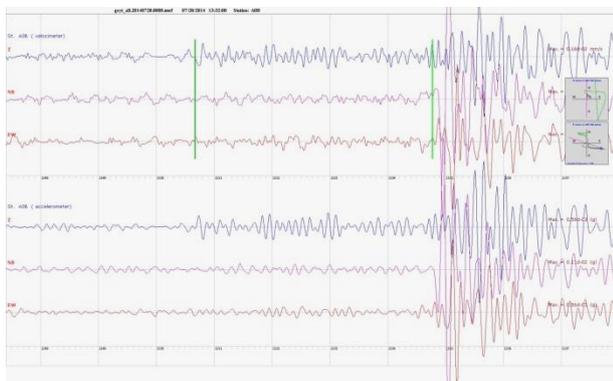
а



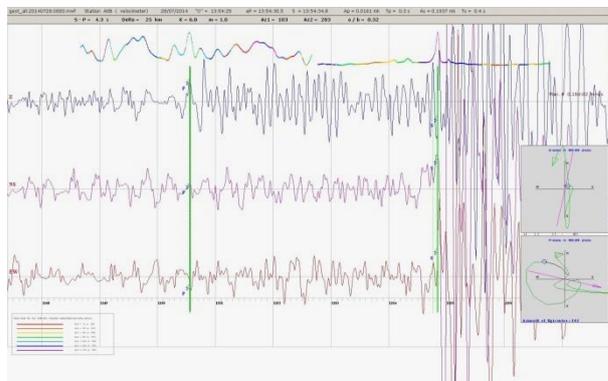
б

Компоненты (сверху – вниз): север – юг, восток – запад. SH – (горизонтальная, быстрая) SV – вертикальная, медленная

Рисунок 3. Пример обработки сейсмограмм, зарегистрированных станцией PS44-Алибек: а – выделение вступления волны; б – уточненное выделение вступления волны



а



б

Рисунок 4. Пример использования сейсмограмм, зарегистрированных станцией PS44-Алибек для: а – скорости (верхнее окно на врезке – скорость, нижнее окно - ускорение); б - определения проекция движения грунта (верхнее окошко на врезке) и глубины волны по преимущественной ориентации траектория движения (нижнее окошко на врезке)

Программа Sw-View, реализующая математический пересчет, позволяет для улучшения характеристики события отображать скорость и ускорение движения грунта под станцией в горизонтальной плоскости (рисунок 4-а). На рисунке 4-б – показаны результаты определения проекций движения грунта по оси восток – запад (верхнее окошко на врезке) и преимущественная ориентация траектории движения, дающая оценку глубины волны (нижнее окошко на врезке). Чем меньше угол, тем больше глубина источника.

В регионе имеется несколько других станций Международной системы мониторинга: три сейсми-

ческие станции в Иране, одна инфразвуковая и четыре сейсмических станции в соседнем Казахстане. Вместе с этими и другими станциями Туркменистан выполняет технические обязательства по контролю за проведением ядерных испытаний в соответствии с ДВЗЯИ. Современные цифровые сейсмические станции позволяют также создавать информационную базу о сейсмических событиях в регионе, изучать инженерно-сейсмологические характеристики выбираемых площадок под строительства и готовить заключения о сейсмичности таких площадок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Информационный ресурс <http://www.guralp.com/applications/seismology/>
2. Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ), 1997. - 165 с.
3. Информационный ресурс <http://www.ida.ucsd.edu/>

**PS44 GEYT СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯСЫ ҮЛГІСІНДЕ АЙМАҚТЫҚ ЖӘНЕ ЖЕРГІЛІКТІ
СЕЙСМИКАЛЫҚ Оқиғаларды тіркеу, оның мүмкіншіліктерін бағалау және
СТАНЦИЯ МЕН ТҮРІКМЕНСТАНДА СЕЙСМИКАЛЫҚ ЖЕЛІ ДАМУ ПЕРСПЕКТИВАСЫ**

Абасеев С.С., Курбанов К.Б.

Түрікменстан Ғылыми академиясының Сейсмология және атмосфера физикасы институты, Ашхабад, Түрікменстан

ЯСЖТШҰ Халықаралық мониторингі жүйесіне кіретін істегі PS44 сейсмикалық станциясына қосымша ретінде Түрікменстандағы барлық сейсмикалық желіні жетілдіру, цифрлық бергіштеріне көшу және деректерді нақты уақыт режимінде жіберу инфрақұрылымын жасау қажеттілігі талқылануда. PS44 станцияның деректерін пайдаланып табиғи және техногенді сейсмикалықтың мониторингісін жүргізу, басқа станциялармен алынған деректерімен салыстырма талдау, сондай-ақ сейсмикалық деректерің өңдеу программасын жасау тәжірибесі сипатталады. Түрікменстанда сейсмологиялық ғылымның перспективті жоспарлары Республика аумағында, оның сейсмикалық және радиациялық қауіпсіздігін қолдауына, болып жатқан оқиғалардың одан толық шұбасыз мониторингісін жүргізу үшін сейсмикалық желіні жетілдіруін аяқталумен байланысты.

**RECORDING OF REGIONAL AND LOCAL SEISMIC EVENTS BY THE EXAMPLE OF PS44
GEYT SEISMIC STATION, ASSESSMENT OF ITS CAPABILITIES AND DEVELOPMENT
OF STATION AND SEISMIC NETWORK IN TURKMENISTAN**

S.S. Abaseyev, K.B. Kurbanov

Institute of Seismology and Atmospheric Physics of the Academy of Sciences of Turkmenistan, Ashkhabad, Turkmenistan

The paper discusses the necessity of addition to the existing PS44 seismic station that is included into the International Monitoring System, upgrade of the entire seismic network in Turkmenistan, transfer to the digital sensors and creation of the infrastructure of data transfer in the real time mode. Experience in conducting monitoring of natural and man-made seismicity using the PS44 station data, comparative analysis with data obtained by other stations as well as creation of the seismic data processing program is described. Promising plans of the seismic science in Turkmenistan are connected with the completion of upgrading the seismic network for the purposes of implementing a more representative monitoring of events occurred on the territory of the Republic, in support of its seismic and nuclear safety.

УДК 534.2

INCORPORATING ATMOSPHERIC UNCERTAINTIES INTO ESTIMATES OF THE DETECTION CAPABILITY OF THE IMS INFRASOUND NETWORK

A. Le Pichon, D. Tailpied

Atomic Energy Commission, Direction des applications militaires, Arpajon, France

To monitor compliance with the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT), a dedicated network is being deployed. Multi-year observations recorded by the International Monitoring System (IMS) infrasound network confirm that its detection capability is highly variable in space and time. Today, numerical modeling techniques provide a basis to better understand the role of different factors describing the source and the atmosphere that influence propagation predictions. Previous studies estimated the radiated source energy from remote observations using frequency dependent attenuation relation and state-of-the-art specifications of the stratospheric wind. In order to account for a realistic description of the dynamic structure of the atmosphere, model predictions are further enhanced by wind and temperature error distributions as measured in the framework of the ARISE European project. In the context of the future verification of the CTBT, these predictions quantify uncertainties of the IMS infrasound network performance in higher resolution, and will be helpful for the design and prioritizing maintenance of any arbitrary infrasound monitoring network.

INTRODUCTION

Interest in infrasound technology and research was revived after the Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty (CTBT) was adopted and opened for signature in 1996. The global IMS infrasound network has been designed to reliably detect and locate one kiloton nuclear test explosion worldwide [1, 2]. Even though the IMS network is not yet fully established, it now provides a global coverage of infrasound as infrasound signal can propagate over large distances with weak attenuation through the stratosphere and thermosphere (e.g. [3, 4]). In addition to its primary function of detecting explosions, this network has demonstrated its potential to locate and characterize geophysical and anthropogenic events (e.g. [5]).

To assess the monitoring capabilities of any infrasound network, it is necessary to predict the signal amplitude at any location, and further evaluate whether the signal is detectable above the noise level at the receivers. Previous studies commonly used the Los Alamos National Laboratory (LANL) empirical relation (e.g. [6]) to estimate the radiated source energy from recordings of historical atmospheric nuclear and chemical explosions. However, conclusions from this yield-amplitude scaling relationship may be misleading as the complexities of infrasound propagation are simplified (e.g. [7, 8]). Today, numerical modeling techniques provide a basis to better understand the role of different factors describing the source and the atmosphere that affect propagation predictions. In particular, more realistic model predictions have been further enhanced by the addition of perturbation terms, such as gravity waves, which are excluded from the current atmospheric specifications (e.g. [9]).

In order to quantify the infrasound network performance in higher spatio-temporal resolution, a frequency-dependent semi-empirical attenuation relationship derived from massive range-independent parabolic

equation (PE) simulations has been developed (e.g. [10]). Coupled with realistic station noise and atmospheric specifications calculated along the propagation paths at 50 km altitude, simulations predict the minimum detectable amplitude at a reference distance of 1 km away from the source. In this study, the simulations results account for the signal-to-noise ratio (SNR) above which a signal is confidently detectable above the noise level, operational stratospheric wind and temperature models, the source frequency, and realistic time-varying station noise conditions (e.g. [11, 12]).

Over the past decades, there have been significant advances in measuring properties of upper atmospheric regions (e.g. [13-15]). Recently, the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ECMWF has begun to produce specifications up to 75 km altitude (<http://www.ecmwf.int>; [16]). However, comprehensive observationally based specifications of wind and temperature in the Mesosphere and Lower Thermosphere (MLT, approximately 50-110 km altitude) are limited to semi-empirical models such as the Horizontal Wind Model (HWM) (e.g. [17, 18]), leading to uncertainties in infrasound propagation simulations. It has been one of the goals of the ARISE (Atmospheric dynamics Research InfraStructure in Europe, <http://arise-project.eu>) measurement campaign at Haute-Provence Observatory (OHP, France, 43.93°N 5.71°E) to focus on the estimation of the error distribution in atmospheric models up to 70 km altitude.

The main objective of this study is to evaluate the detection capability of the full IMS network while accounting for atmospheric model uncertainties. In section 1, we discuss the effects of uncertainties in the stratospheric winds on the European and IMS network detection capability. In section 2, we compare the modeling results using repetitive signals from Mt. Etna (Italy) as a benchmark case study for evaluating the simulation results. Such repetitive sources open opportunities to

evaluate network performance simulation methods in higher resolution and promote the potential benefits a regional and global infrasound monitoring for civil and scientific applications (e.g. [19]). Finally, we discuss and summarize our results.

1. EFFECTS OF MIDDLE-ATMOSPHERIC WIND UNCERTAINTIES ON THE IMS NETWORK DETECTION CAPABILITY

In order to better capture stratospheric-tropospheric interactions, the weather and climate forecasting communities are moving towards a more comprehensive representation of the atmosphere (e.g. [20-22]). In this context, the ARISE project aims to design a novel infrastructure by integrating new type of high-resolution and independent Middle Atmospheric (MA, 12-70 km altitude range) observation networks. ARISE has specified new observational parameters which can be derived from different measurement techniques which include infrasound, lidar [23] and wind radiometer [24] techniques, at high added value. Systematic comparisons between ARISE measurements techniques and output of Numerical Weather Prediction (NWP) models have shown that, on average, ECMWF temperature and wind models are in good agreement with the observations up to the stratopause [25]. However, between 30 and 70 km, the differences are characterized by broad distributions. The largest deviations are observed above 50 km altitude, during winter periods, following major Sudden Stratospheric Warming (SSW) events. In particular, for the zonal wind distribution, differences between wind radiometer data and ECMWF model reach 30 m/s at 50 km altitude. Furthermore, above 30 km altitude,

there is a variability found in the observations on shorter time-scales that NWP models do not represent.

Following the ARISE measurement campaigns and applying frequency-dependent attenuation relations [10], realistic uncertainties are incorporated into ECMWF wind profiles to assess the detection capability of the IMS network. For each propagation simulation, we compute random realizations of vertical wind profiles accounting for a Gaussian enhancement of 20 km width, centered at 50 km altitude, in a range of 10 m/s. Figure 1 compares the global geographical coverage of the minimum signal amplitude detectable by one station during the solstice and the equinox periods, with and without adding wind uncertainties. It highlights the dominant effects of the seasonal oscillation of the zonal wind on the network performance. This oscillation clearly captured in climatological models controls to first order the direction from where signals are expected to be detected (e.g. [3, 17]). During the northern hemisphere winter, the steady westward stratospheric currents favor long-range propagation of signals from easterly directions, as seen from blue regions west of the stations. Opposite scenario is simulated in the southern hemisphere during the boreal winter. During the equinox period, in April, the zonal winds reduce and reverse yielding higher detection thresholds (e.g. [26]). When incorporating wind uncertainties, almost no change in the detection thresholds is noted during the solstices as steady stratospheric winds prevail, while during the equinox periods, small wind perturbations significantly affect the detection thresholds.

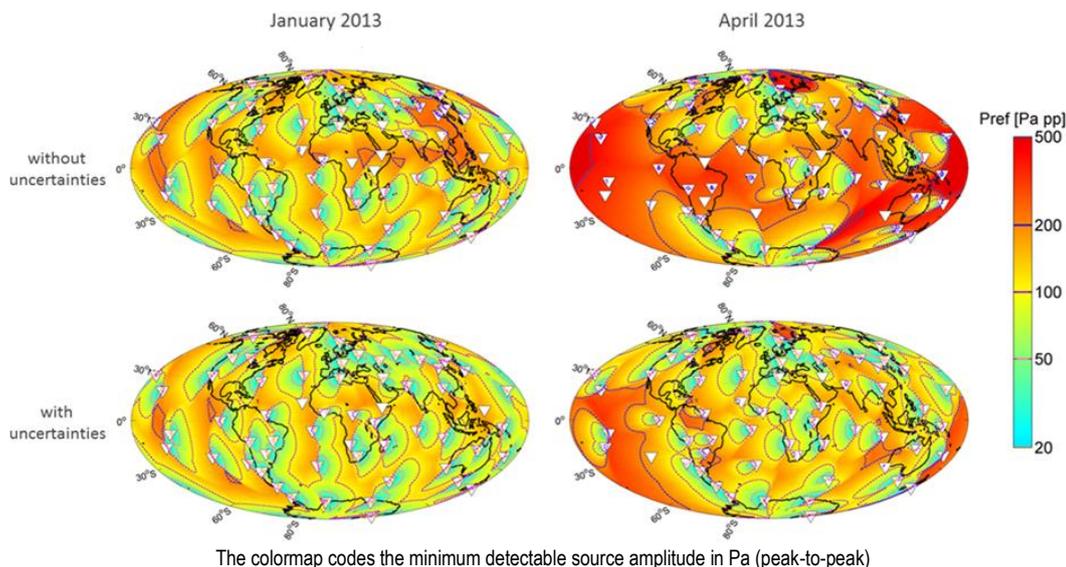


Figure 1. Geographical distribution of the smallest detectable amplitude at 1 km from a source located worldwide by one station part of the full IMS infrasound network (white triangles) on January 1, 2013 (left) and on April 1, 2013 (right). Simulations are carried out at 0.8 Hz, with and without incorporating 10 m/s uncertainty in the wind speed at 50 km altitude

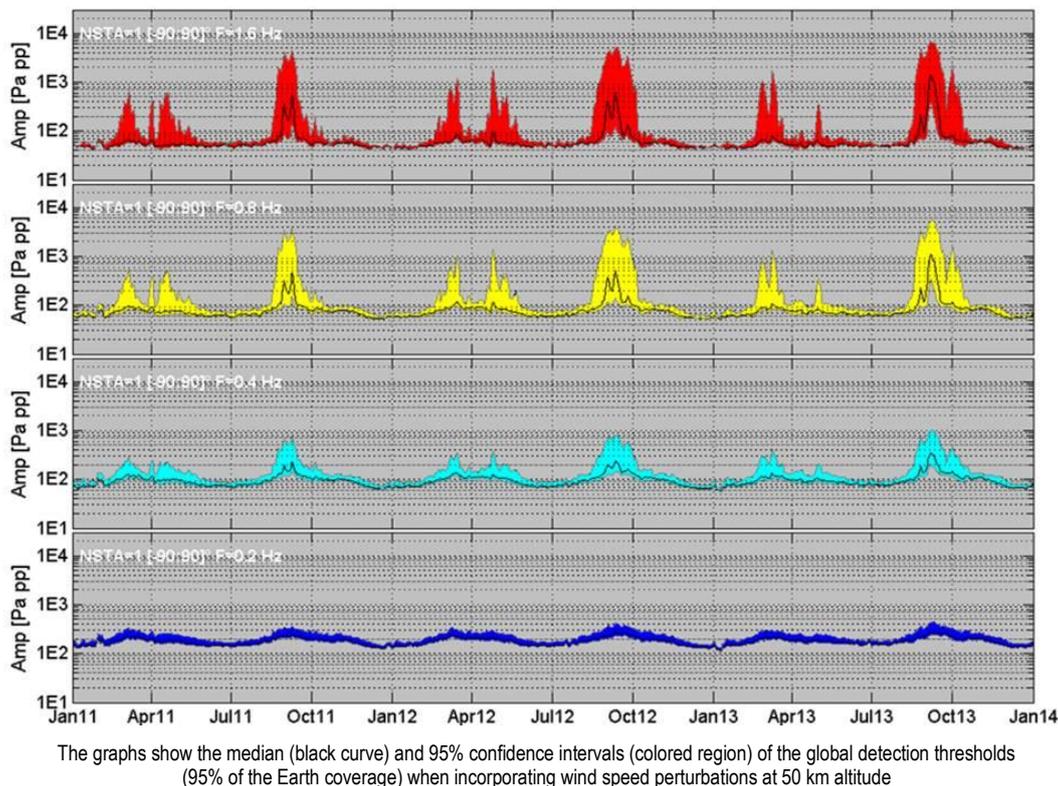


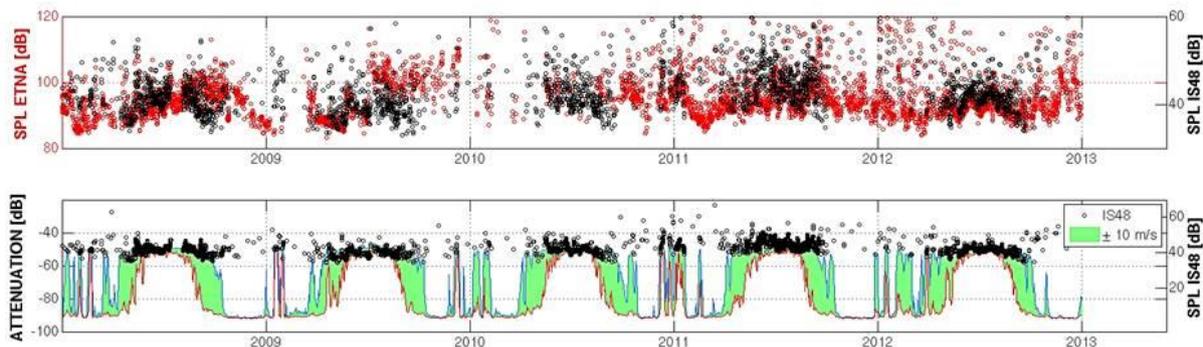
Figure 2. Yearly fluctuation of predicted detection thresholds detectable by the IMS network with one-station coverage, at a 0.2, 0.4, 0.8 and 1.6 Hz (from bottom to top), from January 1, 2011 to January 1, 2014

Figure 2 presents the yearly fluctuations of the smallest signal amplitude detectable by the IMS network from January 2011 to January 2014. The graphs show the median and 95% confidence intervals of the global detection thresholds when incorporating wind perturbations. Due to the decrease of the noise levels with frequency, improved detection capability is simulated at 1.6 Hz. The lowest detection thresholds are predicted between mid-May and mid-September when the prevailing stratospheric jet currents favor westward propagation. Simulations predict large seasonal and daily fluctuations in the thresholds following the general stratospheric wind circulation. As shown in Figure 1, while the detection thresholds remain unchanged when winds prevail (from June to July and from November to January), variations of one order of magnitude are noted around the equinox periods (April-September and March-October) and other intervals during which the atmosphere is in state of transition. This step-like variation is more pronounced above 0.8 Hz whereas at lower frequencies the attenuation is less sensitive to the strength and direction of the prevailing stratospheric winds.

2. VALIDATION USING REPETITIVE SIGNALS FROM MT. ETNA

Among the geophysical events detected by infrasound, volcanoes are unique and valuable impulsive sources to validate propagation and atmospheric remote sensing methods as they are often well instrumented in the near-field and at regional distances (e.g. [19, 27]).

Because of its regular activity, Mt. Etna in Italy (37.73°N, 15.00°E; 3330 m high) represents a natural repetitive source of signals to validate the simulated detection capability of the European infrasound network. Since July 2007, the University of Firenze (UNIFI, Italy) operates a small-aperture infrasound array (ETN) at a distance of approximately 5 km from the summit of Etna (e.g. [28]). In case of major eruptions, signals from Etna can be detected at thousands of km. During the downwind summer season, between 0.5 and 1.5 Hz, Etna eruptions are clearly detected at the IMS station IS48 (Tunisia, at 550 km) due to an efficient stratospheric ducting [29]. Here, we compare infrasound data from Etna in both near- and far-fields. The near-field data is useful to constrain the source activity, while the far-field data provide information on atmospheric conditions along the propagation paths. From the signal amplitudes measured at IS48 and ETN, we derive the wave attenuation using ECMWF profiles from 2008 until January 2013 (Figure 3). Except from an interval lasting from 2009 and 2010, Etna has been quasi-permanently observed by IS48 from May to September, and occasionally during stratospheric wind reversals. Overall, there is a first-order agreement between the observed and simulated attenuation. However, discrepancies are identified around some equinox periods and during anomalous wintertime intervals when the atmosphere is unstable.



The upper frame shows the sound pressure level (SPL) measured at Etna (in red, corrected for spreading to 1 km) and IS48 (in black). The lower frame compares the predicted attenuation to the observed wave amplitude. Green patches delimit the 95% confidence of the predicted attenuation when incorporating wind perturbations

Figure 3. Comparison between infrasound signals from Etna observed at IS48 and ETN, and predicted wave attenuation with and without incorporating wind uncertainties from January 2008 to January 2013

Incorporating wind perturbations enlarges the detection periods by several weeks and resolves reasonably well unpredicted observations generally in September-October and March-April and in winter when wind reverse during stratospheric warmings. While the effects of such perturbations on infrasound propagation dominate when stratospheric winds reduce and reverse, the effects are limited when stratospheric winds prevail. These deviations could be explained by misrepresented small-scale structures in ECMWF analysis (e.g. [27]). Alternatively, the observations could possibly be explained by partial reflections of infrasound due to steep vertical wind and temperature gradients in the upper stratosphere and the mesosphere, following the theory proposed by [30].

3. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In this study, we evaluate the effects of small changes in the stratopause in the vertical ECMWF temperature and wind profiles on the detection capability of the global IMS infrasound network. Such evaluation is useful for the verification of the CTBT, as current atmospheric specifications in the MA are essentially based on spatially and temporally averaged measurements that do not fully explain infrasound observations (e.g. [31]). Furthermore, validation of atmospheric analyses and forecast products above 30 km altitude is also relevant for the weather and climate forecasting communities which are moving towards a more comprehensive representation of the atmosphere, in order to improve long-term forecasts [32].

During the course of the ARISE measurement campaigns, collocated lidar and wind radiometer profiles were used to evaluate ECMWF analyses where such models typically do not assimilate data. Comparisons highlighted differences increasing with altitude. It was found that the modeled and observed temperatures and horizontal winds are in general agreement up to the stratopause, although significant small biases in both variables are noted. The largest deviations are observed above 50 km altitude and during winter months. Incorporating these deviations into network performance

modeling tools allows assessing the sensitivity of the global IMS network detection capability to small changes in the stratospheric winds. Frequency-dependent attenuation relations are therefore integrated into the network performance modeling. The simulation results provide a good description of the global seasonal oscillation of the dominant zonal wind. In winter and summer, strong stratospheric winds are blowing in both hemispheres favoring long propagation range with a resulting improved detection capability. During the equinox periods, zonal winds reduce and reverse, yielding an increase of source strength. While incorporating atmospheric uncertainties yields almost no change in the detection thresholds during the solstices, significant variations are highlighted during the equinox periods when winds reduce.

Repetitive signals from Mt. Etna recorded by the station IS48 in Tunisia are used as benchmark case study for evaluating the simulation results. While a first-order agreement is found between observations and the simulation results, significant discrepancies are observed around the equinox periods and other intervals during which the atmosphere is in a state of transition. Including wind uncertainties in regions where the mean state of ECMWF model as well as its variability are subject to inaccuracies, here better explained unpredicted arrivals at IS48. These results indicate the potential benefit of regional infrasound monitoring to better determine the role of different factors that influence propagation predictions and more precisely infer atmospheric corrections. In return, improved understanding of the MA dynamics is an important step toward a successful monitoring regime for atmospheric or surface events. It is expected that continuing such studies will enhance network performance predictions and help optimizing the design of future network order to monitor regions of interest.

Acknowledgements: This work was partly performed during the course of the ARISE design study (<http://arise-project.eu>), funded by the Seventh Framework Programme (FP7) of the European Union (grant 284387).

REFERENCES

1. Christie, D. R. Detection of atmospheric nuclear explosions / D. R. Christie, V. Veloso, P. Campus, M. Bell, [et al.] // The infrasound component of the International Monitoring System, Kerntechnik, 2001. - 66, - P. 96 - 101.
2. Christie, D. R. The IMS infrasound network: Design and establishment of infrasound stations, in *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies* / D. Christie, P. Campus; edited by A. Le Pichon, E. Blanc, and A. Hauchecorne. - Springer, New York, 2010. - P. 29 - 75.
3. Drob, D. P. The global morphology of infrasound propagation / D. P. Drob, J. M. Picone, M. A. Garcés // *J. Geophys. Res.* - 2003. - 108. - 4680, doi:10.1029/2002JD003307.
4. Sutherland, L. C. Atmospheric absorption in the atmosphere up to 160 km / L. C. Sutherland and H. E. Bass // *J. Acoust. Soc. Am.* - 2004. - 115 (3). - P. 1012 - 1030.
5. Campus, P. Worldwide observations of infrasonic waves, in *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies* / P. Campus, D. R. Christie; edited by A. Le Pichon, E. Blanc, and A. Hauchecorne. - Springer, Berlin, 2010. - P. 195 - 234.
6. Whitaker, R. W. Infrasound monitoring / R. W. Whitaker // paper presented at 17th Annual Seismic Research Symposium, LANL, Scottsdale, Arizona, 1995.
7. Ceranna, L. The Buncfield explosion: a benchmark for infrasound analysis across Central Europe / L. Ceranna, A. Le Pichon, D. N. Green, P. Mialle // *Geophysical Journal International*, 2009. - 177. - P. 491 - 508, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03998.x.
8. Fee, D. Overview of the 2009 and 2011 Sayarim Infrasound Calibration Experiments / D. Fee [et al.] // *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2013. - 118. - P. 6122 - 6143, doi:10.1002/jgrd.50398.
9. Hedlin, M.A.H. Statistical characterization of atmospheric gravity waves by seismoacoustic observations / M.A.H. Hedlin, D.P. Drob // *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2014, doi:10.1002/2013JD021304.
10. 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. - 117, D05121, doi:10.1029/2011JD016670.
11. Bowman, J.R. Infrasound station ambient noise estimates and models 2003 - 2006 (Erratum) / J.R., Bowman, G. Shields, M.S. O'Brien // *Infrasound Technology Workshop*, Brasilia, Brazil, November 2 - 6, 2009.
12. Brown, D. The IDC Seismic, Hydroacoustic and Infrasound Global Low and High Noise Models / D. Brown, L. Ceranna, M. Prior, P. Mialle, R. J. Le Bras // *Pure App. Geophys*, 2014. - 171. - P. 361 - 375.
13. Shepherd, G. G. WINDII, the wind imaging interferometer on the Upper Atmosphere Research Satellite / G. G. Shepherd [et al.] // *J. Geophys. Res.*, 1993. - 98 (D6). - P. 10725 - 10750, doi:10.1029/93JD00227.
14. Manson, A. H. Seasonal variations of the semi-diurnal and diurnal tides in the MLT: Multi-year MF radar observations from 2-70°N, modelled tides (GSWM, CMAM) / A. H. Manson [et al.] // *Ann. Geophys.*, 2002. - 20. - P. 661 - 677.
15. Killeen, T. L. TIMED Doppler Interferometer: Overview and recent results / T. L. Killeen, Q. Wu, S. C. Solomon, D. A. Ortland, W. R. Skinner, R. J. Niciejewski, D. A. Gell // *J. Geophys. Res.*, 2006. - 111, A10S01, doi:10.1029/2005JA011484.
16. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF): IFS documentation Cy38r1. Operational implementation 19 June 2012, Tech. Rep., European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, U. K., 2013.
17. Hedin, A. E. Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere / A. E. Hedin, E. L. Fleming, A. H. Manson, F. J. Schmidlin [et al.] // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 1996. - 58. P. 1421 - 1447, doi:10.1016/0021-9169(95)00122-0.
18. Drob, D. P. An empirical model of the Earth's horizontal wind fields: HWM07 / D. P. Drob [et al.] // *J. Geophys. Res.*, 2008. - 113. - A12304, doi:10.1029/2008JA013668.
19. Matoza, R. Infrasonic observations of the June 2009 Sarychev Peak eruption, Kuril Islands: Implications for infrasonic monitoring of explosive volcanism / R. Matoza, A. L. Pichon, J. Vergoz, P. Herry [et al.] // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2011. - 200. - P. 35 - 48, doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.11.022.
20. Randel, W. J. Interannual changes of stratospheric water vapor and correlations with tropical tropopause temperatures / W. J. Randel, F. Wu, S. J. Oltmans, K. Rosenlof, G. Nedoluha // *J. Atmos. Sci.*, 2004. - 61. - P. 2133 - 2148.
21. Charlton-Perez, A. J. On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models / A. J. Charlton-Perez [et al.] // *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2013. - 118. - P. 2494 - 2505, doi:10.1002/jgrd.50125.
22. Drob, D. P. A method for specifying atmospheric gravity-wave fields for long-range infrasound propagation calculations / D. P. Drob, D. Broutman, M. A. Hedlin, N. W. Winslow, R. G. Gibson // *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2013. - 118. P. 3933 - 3943, doi:10.1029/2012JD018077
23. Keckhut, P. A. critical review of the database acquired for the long-term surveillance of the middle atmosphere by the French Rayleigh lidars / P. Keckhut, A. Hauchecorne, M. L. Chanin // *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1993. - 10. - 850 - 867, doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0426(1993)010<0850:ACROTD>2.0.CO;2.
24. Rüfenacht, R. First middle-atmospheric zonal wind profile measurements with a new ground-based microwave Doppler-spectroradiometer / R. Rüfenacht, N. Kämpfer, A. Murk // *Atmos. Meas. Tech.*, 2012. - 5. P. 2647 - 2659, doi:10.5194/amt-5-2647-2012.
25. Le Pichon, A. Stratospheric processes as measured by collocated Lidar and infrasound measurements / A. Le Pichon [et al.] // *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, Geophysical Research Abstracts, 2013. - Vol. 15, EGU2013-11128-1.
26. Green, D. N. Estimating the detection capability of the International Monitoring System infrasound network / Green, D. N., and D. Bowers // *J. Geophys. Res.*, 2010. - 115. - D18116, doi:10.1029/2010JD014017.
27. Assink, J. D. Evaluation of wind and temperature profiles from ECMWF analysis on two hemispheres using volcanic infrasound / J. D. Assink, A. Le Pichon, E. Blanc, M. Kallel, L. Khemiri // *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2014. - 119. - 8659 - 8683, doi:10.1002/2014JD021632.
28. Marchetti, E. Low cost differential pressure transducer used to investigate low frequency volcano infrasound / E. Marchetti, M. Ripepe, P. Poggi // *Infrasound Technology Workshop*, Brasilia, Brazil, 2009.

29. Tailpied, D. Remote infrasound monitoring of Mt. Etna: Observed and predicted network detection capability / D. Tailpied, A. Le Pichon, E. Marchetti, M. Ripepe [et al.] // *Inframatics*, 2013. - 22, P. 1 - 11, doi:10.4236/inframatics.2013.21001.
30. Kulichkov, S. On the prospects for acoustic sounding of the fine structure of the middle atmosphere, in *Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies* / edited by A. Le Pichon, E. Blanc, A. Hauchecorne. - Springer, New York, .2010. – P. 511 – 540.
31. Green, D. N. Infrasound radiated by the Gerdec and Chelapechene explosions: Propagation along unexpected paths / D. N. Green, J. Vergoz, R. Gibson, A. Le Pichon, L. Ceranna // *Geophys. J. Int.*, 2011. – 85. – P. 890 – 910, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.04975.x.
32. Baldwin, M. P. Weather from the stratosphere? / M. P. Baldwin, D. W. J. Thompson, E. F. Shuckburgh, W. A. Norton, N. P. Gillett // *Science*, 2003. – 301, 317 - 319, doi:10.1126/science.1085688.

АТМОСФЕРА ПАРАМЕТРЛЕРНІН ДӘЛІСІЗДІГІ МХЖ ИНФРАДЫБЫСТЫҚ ЖҮЙЕСІНІН МҮМКІНДІКТЕРІНЕ ӘСЕР ЕТУІН ЕСЕПКЕ АЛУ

Ле Пишон А., Тальпе Д.

Францияның атом энергиясы комитеті (CEA, DAM, DIF), Арнажо, Франция

Ядролық сынақтарға жаппай тыйым салу туралы шартын (ЯСЖТШ) тексеру үшін халықаралық мониторинг жүйесі құрылды. ХМЖ инфрадыбыстық жүйесін көп жылдар бойы бақылау, оның тиімділігінің орны мен уақытына қарай біршама түрленіп отыратындығына байланысты, екендігін көрсетті. Өткізілген санды модельдеу, инфрадыбыстың өтуіне әсер ететін көзі мен атмосфера жағдайын сипаттайтын әртүрлі факторларды бағалауға мүмкіндік береді. Бұрын алыстағы станциялардың деректері бойынша ошақтан шығып тұрған энергия бағаланған болатын. Өшудің жиілік тәуелді теңдемесі және стратосфералық желдердің ең заманауи деректері қолданылды. Атмосфераның динамикалық құрылымын нақты бағалау үшін, ARISE (Atmospheric dynamics Research InfraStructure in Europe) еуропалық жобаның шеңберінде алынған, температура мен жел жылдамдығын өлшеу қателіктерін таратуды есептеу арқылы, модельдеу күрделендірілді. ЯСЖТШ міндеттерін орындауды тексеру кезінде мұндай модельдеу, ХМЖ деректері бойынша жоғары шешіммен алынатын шешімдердің белгісіздіктерін жартылай бағалауға, мүмкіндік береді. Басқа инфрадыбыстық мониторингтік жүйелерді құрау мен пайдалану кезінде модельдеудің нәтижелерін қолдануға болады.

ВЛИЯНИЕ ФАКТОРА НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ НА ВОЗМОЖНОСТИ ИНФРАЗВУКОВОЙ СЕТИ МСМ

Ле Пишон А., Тальпе Д.

Комитет по атомной энергии (CEA, DAM, DIF), Арнажо, Франция

Для верификации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) создана Международная система мониторинга (МСМ). Многолетние наблюдения инфразвуковой сети МСМ показывают, что ее эффективность существенно варьирует в зависимости от места и времени. Проведенное численное моделирование позволяет оценить роль различных факторов, описывающих источник и состояние атмосферы, влияющих на прохождение инфразвука. Ранее по данным от удаленных станций была оценена энергия, излучаемая в очаге. Использовались частотно зависимое уравнение затухания и самые современные данные о стратосферных ветрах. Для того чтобы реалистично оценить динамическую структуру атмосферы, моделирование было усложнено учетом распределения ошибок измерения температуры и скорости ветра, полученного в рамках европейского проекта EARIS (Atmospheric dynamics Research InfraStructure in Europe). При решении задач верификации ДВЗЯИ такое моделирование позволяет численно оценивать неопределенности решений, получаемых по данным МСМ, с более высоким разрешением. Результаты моделирования могут быть использованы при конструировании и эксплуатации других инфразвуковых мониторинговых сетей.

УДК 534.2

KAZAKHSTAN STATIONS NETWORK OF INFRASOUND MONITORING

A.A. Smirnov

Institute of Geophysical Researches, Kurchatov, Kazakhstan

The network of infrasound stations has been constructed at Kazakhstan. Systematic data processing for the network was organized. An Ubuntu computer calculates bulletins of the detections and events. The bulletins could be easily incorporated into flow of the automatic data processing.

Kazakhstan infrasound monitoring network consists of Aktyubinsk IS31 and Kurchatov stations [1]. Data from these stations are processed jointly with data from Russian station IS46 Zalesovo. Aktyubinsk station is located in the north-west of Kazakhstan, and Kurchatov station is in the north-east. Zalesovo station is located on the territory of Russia, north-eastward of Kurchatov. A map of the stations relative location is shown in Figure 1. The Figure also shows the location of constructing station in Makanchy, the white star south-eastward of Kurchatov station.

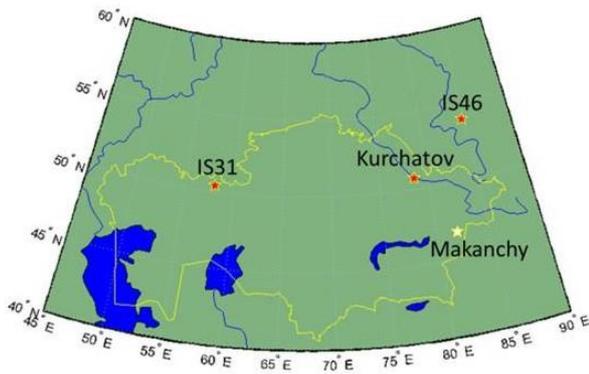


Figure 1 The map of relative location of the infrasound stations: IS31 Aktyubinsk, IS46 Zalesovo, and Kurchatov. White star is constructing infrasound station Makanchy

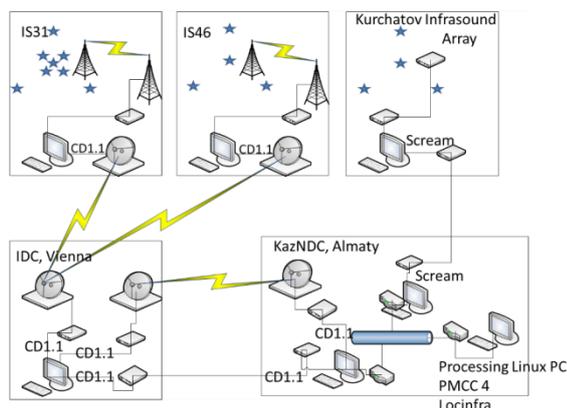


Figure 2. The flow chart of data transfer from the infrasound stations to CAPSSI (KazNDC)

Figure 2 shows a flow chart of data arriving from the infrasound stations to CAPSSI (KazNDC). Data from Aktyubinsk and Zalesovo are transferred to the IDC,

Vienna via satellite channels. From Vienna data arrive to CAPSSI via satellite channels and Internet. Data from Kurchatov are transferred to CAPSSI via Internet directly. Data transfer from new Makanchy station to KNDC can be arranged in the same way basing on available experience.

A TECHNIQUE OF AUTOMATED DETECTION PROCESS OF INFRASOUND SIGNALS

Automated calculation of infrasound detections bulletins by three stations is conducted at CAPSSI every day. PMCC detector is used for infrasound signals detecting.

Operating principle of the detector is described in the work [2]. In contrast to a set of isolated sensors, a dense array, which aperture is of the order of the wavelengths of the signals of interest, allows similarity measurements of the recordings to avoid uncertainties encountered with individual arrival-time picking. The similarity of the signals can be used to compute arrival time differences and then, calculate the propagation parameters with a Husebye’s derived method. The most classical method for estimating the wave parameters is a systematic search in a specific domain of wave vector using the signals recorded on the sensors. For each discrete wave vector of this regularly discretized domain, the time delay at each sensor is calculated and the delayed signals are summed. When the signals are mainly composed of random background noise, the energy variation of the sum is small over the entire wave vector field. In contrast, the energy will be much larger with a wave vector corresponding to the wavenumber of the signal. Several methods have been proposed to find the wave vector which produces the maximum energy [3]. This is not a trivial problem because data are discrete in the space domain. This implies that for each frequency, false results can be obtained due to correlated signals over one or more periods (aliasing effect). The PMCC method (Progressive Multi-Channel Correlation) uses a more flexible approach, less constraining with respect to the propagation model. It is based on conventional signal processing techniques to detect coherent signal on two or more records, partly by relaxing the planar wave model rigidity. Originally designed for seismic arrays, PMCC proved also to be efficient for analyzing low-amplitude infrasonic coherent waves within non-coherent noise [4, 5].

A temporal signal can be represented by its Fourier transform. The background noise is characterized by a rapid variation in both amplitude and phase from one sensor to another, even if they are closer than one wavelength of signal. On the opposite, in case of signal propagating between the sensors, no deformation exists between the two signals. In the case of a planar wave, the only difference is a delay depending on the relative positions of the sensors.

Based on these two observations, a signal-processing tool can be used to detect a signal present on the recordings. The correlation function is used to measure the time delay between two recordings. In case of a wave propagating without distortion, this delay is the same for all frequencies of the signals. This measurement is made in the time domain. Taking into account all frequencies, it measures in a given time window the similarity of the signals shifted in time. The maximum of the correlation function gives the time delay between the signals. This method enables a decision to be made on whether there is a signal in a set of simultaneous records, independently of any information on previous records.

To avoid ambiguity problems when correlating the records from sensors too far apart, the analysis is initialized on the smallest groups of three sensors. The correlation function is used to calculate the propagation time of the wave between two sensors. For each subnetwork, in case of a coherent planar wave, the closure relation of the time delays (Chasles relation) should be fulfilled. In the presence of background noise, the phase is unstable. Therefore, the delays measured in this case are the result of random phase combinations. These delays, independent of the amplitude of each elementary wave, become random, and the closure relation given above is no longer valid. The consistency of the set of delays obtained using all the sensors is then defined as a mean quadratic residual of the closure relations. If this consistency is below a given threshold, a detection is obtained.

To minimize errors in the calculation of the wave parameters, distant sensors are progressively added using a criterion based on a comparison between their distance to the subnetwork and the computed wavelength. This progressive use of distant sensors has two main effects: the removal of false detections which could be due to correlated noise at the scale of the starting subarrays, and a better estimation of the wave parameters by increasing the array aperture.

After being initialized with a small subnetwork of three sensors, in order to avoid ambiguity problems inherent in the correlation of signals from distant sensors, the wave parameters calculated on the initial subnetworks is used when adding other sensors (Figure 3 presents an example of selected subnetworks at the I26DE station). For that, a propagation of a planar wavefront is assumed. The new measured time delay is given by the maximum of the correlation function which is the closest to the one that has been estimated. Each elementary detection is therefore defined by several parameters

such as the consistency value, the number of sensors participating to the detection, the frequency, the horizontal trace velocity and the backazimuth. Such a detector is independent of the signal amplitude and uses only the intrinsic information of the recordings. As long as the closure relation is valid, the use of sensors increasingly further apart gives more precise wave parameters since the aperture of the network increases with each new sensor. The final solution is given by the biggest subnetwork.

To avoid wrong results due to the lack of data in the recordings, an automatic procedure checks the data quality. If the initial subnetworks contain sensors with consecutive zeros in the recordings, this procedure looks for other set of three sensors belonging to the array. Among all possible combinations calculated from the remaining sensors, the best subnetworks are selected. The principle is to sort them according to symmetry and size criteria. Equilateral triangle of small aperture is the best configuration. The maximum number of new eligible subnetworks corresponds to the number of subnetworks defined in the configuration file.

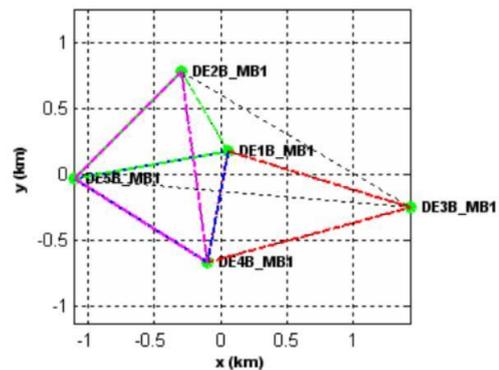


Figure 3. Selection of 4 initial subnetworks of the IMS I26DE infrasound station

The processing is performed consecutively in several frequency bands and in adjacent time windows covering the whole period of analysis. To avoid unrealistic wave detection, a further condition is introduced. A set of several elementary detections in the time-frequency domain is considered to represent one detected wave (corresponding for example to different frequency bands or adjacent windows). Conversely, several waves with different parameters may coexist in the same time window but in different frequency bands. Each wave must be identified separately. To do this, a nearest-neighbor search of elementary detections in the time / frequency / azimuth / velocity domain is used (pixels presented in Figure 4-a). The final detection is thus an aggregate of close-enough points in this domain. Finally, a weighted Euclidian distance is used to connect close-enough points (Figure 4-b, the final detection is outlined by the red lines. Individual pixels which not connected to this family are removed).

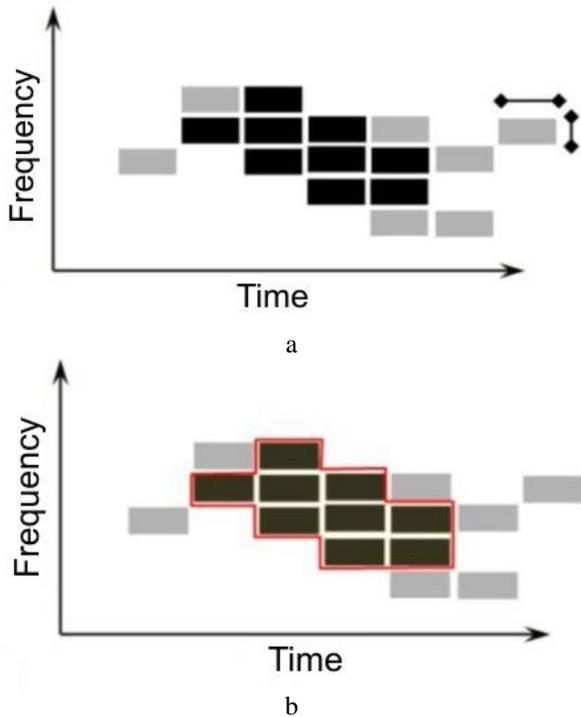


Figure 4. PMCC post processing: connection of close-enough pixels into a family. a - pixels presented; b - the final detection

Figure 5 presents a schematic view of the PMCC flowchart. Figure 6 presents the final results of PMCC calculation. Under favorable upper-wind conditions, multiple phases can be detected. In this example, several phases are detected. The values of the horizontal trace velocity of the first arrivals are close to the sound speed. They are consistent with stratospheric returns (Is phase). The latest arrival with a velocity close to 0.5 km/s is associated with a thermospheric return (It phase).

Starting from January 2013, the CAPSSI applies the fourth generation of the detector [6]. This version of the software differs from the previous by its possibility to detect the signals from the infrasound arrays using different window length for various frequency bands (Figure 7). Thus, there is no need to calculate the detections bulletins in several consequent stages.

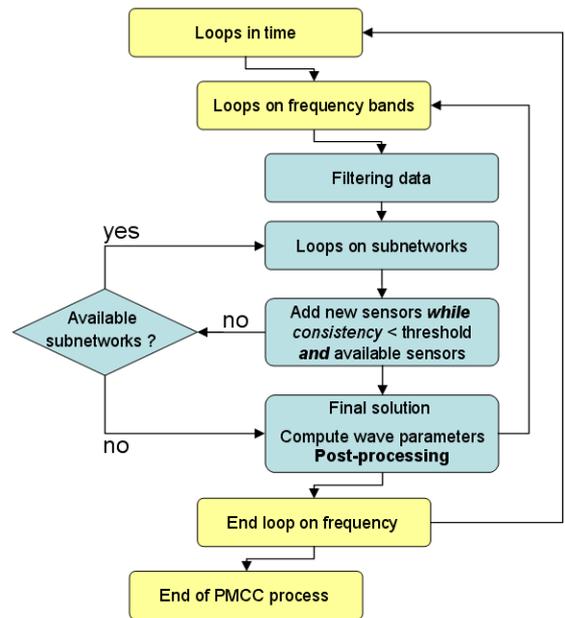
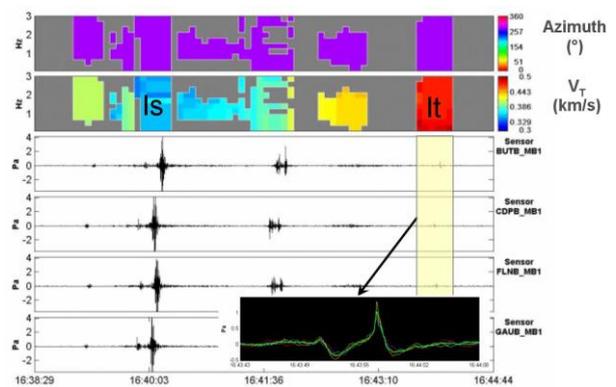


Figure 5. Simplified PMCC flowchart



The PMCC results (horizontal trace velocity and azimuth) are presented in time / frequency diagrams. Values are given according to the color scales. The results are presented from 0.1 to 4 Hz in 10 equally spaced frequency bands. Azimuths are given clockwise from North

Figure 6. Results of PMCC calculation on typical recordings from the Concorde recorded at the Fliers experimental infrasound station set up in Normandy (France)

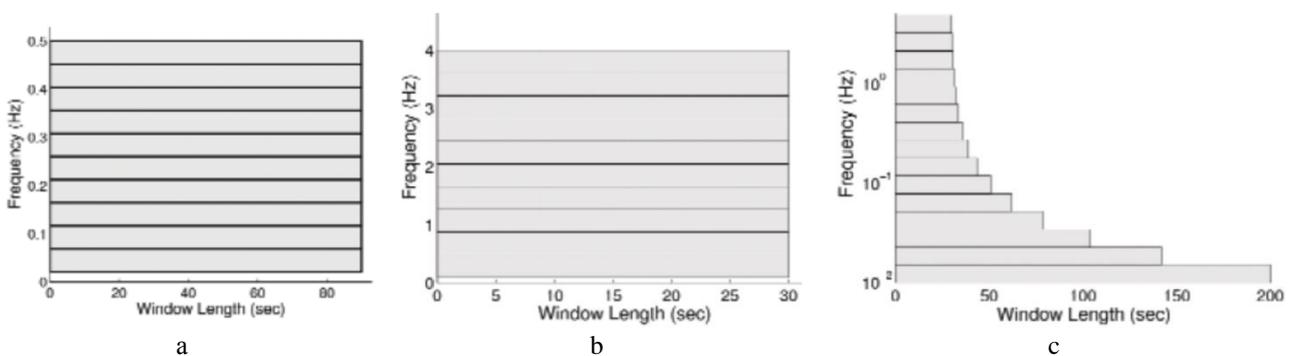


Figure 7. Examples of two standard ten-band configurations for low-frequency and high-frequency detecting: a - (0.02 Hz – 0.5 Hz); b - (0.1 Hz – 4 Hz); c - its interchanging option of a single fifteen-band configuration with logarithmically changing bounds of the frequency band (0.01 Hz – 5 Hz) and changing window length

Figure 8 shows a flow chart of automated infrasound data processing at the CAPSSI. PMCC-bulletins for the stations IS31, IS46 and Kurchatov are consequently calculated in automated mode. For this purpose, the KNDC staff has created special utilities named *Infra_auto_IS31*, *Infra_auto_zal* and *Infra_auto_kur*. These utilities prepare the parameter files for PMCC and calculate the detections bulletins automatically. An example of the parameters file is shown in Appendix 1. The CAPSSI does not optimize the detection parameters. The set of parameters similar to one applied by CEA for routine processing is used. Processing is conducted in 15 bands.

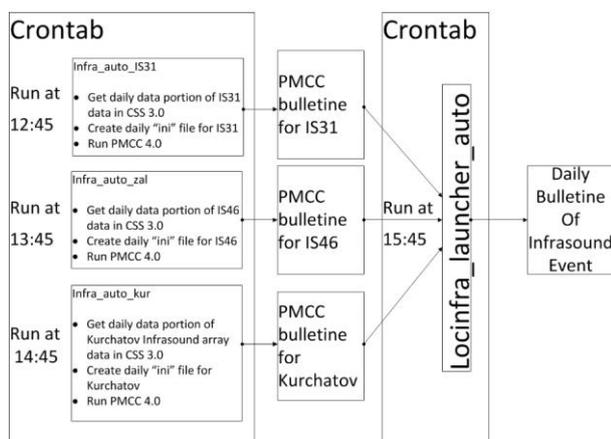


Figure 8. The flow chart of automated infrasound data processing applied in the CAPSSI

A TECHNIQUE OF AUTOMATED PROCESS OF NETWORK LOCATION OF SOURCES

Epiceenters of infrasound events are located using Locinfra software. This software was provided by the Commissariat of Atomic Energy of France. A technique used for data processing of infrasound stations network is described in [7].

The PMCC detection algorithm is highly sensitive to a large variety of signals, including coherent signals with very low signal-to-noise ratio. Consequently, the bulletins contain a very large number of detections which contribute to a nonmanageable increase in the number of false events caused by misassociations. Therefore in the final stage of the single station processing, a categorization procedure, as used by the International Data Center of the CTBTO, is applied to “clean” the detection bulletins [8]. By significantly reducing the number of detections associated with local sources and long-duration phenomena, the algorithm reaches a manageable number of events.

This method associates detections that have similar characteristics considering the following parameters: azimuth, trace velocity, frequency, and time. Threshold values are tuned according to the sensitivity of each array to their respective environment. Two levels of filtering are applied: (1) - local sources are removed (detections with a dominant frequency greater than

1.5 Hz; horizontal trace velocities outside the typical range for long range propagation of infrasound, 0.32 to 0.45 km/s) and (2) - tracking the detection background (clusters of detections of long duration, typically more than 1800 s, are likely related to recurrent sources of signals). After applying the algorithm, filtered detections are removed from future network processing. This method filters out 85 to 95% of the detections (mainly microbaroms and local industrial activity) from the bulletins.

The event location method is based on a uniform atmosphere assuming a constant celerity equal to 0.3 km/s, typical of infrasonic waves propagating in the ground to stratosphere waveguide [9]. As shown in [7] this assumption is fulfilled in most cases, whatever the period of the year. Further developments will allow the use of 3D atmospheric models as explored by [10] and [11]. The event location follows a systematic exploration of all possible associations between detection bulletins, satisfying a geophysical criterion based on the used velocity model.

The location is obtained assuming a point-like source and using multistation measurements where both onset time and back-azimuth are taken into account. The location is initiated by cross bearings, and iteratively modified using a non linear iterative least squares inversion scheme [12]. In case of multiple solutions, i.e., one arrival at one station can be associated to more than one arrival at the other stations, the lowest score, S , decides between all candidates.

$$S = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left| \frac{dk_j}{t_j - t_0} - c_0 \right| \quad (1)$$

where: c_0 is the velocity model, N is the number of stations associated to the event, t_j is the arrival time of the signal at station j , dk_j is the distance between event location and station j , and t_0 is the estimated origin time calculated as

$$\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \left(t_j - \frac{dk_j}{c_0} \right)$$

According to equation (1), a low value of S (typically lower than 0.15) indicates a reliable event whose location is consistent with the initial velocity model. Conversely, larger values may indicate wrong associations since the traveltimes fall out of the expected celerity range for a stratospheric propagation. In order to take into account errors in the origin time, estimates due to location uncertainty and additional propagation types (e.g., stratospheric and thermospheric), the maximum acceptable S score is set to 0.3.

Automated calculation of events bulletin at KNDC is conducted using *Locinfra_launcher_auto* software. This software prepares the parameters files for Locinfra and calculates the detections bulletin automatically. The

CAPSSI does not optimize the detection parameters. The set of parameters similar to one applied by CEA for routine processing is used. The final bulletin of events contains the relocation result and solutions with azimuth to source and azimuth to source/travel time minimization. The errors in determining of azimuths and travel times caused by air flows in different heights and change of temperature profile are not corrected. Locinfra possesses this possibility, but, meanwhile, KNDC does not have an opportunity to receive meteorological data regularly. However, soon there will be an opportunity to receive the profiles of wind velocity and temperature ECMWF from the IDC [14].

RESULTS OF AUTOMATED LOCATION OF SOURCES BY DATA OF KAZAKHSTAN INFRASOUND MONITORING NETWORK

Figure 9 shows a general two-dimensional histogram presenting the events epicenters density. These epicenters were located by data from the stations IS31, IS46 and Kurchatov. Observation period was from the beginning of 2013 to September 2014. From March, 2014 the events bulletin was calculated automatically. From the beginning of 2013 to March 2014 the events bulletins were calculated using data of automated bulletins obtained earlier. It is seen that the events epicenters detected by the observational network are distributed almost through the whole territory of Eurasia. It is obvious that most epicenters are concentrated within the geometric center of the network.

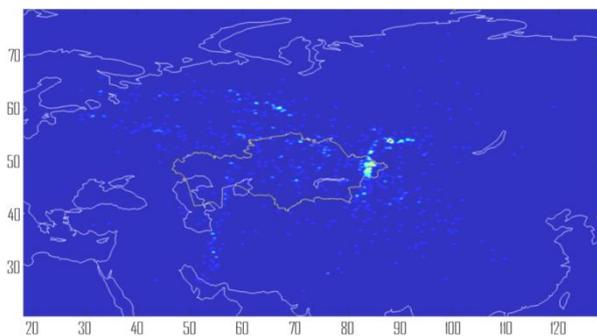
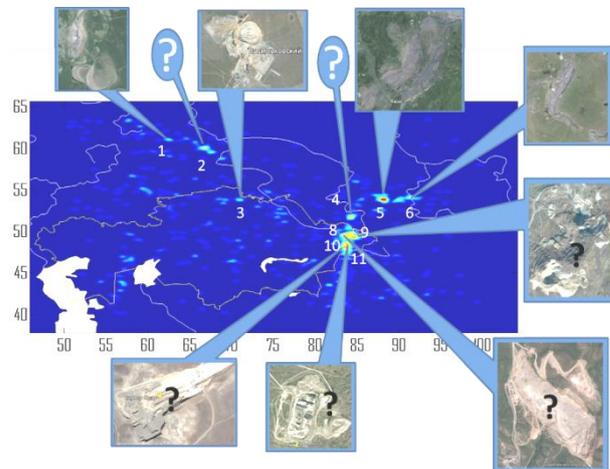


Figure 9. The map of infrasound events epicenters density by data of infrasound stations network for 2013 – 2014

More detailed investigation of the central part of the epicenters map (Figure 10) allows observing the areas with high concentration of epicenters which nature is explained simply. However, there are areas of high concentration of events which nature is not clear yet. We can state with high degree of certainty that quarries found in Google Earth images are the sources of signals; these are areas 1, 3, 5 and 6 in Figure 6. By data [13], numerous explosions are conducted in quarries near areas 1 (Ural), 5 (Kuzbass) and 6 (Khakassia). The most epicenters, according to Figure 6, were located in the east of Kazakhstan, areas 8 – 11. The space images of this region also show quarries. However, these deposits are much smaller. Probably, in addition to signals from

quarry blasts there are signals from some other sources which nature is not clear yet. This is also confirmed by the fact that signals from this region are recorded not only in day time. Figure 11 shows a histogram of origin time distribution for sources located in areas 8 – 11 (according to Figure 10).



The callouts show the quarries near the areas of high concentration of epicenters. Question marks show the places with no quarries in images or uncertainty that these quarries are the sources of signals

Figure 10. Detailed view of central part of the epicenters distribution map

The time scale in the Figure shows GMT in black, and local time in red colors. It is seen that the most signals in zones 8 - 11 are generated at night time when the quarries do not work. We cannot also exclude the incorrect location of events during network data processing.

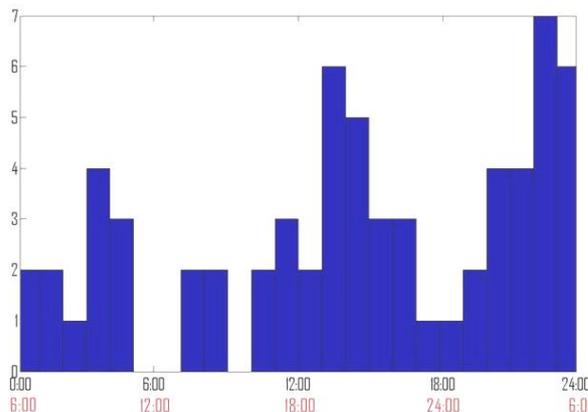


Figure 11. The histogram of origin time for sources in zones 8 – 11 (according to Figure 10). The time scale shows GMT in black, and local time in red colors

PROSPECTS OF APPLICATION OF THE NEW STATION DATA IN MAKANCHI

Thus, for the first time of monitoring history in Kazakhstan, the national network of infrasound stations was created and systematic processing of its data was arranged.

Detections bulletins and events bulletins are calculated by one computer with Ubuntu 13.10 operation

system. Figure 8 shows that every hour, at 12:45, 13:45 and 14:45 the utilities calculating the detections bulletins by data of three stations are launched. The practice shows that one hour is enough for implementation of these tasks; i.e. we can easily calculate the detections

bulletin for Makanchi station in the same computer. Then, the obtained bulletins will be easily included into the process of automated location. Modification and adaptation of the software can be conducted by KNDC using own resources.

REFERENCES

1. Belyashov, A.V. New infrasound array in Kurchatov, Kazakhstan / A.V. Belyashov, V.I. Dontsov, V.I. Dubrovin, V.G. Kunakov, A.A. Smirnov // Abstracts. VII International Conference Monitoring of nuclear tests and their consequences, August 6 - 12, 2012, Kurchatov, Kazakhstan. – Kurchatov: NNC RK, 2012. – P. 18 – 19.
2. Le Pichon, A. Progressive Multi-Channel Correlation: Technical Documentation, CTBTO 2003-0269/POGGIO / A. Le Pichon, Y. Cansi. – Vienna: CTBTO, 2003.
3. Capon, J. High resolution frequency wavenumber spectrum analysis / J. Capon // Proc. IEEE, 1969. – 57.
4. Cansi, Y. An automatic seismic event processing for detection and location: the PMCC method / Y. Cansi // Geophys. Res. Lett., 1995. – 22. – P. 1021 – 1024.
5. Cansi, Y. An automated data processing method for mini-arrays, CSEM/EMSC European-Mediterranean Seismological Centre / Y. Cansi, Y. Klinger // NewsLetter, 1997. – 11. – P. 1021 – 1024.
6. Brachet, N. Recent enhancements of the PMCC infrasound signal detector / N. Brachet [et al] // Abstract #S11A-1927/ American Geophysical Union, Fall Meeting, 2010.
7. Le Pichon, A. Analyzing the detection capability of infrasound arrays in Central Europe / A. Le Pichon // Journal of Geophysical Research, 2008. – vol. 113, D12115, doi:10.1029/2007JD009509.
8. Brachet, N. Latest developments in the automatic and interactive processing of infrasound data at the IDC 8 / N. Brachet, J. Coyne, R. Le Bras // Technical Infrasound Workshop, CTBTO and Geophysical Institute in Fairbanks, Fairbanks, Alaska, 2006.
9. Brown, D. J. Infrasonic signal detection and source location at the Prototype International Data Centre / D. J. Brown, C. N. Katz, R. Le Bras, M. P. Flanagan, J. Wang, A. K. Gault // Pure Appl. Geophys., 2002. – 159. – P. 1081 – 1125.
10. Garces, M. Traveltimes for infrasonic waves propagating in a stratified atmosphere / M. Garces, R. Hansen, K. Lindquist // Geophys. J. Int., 1998. – 135. – 255– 263.
11. Drob, D. The global morphology of infrasound propagation / D. Drob, J. M. Picone, M. Garces // J. Geophys. Res., 2003. – 108 (D21), 4680, doi:10.1029/2002JD003307.
12. Coleman, T. F. An interior, trust region approach for nonlinear minimization subject to bounds, / T. F. Coleman, Y. Li // SIAM J. Control Optim, 1996. – 6. – P. 418 – 445.
13. The earthquakes of Russia in 2012. - Obninsk: GS RAS, 2014.
14. Mialle P., IDC Infrasound Technology Developments / P. Mialle // Infrasound Technology Workshop, Vienna. - October 2014.

ИНФРАДЫБЫСТЫҚ МОНИТОРИНГТІҢ ҚАЗАҚСТАНДЫҚ ЖЕЛІСІ

Смирнов А.А.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Қазақстанда инфрадыбыстық станциялар желісі құрылған және осы желідегі деректердің жүйелі өңделуі ұйымдастырылған. Детективтеу бюллетендері, оқиғалар бюллетеньдері Ubuntu 13.10 операциялық жүйесі бар бір компьютерде есептеледі. Алынған бюллетеньдер, деректерді автоматты өңдеудің жалпы үдерісіне жеңіл қосылады.

КАЗАХСТАНСКАЯ СЕТЬ ИНФРАЗВУКОВОГО МОНИТОРИНГА

Смирнов А.А.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

В Казахстане создана сеть инфразвуковых станций и организована систематическая обработка данных этой сети. Бюллетени детектирования и бюллетени событий рассчитываются на одном компьютере с операционной системой Ubuntu 13.10. Полученные бюллетени легко включаются в общий процесс автоматизированной обработки данных геофизического мониторинга.

УДК 629.78, 531.552, 534.2, 534.6

ПОИСК ФРАГМЕНТОВ РАКЕТ-НОСИТЕЛЕЙ ИНФРАЗВУКОВЫМ МЕТОДОМ

¹⁾ Асминг В.Э., ¹⁾ Виноградов Ю.А., ¹⁾ Воронин А.И., ¹⁾ Федоров А.В., ²⁾ Чигрев Е.Н., ³⁾ Роскин О.К.¹⁾ Кольский филиал Геофизической службы РАН, Апатиты, Россия²⁾ Вычислительный центр им. А.А. Дородницына РАН, Москва, Россия³⁾ Государственный космический научно-производственный центр им. М.В.Хруничева, Москва, Россия

Приводится описание аппаратуры, созданной для регистрации инфразвуковых сигналов от фрагментов отработанных ступеней ракет-носителей, входящих на сверхзвуковых скоростях в плотные слои атмосферы и падающих на Землю, а также созданного программного комплекса для обработки этих сигналов и локации фрагментов. Рассмотрены алгоритмы порождения трубок реалистических траекторий фрагментов ступеней ракет-носителей, расчета параметров сигналов от движущихся объектов, сравнения теоретических и экспериментальных параметров. Описана технология подбора траекторий, при движении по которым на инфразвуковые группы пришли бы сигналы, наиболее похожие на измеренные. Конечные точки траекторий считаются местами падений фрагментов. Работоспособность созданной технологии подтверждена результатами опробования на конкретных пусках ракет-носителей с космодромов Байконур и Плесецк.

1. СУТЬ ПРОБЛЕМЫ

Современные ракеты-носители являются многоступенчатыми. Во время их полета отработанные ступени отделяются, возвращаются в плотные слои атмосферы, а затем падают на Землю (рисунок 1). Во время падения ступени могут распадаться на несколько обломков (фрагментов), каждый из которых движется по собственной траектории в зависимости от своих аэродинамических характеристик. Расстояния между местами падения отдельных фрагментов могут достигать десятков километров, таким образом, упавшие обломки могут покрывать площадь в сотни и даже тысячи квадратных километров.

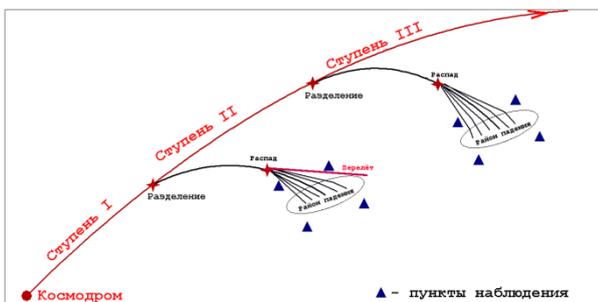


Рисунок 1. Схема полета ракеты-носителя

Районы падений обычно представляются в виде эллипсов, которые рассчитываются специалистами-баллистиками. Такие эллипсы имеют большие размеры (50 - 200 км по большой оси). Проблема заключается в том, что баллистики не могут рассчитать траектории и районы падений точно. Это связано как с большой вариабельностью атмосферных условий, так и с непредсказуемостью процесса распада ступени. Неоднократны случаи падения обломков за пределами расчетных эллипсов. Каждый из таких случаев является потенциально опасным. Поэтому факты падений вне предполагаемых районов необходимо обнаруживать, проверять и, в случае их под-

тверждения, вносить изменения в технологию запуска ракет.

Проблема поиска упавших фрагментов ракет-носителей важна для всех наземных районов падения. Она более или менее удачно решается в Казахстане, где крупные фрагменты первых ступеней хорошо видны в степи. Однако остатки вторых ступеней, падающие на Алтае, в Томской области и в республике Коми, находятся редко и с большим трудом. Они значительно меньше по размерам, падают в труднодоступной местности (тайга, горы, болота) и плохо заметны с воздуха. Поэтому применение любых методов наблюдения, способных уточнить возможные места падений фрагментов, является крайне актуальным. На первом этапе было предложено испытать сейсмический метод поиска фрагментов. 19 - 20 октября 2007 года сотрудниками Кольского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) и Государственного космического научно-производственного центра (ГКНПЦ) имени М.В.Хруничева в Казахстане, в районе г. Жезказган, был проведен эксперимент по пассивной сейсмической локации мест падений фрагментов первой ступени ракеты «Союз». Вокруг района падения было расставлено 5 сеймостанций. Наряду с сейсмическими сигналами, вызванными ударами фрагментов о поверхность Земли, были зарегистрированы сильные сигналы, порожденные ударными инфразвуковыми волнами, излученными фрагментами и вызвавшими сотрясение грунта. Попытка определения координат источников ударных волн методом, аналогичным сейсмическому (минимизация невязок оценка времени генерации сигнала), выполненная для модели скоростей звука, соответствующих стандартной атмосфере, дала хоть и не совсем верные, но реалистические и самосогласованные результаты.

В дальнейшем было решено сосредоточиться на инфразвуковом методе ввиду того, что сейсмические сигналы, порождаемые столкновениями фраг-

ментов вторых ступеней с Землей, очень слабы, их обнаружение на расстояниях в десятки километров невозможно. В то же время, звуки ударных волн прекрасно слышны человеком на этих расстояниях. С 2009 г. КФ ГС РАН участвует в совместном проекте с ГКНПЦ имени Хруничева по инфразвуковой локации падающих обломков ракет.

2. АППАРАТУРА

На первом этапе необходимо было создать надежную систему регистрации инфразвуковых сигналов, позволяющую определять времена их приходов в пункты наблюдения и азимуты на источники. Первая такая система – мобильная инфразвуковая группа – была разработана в КФ ГС РАН в 2009 г. (отметим, что под термином «мобильная» понимается не то, что группа передвигается во время измерений, а то, что ее можно легко и быстро развернуть на местности).

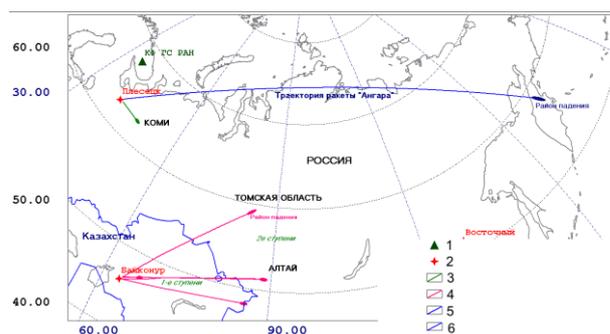
Группа состояла из трех низкочастотных микрофонов MP201 фирмы BSWA TECH (КНР). Микрофоны подключались к аналогово-цифровому преобразователю (АЦП) фирмы L-card (РФ) с помощью проводов. Цифровой сигнал передавался в компьютер, где привязывался к точному времени при помощи GPS-приемника фирмы Garmin. Микрофоны были разнесены на расстояния порядка 200 м друг от друга и расставлены по углам треугольника. По разнице времен приходов сигнала на отдельные микрофоны рассчитывались азимут прихода сигнала и кажущаяся скорость, т.е. величина $V_{\text{кажущаяся}} = V_{\text{звука}} / \cos(\alpha)$, где α – угол подхода волны к дневной поверхности, а $V_{\text{звука}}$ – скорость звука в районе группы. В КФ ГС РАН было создано 4 мобильных группы описанной конфигурации, которые использовались в ходе полевых работ 2009 - 2012 гг. Большая часть результатов, представленных ниже, получена при их использовании. В 2012 г. был разработан первый вариант беспроводной инфразвуковой группы, состоящей из трех устройств (условно – радиомикрофонов) и базового модуля. Каждый радиомикрофон представлял собой систему, состоящую из собственно микрофона, аналогово-цифрового преобразователя, модуля GPS, передатчика, источника питания и управляющих устройств. Цифровые данные от всех трех радиомикрофонов, включающие информацию о времени и координатах, передавались в базовый модуль, который объединяет данные и передает в компьютер для обработки и хранения. Основой конструкции радиомикрофона является поляризованный микрофон свободного поля MP201 производства фирмы BSWA TECH. Он используется совместно с микрофонным усилителем МА231 той же фирмы.

Разработанная в КФ ГС РАН программа сбора данных получает объединенную информацию трех радиомикрофонов, осуществляет окончательную их привязку ко времени и сохранение на диске в кольцевом буфере. Программа отображает поступающие

данные на экране. Кроме того, она способна отображать изменение координат датчиков, передаваемых GPS-приемниками радиомикрофонов, и сохранять треки GPS. Это позволяет контролировать и документировать процесс расстановки датчиков на местности. Беспроводная группа послужила основой для создания автономных систем наблюдения, которые предполагается устанавливать для постоянной работы в районах падения фрагментов отработанных ступеней ракет-носителей. Такие системы были разработаны совместно со специалистами ООО «Специальный Технологический Центр» (СТЦ), Санкт-Петербург. Системы ориентированы на работу с беспилотными летательными аппаратами (БПЛА). Беспроводные группы дополнены устройствами, позволяющими включать систему (выводить из энергосберегающего режима) по команде с БПЛА и передавать на БПЛА собранные данные. Эти автономные системы успешно отработали на регистрации пусков ракеты-носителя «Ангара» в 2014 г. в районе полигона «Кура» (п-ов Камчатка) и в Республике Коми.

3. ИНФРАЗВУКОВЫЕ СИГНАЛЫ, ГЕНЕРИРУЕМЫЕ ПАДАЮЩИМИ ФРАГМЕНТАМИ РАКЕТ-НОСИТЕЛЕЙ

В течение 2009 - 2014 гг. сотрудниками КФ ГС РАН проведена регистрация инфразвуковых сигналов на 14 пусках ракет-носителей «Протон», «Союз» и «Ангара». География работ представлена на рисунке 2. Как оказалось, сигналы, порождаемые падениями первых и вторых ступеней, существенно различаются. При падении первых ступеней на записях видно небольшое количество мощных импульсов, порождаемых крупными фрагментами (как правило, падающими целиком маршевыми двигателями). Кроме того, иногда наблюдаются вторичные импульсы, порожденные ударами тяжелых фрагментов о грунт (рисунок 3).



1 – КФ ГС РАН, 2 – космодром, 3 – траектория ракет с Плесецка в р. Коми, 4 – траектория ракет с Байконура, 5 – траектория ракеты Ангара, 6 – граница Казахстана

Рисунок 2. Траектории ракет и районы падений, в которых производилась регистрация инфразвуковых сигналов

Вторые ступени, в отличие от первых, обычно распадаются на десятки, и даже сотни мелких обломков, каждый из которых порождает собственную ударную волну (рисунок 4). Следует отметить, что

результаты регистрации падения первой ступени ракеты-носителя «Ангара» в декабре 2014 г. в республике Коми напоминали типичные записи падений вторых ступеней и содержали большое количество коротких импульсов. Это свидетельствовало о том, что ступень распалась на большое количество отдельных фрагментов, что было подтверждено поисковыми работами.

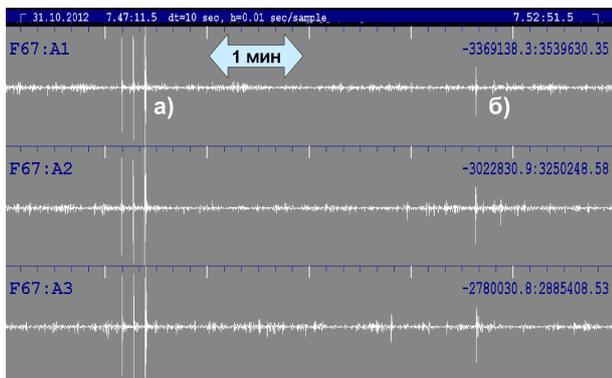


Рисунок 3. Инфразвуковые сигналы от падения первой ступени ракеты-носителя «Союз», Казахстан, 2012 г.: а – ударные волны от падения маршевых двигателей; б – вторичный сигнал от удара о грунт

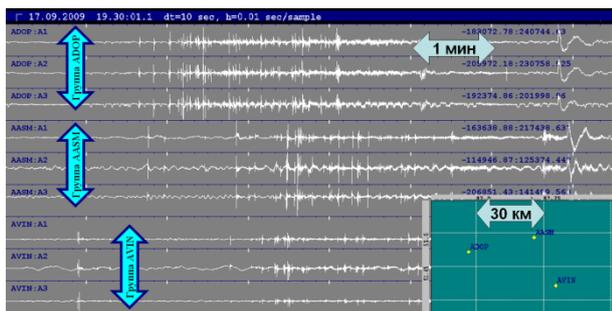


Рисунок 4. Инфразвуковые сигналы от падения второй ступени ракеты-носителя «Протон». Республика Алтай, 2009 г. Запись тремя инфразвуковыми группами (конфигурация на карте-врезке). Каждый короткий импульс порожден ударной волной от одного обломка

Форма сигналов, приведенная на рисунке 4, является типичной. Очень схожие сигналы характерны и для других регистраций. Длительность импульсов составляет 0.1 – 0.3 сек. Записи разными микрофонами одной и той же группы очень похожи, но сдвинуты по времени, что позволяет по этим сдвигам рассчитать азимут и кажущуюся скорость прихода сигнала.

Первое время обработка сигналов проводилась в ручном режиме. Человек-интерпретатор помечал характерные пики на записях всех трех микрофонов, после чего программа рассчитывала азимут и кажущуюся скорость прихода. Однако в случае вторых ступеней, когда число сигналов доходит до сотен, такая обработка, особенно в полевых условиях, оказывается весьма трудоемкой. Поэтому разработана

технология автоматического детектирования и обработки коротких импульсов.

Для первичного обнаружения сигнала использован алгоритм, подобный известному в сейсмологии алгоритму детектирования STA/LTA, но с симметричным шаблоном. Отдельно рассчитываются средняя амплитуда для отсчетов, попавших в широкое временное окно (LTA) и в узкое временное окно (STA), а затем определяется их отношение - SNR:

$$SNR_i = A \cdot \frac{\sum_{j=i-N_{STA}}^{i+N_{STA}} |f_i|}{\sum_{j=i-N_{LTA}}^{i-N_{LTA}-1} |f_j| + \sum_{j=i+N_{LTA}}^{i+N_{LTA}+1} |f_j|},$$

где A – нормировочный коэффициент; f_i – отсчеты сигнала (предварительно фильтрованного в заданной полосе); N_{LTA} – полуширина окна LTA; N_{STA} – полуширина окна STA в отсчетах. Моменты времени, в которые отношение SNR достигает локального максимума, причем этот максимум больше некоторого порога, считаются срабатываниями детектора.

Для детектирования ударных волн выбираются полуширины окон LTA – (1 – 2) сек и STA – (0.1 – 0.2) сек. Первичное детектирование проводится по записи одного из выбранных каналов (предварительно отфильтрованной в полосе 5 – 50 Гц). Для того, чтобы проверить достоверность срабатывания, а также вычислить азимут и кажущуюся скорость сигнала, используется кросс-корреляция каналов. Поскольку каналов немного, а возможные значения временных сдвигов сигналов между каналами ограничены величиной $\Delta t = D_{max}/V_{min}$, где D_{max} – максимальное расстояние между микрофонами, а V_{min} – минимальная скорость звука (в нашем случае $\Delta t \approx 200 \text{ м}/300 \text{ м/сек} = 0.67 \text{ сек}$), кросс-корреляции определяются прямым перебором сдвигов между каналами с шагом в 1 отсчет.

4. ЛОКАЦИЯ ФРАГМЕНТОВ ПО ИНФРАЗВУКОВЫМ СИГНАЛАМ

Объект, движущийся в атмосфере со сверхзвуковой скоростью, порождает ударную волну. Как известно, ударные волны распространяются со скоростями, превышающими скорость звука, однако со временем они вырождаются в звуковые. Проведенные оценки показали, что это происходит достаточно быстро (первые секунды), поэтому все дальнейшее рассмотрение проведено в приближении звуковых волн и лучевой акустики.

В этом приближении можно считать, что при движении через атмосферу со сверхзвуковой скоростью объект порождает звуковую волну в каждой точке своей траектории. Система этих звуковых волн в результате интерференции, в соответствии с принципом Гюйгенса, образует так называемый конус Маха [1]. Естественно, при движении объекта по криволинейной траектории и с меняющейся скоростью форма поверхности, аналогичной конусу Маха,

будет более сложной. Если рассматривать неподвижный приёмник (в нашем случае – инфразвуковую группу) и движущийся мимо него со сверхзвуковой скоростью объект, то на его траектории найдется такой участок, со всех точек которого звук придет в точку приема практически одновременно (рисунок 5).

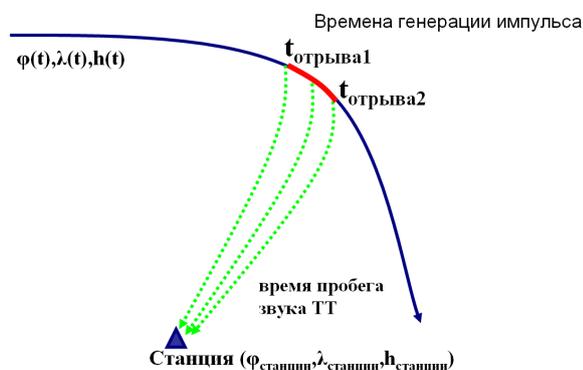


Рисунок 5. Модель генерация инфразвукового сигнала на станции

Введем обозначения: φ – широта, λ – долгота, h – высота точки над поверхностью Земли. Траекторию движения некоего объекта будем обозначать как тройку $\{\varphi(t), \lambda(t), h(t)\}$, t – время. Обозначим время пробега звука из точки $(\varphi_1, \lambda_1, h_1)$ в точку $(\varphi_2, \lambda_2, h_2)$ как $ТТ(\varphi_1, \lambda_1, h_1, \varphi_2, \lambda_2, h_2)$. Тогда звук, порожденный в точке траектории в момент времени $t_{отрыва}$, дойдет до станции в момент времени $t_{прихода}(t_{отрыва})$:

$$t_{прихода}(t_{отрыва}) = t_{отрыва} + ТТ(\varphi_{станция}, \lambda_{станция}, h_{станция}, \varphi(t_{отрыва}), \lambda(t_{отрыва}), h(t_{отрыва}))$$

Время прихода самого первого звука на станцию:

$$t_0 = \min_{t_{отрыва}} (t_{отрыва} + ТТ(\varphi_{станция}, \lambda_{станция}, h_{станция}, \varphi(t_{отрыва}), \lambda(t_{отрыва}), h(t_{отрыва}))) \quad (1)$$

Интервал времен отрыва может быть оценен из соотношения

$$|t_{прихода}(t_{отрыва}) - t_0| < \delta,$$

где δ – некая характерная длительность импульса, например, 0.1 сек.

Таким образом, если известны траектория движения объекта и времена пробега звука между точками, можно рассчитать время прихода звукового импульса на станцию, а также азимут (точнее, интервал азимутов) этого подхода и оценить угол подхода и, следовательно, кажущуюся скорость.

Для локации мест падения фрагментов использован метод подбора. Первоначально рассчитывается большой набор траекторий, которые могут реализоваться (трубка траекторий). Для каждой из них вычисляются теоретические времена, азимуты и кажущиеся скорости приходов инфразвуковых импуль-

сов на станции (группы). Рассчитанные параметры сравниваются с экспериментальными, т.е. зарегистрированными во время пуска ракеты. В случае совпадения (или достаточной близости) считается, что реализовалась данная траектория, а точка ее пересечения с поверхностью Земли является местом падения фрагмента. Аналогичная оценка может быть проведена для экспериментальных и теоретических амплитуд сигналов. Рассмотрение этого вопроса выходит за рамки данной статьи.

Для реализации предложенного подхода к локации мест падения фрагментов потребовалось: 1) смоделировать распад аппарата; 2) смоделировать движение фрагментов в атмосфере; 3) смоделировать распространение звука в атмосфере; 4) выработать корректную процедуру сравнения экспериментальных и теоретических параметров.

4.1. Моделирование распада аппарата и движения фрагментов в атмосфере

Движение объекта в атмосфере Земли определяется уравнением

$$\vec{a} = \vec{g} + \vec{a}_{Кориолиса} - \rho(\vec{v} - \vec{v}_{ветра})|\vec{v} - \vec{v}_{ветра}|SC_x(m), \quad (2)$$

где: ρ – плотность атмосферы, a – ускорение, v – скорость, m – скорость в Махах, S – баллистический коэффициент, зависящий от формы объекта; $C_x(m)$ – аэродинамическое сопротивление ($C_x(m)$ слабо зависят от формы движущегося объекта. Типовые виды зависимости приведены в работе [2]. Для многих объектов C_x очень похожи).

Варьируя начальные условия – векторы координат и скоростей в начальный момент времени, а также аэродинамические сопротивления и баллистический коэффициент, интегрируя уравнение (2) можно получить в принципе реализуемые траектории движения объекта (при условии, что характеристики объекта во время движения не меняются, что, в общем случае, верно далеко не всегда). Авторами реализован механизм генерации вариантов начальных условий (модель распада ступени в плотных слоях атмосферы), согласованный с баллистиками ГКНПЦ им. Хруничева. Этот механизм заключается в следующем. До некоторой начальной высоты H_0 или до некоторого начального времени T_0 ступень движется целиком. Траектория движения считается известной и предоставляется Центром. По достижении высоты H_0 или момента времени T_0 ступень разрушается – координаты и скорости в этот момент являются начальными условиями для летящих дальше фрагментов. К скоростям может быть добавлен произвольный добавочный вектор \vec{v}_{extra} , моделирующий взрывное воздействие в момент разрушения. К координатам – сдвиг, то есть, добавочный вектор $\vec{R}_{extra} = l \cdot \vec{E}$, где: \vec{E} – единичный вектор в направлении движения, касательный дневной поверхности, l – длина сдвига. Этот сдвиг моделирует возможную

ошибку в расчете исходной траектории. В момент разрушения тело перестает двигаться как единое целое и разваливается на фрагменты, каждый из которых имеет свой баллистический коэффициент S . Поэтому при генерации трубки траекторий перебираются реалистические значения S в заданном интервале (рисунок 6). Распад ступеней может происходить на различных высотах и в разные моменты времени, поэтому параметры H_0 и T_0 также варьируются при генерации трубки траекторий.

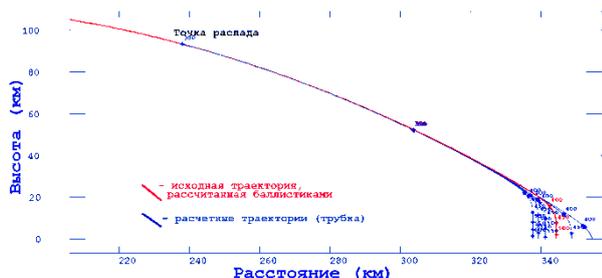


Рисунок 6. Генерация трубки траекторий. Красная линия – исходная траектория. Синие – траектории фрагментов с различными значениями баллистического коэффициента S . Моделирование распада аппарата на 300-й секунде полета (параметр T_0)

4.2. Моделирование распространения звуковых волн в атмосфере

Для оценки времени прихода звуковой волны с траектории пролета фрагмента согласно (1) необходимо вычислить время пробега звука от источника до приемника $TT(\varphi_1, \lambda_1, h_1, \varphi_2, \lambda_2, h_2)$. Принимаются условия, что температура, плотность и скорость ветра в районе падения зависят только от высоты, ветер – горизонтальный, а высота приемника – мала по сравнению с высотой источника ($h_2 \ll h_1$). В таком приближении время пробега зависит только от азимута из источника на приемник, расстояние между ними и разность высот, то есть: $TT(\varphi_1, \lambda_1, h_1, \varphi_2, \lambda_2, h_2) \approx TT(\text{dist}(\varphi_1, \lambda_1, \varphi_2, \lambda_2), \alpha, h_1 - h_2)$, где dist – расстояние между проекциями точек на поверхность Земли, α – азимут из источника на приемник. Расчет функции $TT(d, \alpha, h)$ может быть произведен в приближении лучевой акустики методом трассировки лучей (raytracing) [1]. Он сводится к решению системы дифференциальных уравнений:

$$\begin{cases} \frac{d\vec{r}}{dt} = c \cdot \vec{n} + \vec{u} \\ \frac{d\vec{n}}{dt} = (\vec{n}, \nabla V) \cdot \vec{n} - \nabla V \\ V = c + (\vec{n}, \vec{u}) \end{cases}$$

где: r – радиус-вектор точки на луче, n – нормаль к фронту волны, c – скорость звука, u – скорость ветра

Для расчета движения фрагмента через атмосферу необходимо знать плотность атмосферы и ветер, а для трассировки распространения звука – температуру и ветер. Часть этой информации может быть получена из результатов зондирования атмосферы,

остальная – по данным распространенных моделей атмосферы. В качестве основной модели может быть использована американская стандартная атмосфера 1976 г. издания (U.S. Standard Atmosphere, 1976) [4]. Из данной модели берется плотность и температура (при отсутствии других данных). Для получения температурных профилей может быть использована также глобальная эмпирическая модель атмосферы NRL-MSISE-00 [5], а для скоростей ветра – модель горизонтального ветра HWM-93 [6].

4.3. Сравнение экспериментальных и теоретических (модельных) приходов волн на станции

Алгоритм сравнения пары приходов сигналов на одну станцию – экспериментального (замеренного, $p_{\text{экс}}$) и теоретического (рассчитанного по одной из траекторий трубки, $p_{\text{теор}}$) может быть описан следующим образом. Пусть $p_{\text{экс}} = (t_1, \alpha_1, v_1)$ – время, азимут и кажущаяся скорость экспериментального прихода, $p_{\text{теор}} = (t_2, \alpha_2, v_2)$ – те же параметры теоретического прихода. Для сравнения выработана функция $R(p_{\text{экс}}, p_{\text{теор}}) = R(t_1, \alpha_1, v_1, t_2, \alpha_2, v_2)$, которая в случае принципиальной разницы параметров обращается в 0, а в случае идентичности параметров – в 1. Проводится оценка трех параметров:

1) расхождение времени:

$$r_1 = \begin{cases} 0, & |t_1 - t_2| > \Delta t_{\text{max}} \\ 1 - \frac{|t_1 - t_2|}{4\Delta t_{\text{max}}}, & \text{иначе} \end{cases}$$

Здесь Δt_{max} – максимальное расхождение между экспериментальным и теоретическим приходами по времени (обычно задается 10 сек).

2) расхождение кажущейся скорости:

$$r_2 = \begin{cases} v_1 / v_2, & v_2 > v_1 \\ v_2 / v_1, & v_1 > v_2 \end{cases}$$

3) расхождение азимута:

$$r_3 = \begin{cases} 0, & |\alpha_1 - \alpha_2| > 3\Delta\alpha_{\text{max}}(v_1) \\ 1 - \frac{|\alpha_1 - \alpha_2|}{3\Delta\alpha_{\text{max}}(v_1)}, & \text{иначе} \end{cases}$$

Здесь $\Delta\alpha_{\text{max}}(v)$ – эмпирическая функция, задающая связь максимальной ошибки определения азимута с кажущейся скоростью. Чем больше кажущаяся скорость (и, тем самым, угол подхода волны к дневной поверхности), тем меньше разница времен приходов волны на датчики инфразвуковой группы и, тем самым, выше ошибка в оценке азимута. Данная функция получена с помощью моделирования ошибок определения азимута методом Монте-Карло.

Итоговый рейтинг (мера сходства) приходов определяется как

$$R(p_{\text{экс}}, p_{\text{теор}}) = \frac{W_t \cdot r_1 + W_\alpha \cdot r_2 \cdot r_3}{W_t + W_\alpha},$$

где: W_t – вес учета времени, W_α – вес учета азимута. Эти веса принимают значение 1, если учет соответствующего параметра включен и 0 – если он не включен.

Процедура оценки рейтинга одной из траекторий трубки состоит в следующем. Определяется расчетное время $t_{s,расчет}$ прихода сигнала с этой траектории на станцию s (r_s). Выбираются все экспериментальные приходы сигнала с траектории на эту же станцию, такие, чтобы $|t_{s,расчет} - t_i| < \Delta t_{max}$, где t_i – время экспериментального прихода. Создается множество P_s возможных приходов сигнала на станцию s , включающее все выбранные экспериментальные приходы сигнала плюс пустой приход (т.е., отсутствие прихода сигнала на данную станцию). Создается **вариант** множества экспериментальных приходов на все станции (N) – $V = \{p_1, p_2, \dots, p_N\}$, таких, чтобы $p_1 \in P_1, p_2 \in P_2 \dots p_N \in P_N$, выбранных для данной траектории. В это множество для некоторых станций могут входить и пустые приходы. Каждый вариант характеризуется набором экспериментальных амплитуд $\{A\}$. Набор теоретических амплитуд $\{T\}$ вычисляется для траектории в целом и не зависит от рассматриваемого варианта.

Оценкой варианта считается величина:

$$R(V) = R_A(\{A\}, \{T\}) \cdot \prod_s R(p_s, r_s).$$

Здесь R_A – амплитудная оценка.

Таким образом, рейтинг варианта – это оценка сходства набора экспериментальных амплитуд данного варианта с теоретическими, умноженная на оценку сходства всех экспериментальных приходов варианта с теоретическими. Если в варианте некий экспериментальный приход оказывается пустым, для оценки его рейтинга берется некоторое «фоновое» значение. За окончательный рейтинг траектории выбирается максимум из оценок всех возможных вариантов $R(V)$. При оценке всех траекторий выбирается трасса с максимальным значением рейтинга, экспериментальные приходы, ассоциированные с ней, удаляются из списка, затем процедура повторяется, т.е., ведется поиск траектории с максимальным рейтингом до тех пор, пока экспериментальные приходы не будут исчерпаны.

5. ПРОГРАММНЫЙ КОМПЛЕКС ИНФРАЗВУКОВОЙ ЛОКАЦИИ

Для реализации описанных выше алгоритмов инфразвуковой локации в КФ ГС РАН разработан программный комплекс (рисунок 7). Он включает в себя программы подготовки атмосферных данных, обнаружения импульсных инфразвуковых сигналов и подбора по ним реалистических траекторий. Вызов конкретных программ обработки производится с помощью программ-интеграторов, упрощающих обмен данными между программами и выдающих результаты в виде, удобном для конечного пользовате-

ля. Каждая программа комплекса может запускаться и автономно.



Рисунок 7. Структура программного комплекса инфразвуковой локации

Важной частью комплекса является программа МА подготовки атмосферных данных (так называемых «пакетов атмосферы») - набора атмосферных данных, необходимых для работы программ локации. В него входят профили температуры и ветра, а также таблица времен пробега звуковой волны с разных высот на разные расстояния ТТ(d, α , h).

Программа МА позволяет пользователю скомбинировать профили температуры и ветра из данных атмосферных зондирований (если таковые имеются), из данных эмпирических моделей атмосферы NRL-MSISE-00 и HWM-93 для конкретного времени и места и из данных стандартной атмосферы. По этим профилям строится таблица времен пробега звуковой волны. МА является интегратором для вызовов внешних программ – моделей атмосферы, - и расчетов таблиц времен пробега звуковых волн. Она позволяет вести список пакетов атмосферных данных, который становится доступным собственно программам локации.

Ядром комплекса является программа IPL – интегратор программ локации. Она обеспечивает интерфейс пользователя с прочими программами, обмен данными между ними и визуализацию результатов. На вход программы IPL поступают следующие данные: записи инфразвуковых групп, теоретическая траектория падения ступени и пакет атмосферных данных. Пользователь выбирает варианты (протоколы) обработки из числа предусмотренных в IPL. На первом этапе обработки IPL запускает программу детектирования импульсных сигналов ImpDet. В нее передаются исходные записи инфразвуковых групп. ImpDet автоматически находит короткие импульсные сигналы и определяет их параметры (время, азимут, кажущуюся скорость, амплитуду), используя алгоритм, рассмотренный в п. 4.3. Результат детектирования предьявляется пользователю для коррекции. В диалоговом режиме пользователь может убрать лишние (ложные) срабатывания детекто-

ра и добавить импульсы, которые детектор по каким-либо причинам пропустил. При завершении работы интегратор IPL вызывает программу собственно локации (точнее, подбора реалистических траекторий) СТ. В нее передаются списки обнаруженных программой ImpDet импульсов, а также теоретическая траектория и пакет параметров атмосферы. Программа СТ производит моделирование распада аппарата, как описано в п.4.1. Согласно выбранному пользователем протоколу расчета генерируется трубка траекторий. Для каждой траектории из трубки рассчитываются теоретические времена и амплитуды приходов инфразвуковых импульсов на станции. Они сравниваются с экспериментальными и каждой траектории приписывается рейтинг – оценка того, что по данной траектории двигался объект. Выбираются наилучшие (имеющие наивысшие рейтинги) траектории. Координаты точек их пересечения с поверхностью Земли выдаются в файл результатов как предполагаемые места падения фрагментов ракет-носителей. Программа-интегратор IPL, дождавшись окончания работы СТ, читает ее результаты, предъявляет их пользователю в удобном формате и отображает с помощью картографической системы.

6. ПРИМЕРЫ РЕГИСТРАЦИИ РЕАЛЬНЫХ ПУСКОВ И ЛОКАЦИИ ФРАГМЕНТОВ

Оценивать результаты инфразвуковой локации проще на примерах падения первых ступеней. Как было сказано выше, в этих случаях падает относительно небольшое число крупных фрагментов, а на записях инфразвуковых групп четко видны мощные импульсы, каждый из которых соответствует одному из фрагментов. Кроме того, эти фрагменты почти всегда могут быть обнаружены, особенно в степях Казахстана, что позволяет использовать реальные данные для оценки точности разрабатываемых технологий локации.

В качестве примера «полной» локации, т.е., локации по записям импульсов, для которых определены времена приходов на инфразвуковые группы, азимуты и амплитуды, ниже приведен пример пуска ракеты-носителя «Союз», состоявшегося 31.10.2012 с космодрома Байконур. В районе падения первой ступени были обнаружены и замерены координаты 4-х крупных фрагментов. Инфразвуковые сигналы регистрировались четырьмя группами (рисунок 8).

Кроме того, для данного района и времени запуска были известны результаты зондирования атмосферы до высоты 22 км - профили температуры и ветра. Было проверено несколько вариантов локации - по модели стандартной атмосферы и с использованием данных зондирования (результаты зондирования были объединены с модельными значениями температуры и ветра на высотах более 22 км, и по полученным профилям была рассчитана таблица времен пробега звуковых волн). Результаты обработки данных представлены на рисунке 8.

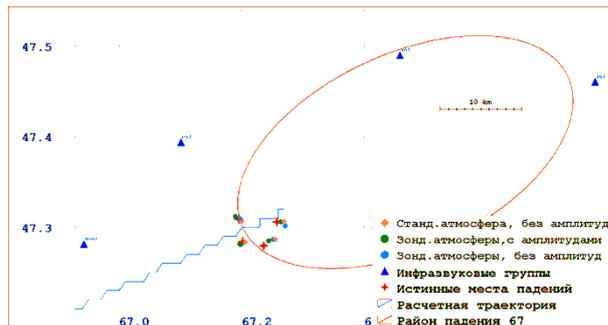


Рисунок 8. Результаты инфразвуковой локации фрагментов 1 ступени ракеты-носителя «Союз». Казахстан, 31.10.2012.

Все варианты локации дали приемлемую точность. Немного лучше других оказалась локация с учетом зондирования атмосферы и амплитуд сигналов – в этом случае ошибки для всех четырех упавших фрагментов оказались меньше 1 км. Оценить точность локации фрагментов вторых ступеней значительно сложнее. Большинство небольших по размеру обломков не обнаруживаются вовсе. Отдельные фрагменты находятся поисковыми группами или местными жителями намного позже пуска. В подразделении ГКНПЦ им.Хруничева, занимающемся поиском, ведется база данных найденных фрагментов. На рисунке 9 приведена карта, содержащая сравнение результатов инфразвуковой локации с реальными координатами. Карта построена для района Телецкого озера (Республика Алтай) и падений вторых ступеней ракет-носителей «Протон», зарегистрированных полевыми экспедициями в 2009 и 2011 - 2012 гг.

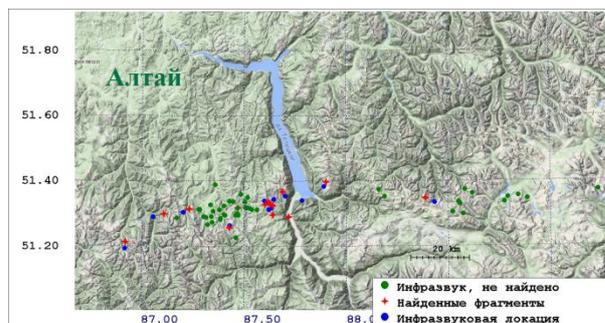


Рисунок 9. Сравнение результатов инфразвуковой локации фрагментов вторых ступеней ракет-носителей «Протон» и реально найденных фрагментов. По данным ГКНПЦ им. Хруничева

Во многих случаях расстояние между точками локации и находками невелико – 1 - 3 км. Однако есть довольно много точек локации, для которых не найдено реальных соответствий. Это не обязательно означает, что вблизи этих точек нет фрагментов. Возможно, они не были найдены в условиях сложной местности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан метод инфразвуковой локации падающих фрагментов ракет-носителей, дающий приемлемую погрешность оценки координат (в радиусе 1 - 3 км). Необходимым для использования метода является знание траектории движения ракеты-носителя перед распадом, по которой можно вычислить на-

чальные условия для генерации трубки траекторий фрагментов.

Разработана аппаратура для измерения инфразвуковых сигналов, порождаемых падающими фрагментами, а также программный комплекс для обработки этих сигналов и локации объектов. Технология испытана на ряде пусков ракет-носителей с космодромов Байконур и Плесецк.

ЛИТЕРАТУРА

1. Конус Маха. Материал из свободной энциклопедии Википедия [Электронный ресурс]. URL: http://ru.wikipedia.org/wiki/Конус_Маха (дата обращения 21.01.2015).
2. McCoy, R.L. "MC drag" – a computer program for estimating the drag coefficients of projectiles / R.L.McCoy // US Army Armament Research and Development Command. Ballistic Research Laboratory, 1981.
3. Garces, M.A. Travel times for infrasonic waves propagating in a stratified atmosphere / M.A.Garces, R.A.Hansen, K.G.Lindquist // Geophys. J. Int., 1988. - V. 135. - P. 255 - 263.
4. U.S. Standard Atmosphere, 1976 // U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1976.
5. Picone, J.M. NRL-MSISE-00 Empirical Model of the Atmosphere: Statistical Comparisons and Scientific Issues / J.M. Picone, A.E. Hedin, D.P. Drob, A.C. Aikin // J. Geophys. Res., 2002 - V.107 - Issue A12 - P. SIA 15-1–SIA 15 - 16.
6. Hedin, A.E. Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere / A.E. Hedin, E.L. Fleming, A.H. Manson, F.J. Schmidlin, S.K. Avery, R.R. Clark, S.J. Franke, G.J. Fraser, T. Tsuda, F. Vial, R.A. Vincent // J. Atmos. Terr. Phys. 1996, - V. 58. - P. 1421 - 1447.

ТАСУШЫ РАКЕТАЛАРДЫҢ ФРАГМЕНТТЕРІН ИНФРАДЫБЫСТЫҚ ӘДІСІМЕН ІЗДЕУ

¹⁾ Асминг В.Э., ¹⁾ Виноградов Ю.А., ¹⁾ Воронин А.П., ¹⁾ Федоров А.В., ²⁾ Чигрев Е.Н., ³⁾ Роскин О.К.

¹⁾ *РФА Геофизикалық қызметінің Кола филиалы, Апатит, Ресей*

²⁾ *РФА А.А. Дородницын атындағы есептеу орталығы, Мәскеу, Ресей*

³⁾ *М.В. Хруничев атындағы Мемлекеттік ғарыштық ғылыми-өндірістік орталығы, Мәскеу, Ресей*

Тасушы ракеталардың пайдаланылған сатылары, атмосфераның тығыз қабаттарында ыдырап кетіп Жерге қайтады. Дыбыстан асқын жылдамдықпен жылжуында сатылардың фрагменттері соққы толқын тудырады. Тиісті импульстік сигналдар (қысымның секірісі) инфрадыбыстық топтарымен тіркеледі, олар үшін жету уақыты, көздеріне азимуттары және көрінетін жылдамдықтары анықталады. Сол траектория бойынша жылжуында инфрадыбыстық топтарына өлшенгендеріне ең ұқсас сигналдар келуі мүмкін реалистік траекториялары таңдалынады. Траекториялардың соңғы нүктелері фрагменттер құлаған жерлері болып саналады. Реалистік траекториялардың түтіктері туындау, олар бойынша жылжыйтын сигналдардың параметрлерін есептеу, теоретикалық және эксперименталды параметрлерін салыстыру алгоритмдері қарастырылған. Инфрадыбыстық сигналдарды тіркеу үшін жасалған аппаратурасын және оларды өңдеу мен фрагменттерді жергіліктеу үшін программалық кешенін сипаттауы келтіріледі. Жасалған технологияның жұмысқа қабілеттілігі Байқоңыр ғарышжайынан тасушы ракеталарды жіберу кезінде сынауымен расталған.

SEARCHING CARRIER ROCKET FRAGMENTS USING INFRASOUND

¹⁾ V. Asming, ¹⁾ Yu. Vinogradov, ¹⁾ A. Voronin, ¹⁾ A. Fedorov, ²⁾ E. Chigirev, ³⁾ O. Roskin

¹⁾ *Kola branch of Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia*

²⁾ *Institution of Russian Academy of Sciences Dorodnicyn Computing Centre of RAS, Moscow, Russia*

³⁾ *Khrunichev State Research and Production Space Center, Moscow, Russia*

Used stages of carrier rockets return to Earth. They disintegrate in the dense atmosphere. Moving with supersonic speeds the stage fragments produce shock waves. The waves (pressure jumps) are registered by infrasonic arrays (set of spaced microphones) and arrival times, back azimuths and apparent velocities are computed. Realistic trajectories are fitted which generate signals similar to the measured ones. Their end points are considered to be locations of fallen fragments. Algorithms of generating tubes of possible trajectories, computing parameters of signals from objects moving along them and comparing experimental and theoretical parameters are described. The hardware developed for infrasonic signals detection and software package for data processing and fragment location are considered. The efficiency of this technology is confirmed by tests for several real launches of spacecrafts from the Baikonur cosmodrome.

УДК 621.039.9

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

N.N. Veniaminov

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

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

Contemporary Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) foresees the creation of International Monitoring System (IMS) using four methods of monitoring: seismological, radionuclide, hydro-acoustic and infrasound. Russian segment of IMS is presented by observation stations that function under the management of Special Control Service (SCS) of the Ministry of Defense of Russia [1]. The Treaty contains concretely named radionuclide stations in Kirov, Norilsk, Peleduy, Bilibino, Ussuriysk, Zalesovo, Petropavlovsk-Kamchatskiy and Dubna.

Radiation control of the atmospheric environment includes the sampling of aerosols for a special filter-material, briquettes making and their analysis by high-resolution gamma-spectrometry method directly at the station. IMS foresees just this method since it does not require cumbersome sample preparation and differs by its simplicity of measuring as well as allows operative analysis of the samples selected in everyday mode. The productivity of filtered unit is known, so it is easy to calculate voluminous concentrations of isotopes in the atmosphere. The obtained results (in Bq/m^3) are transferred to the IMS official data bank and research samples are taken for the storage in Vienna, International Data Center, from which they can be officially requested by CTBT States Parties for a more detailed research in national laboratories. There is an opportunity, which has been used in the given case, to research those aerosol samples that SCS specialists take in parallel at the same geographical places as samples-witnesses. The sampling is made using the home FPA filter-material (filter by Petryanov, Acetyl-cellulose), which can be put under ignition in the muffle furnace ($\sim 600\text{ }^\circ\text{C}$) to obtain compact samples that are analyzed with the help of both front gamma-detectors as well as more sensitive detectors of "well" type. Ash residues of the samples are the research objects in the presented paper.

Fukushima-1 NNP on-site accident took place on March 11, 2011, and on March 17, the radioactive cloud reached Petropavlovsk-Kamchatskiy. According to gamma-spectrometry, aerosol sample contained, from one side, volatile isotopes and those nuclides that have volatile predecessors in isobar decay chains [2]: ^{131}I , ^{132}I , ^{133}I , ^{137}Cs , ^{140}La . A large-scale destruction of the reactor is not necessary for them to leak into the atmosphere, they may leave an active zone via micro-fractures

in the construction as well. However, those nuclides have also been found that do not have volatile predecessors, as well as the activation products (underlined): ^{24}Na , $^{99\text{m}}\text{Tc}$, $^{110\text{m}}\text{Ag}$, ^{129}Te , $^{129\text{m}}\text{Te}$, ^{132}Te , ^{134}Cs , ^{136}Cs . If the ratio of ^{134}Cs and ^{137}Cs activities is more than 0,01, then it is customary to conclude that the radioactivity occurred not as a result of a nuclear explosion where there is no time for accumulation of ^{133}Cs (^{134}Cs is formed from it), but is of "reactor" origin; this parameter reached $\sim 0,7$ in the sample.

It is logical to ask whether the on-site accident was followed by the discharge of solid substance or radioisotopes of the second group arrived into the environment by the same leakage channels that were used by volatile products. Theoretically, it is possible in case of fuel assemblages' melting, considering physical and chemical properties of zirconium, that goes for the preparation of nuclear fuel elements' covers, and oxides of the enumerated elements [3] (table 1). To answer this question, one should experimentally establish the nature of distribution of the admixtures in aerosol particles. In the first case (discharge of a solid substance), they should be present in the volume of particles (*primary aerosols*), whereas in the second case (product carrying out with gaseous phase) – on their surface (*secondary aerosols*).

It is impossible to solve the dilemma by gross analysis method, secondary ion mass-spectrometry (SIMS) is ideal for this purpose, because it is based on layered ion sputtering of the solid material surface. Varying the erosion rate, it is possible to study elemental composition of the layers that differ by the occurrence depth, among them, – to analyze the outer mono-layer as well. The tracer, undoubtedly, should be ^{238}U isotope, which by its mass is the base of nuclear fuel for energetic reactors. It is multiple by orders in the fusion than any of the radionuclide enumerated [4], uranium dioxide itself being also quite volatile. In case of implementation of the first scenario, particles of its high voluminous concentration must be present in aerosol. In total, SIMS has been used to research more than twenty samples selected in Russian posts of observation before and after the on-site accident; however, the paper presents the most showy results on two samples from Petropavlovsk-Kamchatskiy with the sampling dates 17.03.11 (sample No.1) and 21.02.11 (sample No.2).

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

To make preparations for analysis, a small part of ash residue was placed into a test tube with acetone and then the liquid with weighed particles was deposited by drops onto the graphite substrate of 10 mm diameter, which was glued with silver-containing composition to the standard sample holder of “Microlab” unit. The binding substance was not added; the particles were held well without it on the surface of the substrate after

acetone evaporation. The procedure was repeated until visible particle accumulations occurred on the graphite as white spots (ash residue does not contain organic material, the presence of which could lead to the charge of the surface under the ion beam, that is why effective stream of the charge to the transmitting substrate is guaranteed even in the case if particles are located close to each other).

Table 1. Nuclides’ content in nuclear fuel and physical-chemical properties of the elements and their oxides

Nuclide	Content in SNF, g/t	Physical-chemical properties of elements and their oxides	Elements – predecessors in decay chains
Zr natural	—	Goes for preparation of covers for nuclear fuel elements Zr-metal: m.p. = 1852 °C, b.p. = 3580 – 3700 °C	—
⁹⁵ Zr	97	ZrO ₂ : m.p. = 2900 °C, b.p. = 4300 °C	Kr (0,4 c), Rb, Sr, Y
²⁴ Na	?	Na-metal: m.p. = 98°, b.p. = 883° Na ₂ O: m.p. = 920°, b.p. = 1350°	—
^{99m} Tc	0,38	Tc-metal: m.p. = 2140° Tc ₂ O ₇ : m.p. = 119,5°, b.p. = 311°	Zr, Nb, Mo
^{110m} Ag	0,44	Ag-metal: m.p. = 960°, b.p. = 2212° Ag ₂ O decays above 200°	Pd
^{129m} Te	2,3	Te-element: m.p. = 450°, b.p. = 990° TeO ₂ : m.p. = 733°, b.p. = 1260°	Sb
¹³⁴ Cs	74	Cs-metal: m.p. = 28,5°, b.p. = 705°	—
¹³⁶ Cs	0,45	Cesium oxides — ?	—
²³⁸ U	9,4·10 ⁵	U-metal: m.p. = 1130°, b.p. = 3813° UO ₂ evaporates without decomposition above 1400°	—

Note: content of nuclides in SNF (column 2) is calculated as per activity of the fission products in cassette with 4,4% enrichment for WWER-1000 reactor; for uranium – data on concentrations of main long-lasting actinides in the same cassette [4].

The measurements have been made at “Microlab” unit (VG Scientific, Great Britain), which was used earlier for determination of isotope composition of uranium in model particles of its oxides [5], in particles presented in real samples from plants with nuclear fuel cycle [6 – 10] and in massive samples from the material of the core of an armor-piercing projectile, used by NATO in Yugoslavia [11]. The instrument is equipped with gallium liquid metal gun (ion energy up to 10keV), argon gun (5 keV) and quadrupole mass-spectrometer with proportional resolution on mass scale from 1 to 800 a.m.u. (atomic mass unit). The secondary electron multiplier of a channel type serves as the detector of secondary ions. Detailed description of technical possibilities of the unit is given in [5, 12].

The scheme of the experiment is shown in figure 1. Analyzed surface is scanned by the beam of primary ions synchronically with kinescope beam, the brightness of which is modulated by the secondary electron yield from the sample. As a result, the area of the surface being sputtered is displayed on the monitor’s screen. The size of the primary ions raster may be discretely changed in accordance with magnifications of nominal values 2x, 5x, 10x, etc., up to 500x, and beam current may be varied within the range from units of nA up to 150 – 200 nA for gallium gun and up to ~500 nA – for argon one. Thus, the sample etching rate can be set in very wide range, including a so called static mode, when only the surface mono-layer undergoes erosion during the entire time of the experiment.

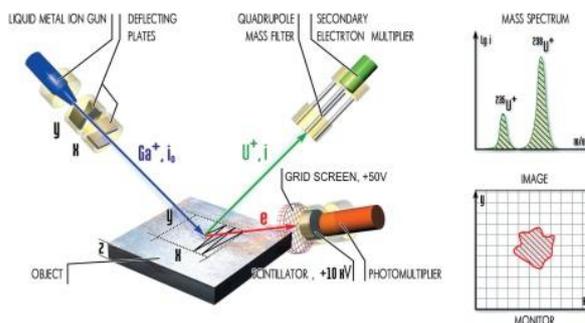


Figure 1. Scheme of “Microlab” unit working in the ion microprobe mode

To search individual particles with uranium, only gallium liquid metal gun can be used, as it allows to create well-focused ion beams providing high (~1mkm) lateral resolution. Mass-spectrometer is set for the mass of 254 and the output of UO⁺ secondary ions is controlled with the help of arrow instrument which has scale limits from 10 pulses/sec up to 3·10⁶ pulses/sec. The primary ions current, that falls on a separate particle, is proportional to the share of the square, that it occupies within the entire radiated surface site; that is why, the smaller is the raster that “covers” the particle, the higher is the rate of secondary ions account. Moving the raster along the surface and consequently squeezing it, one can precisely locate the place of the searched object, which sometimes can not be seen on the screen in case of its very small size. After the particle has been found, its aimed sputtering with maximum magnification is produced and at this time the mass-spectrum is

being formed in the mode of fast (10 sec) repeating scans in the range of 230 – 240 a.m.u., on which $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ isotope relation is calculated [6].

The search of particles with uranium using the described procedure did not provide any results for either of the samples: it wasn't possible to locate the sites on the substrate, from which the output of secondary ions with mass of 254 would be higher in comparison to the neighboring sites or significant at all. Therefore, sample 1 did not have particles that formed directly from the fusion. Such categorical conclusion is based on the many years' experience of samples analysis from plants with nuclear fuel cycle, when one succeeded, for instance, not only in identifying of sub-micron objects, but even in estimating their isotope composition.

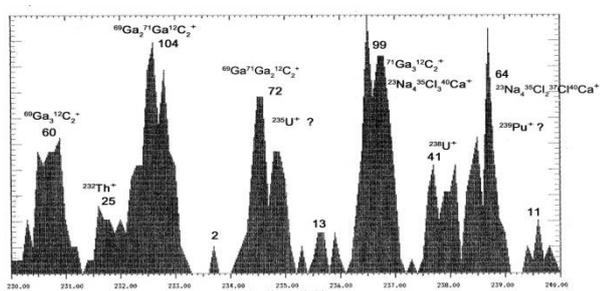


Figure 2. Sample 1. Ga^+ primary ions with 8 keV energy; mass range 230 – 240. Beam current 200 nA; raster square 0,55 mm²; current density at the sample 36 mcA/cm²; etching rate of the surface ~0,2 nm/sec; 55 scans of mass-spectrum with duration of 10 sec; thickness of the layer sputtered under the motionless raster ~110 nm

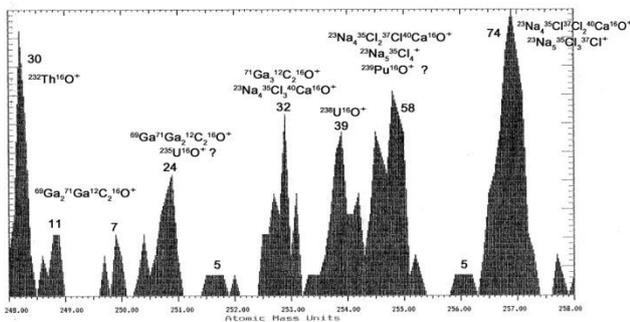


Figure 3. Sample 1. Ga^+ primary ions with 8 keV energy; mass range 248 – 258. Beam current 20 nA, raster square 0,14 mm²; current density at the sample 14 mcA/cm²; etching rate of the surface ~0,08 nm/sec; 31 scans of mass-spectrum; thickness of the layer sputtered under the motionless raster ~25 nm

Positive result for sample 1 was obtained only in case if surface layer of the preparation was sputtered by the wide and intense beam of primary ions. This manner can be considered as some analog of bulk analysis, however, not of the joint volume of particles, but of their surface. Figures 2 and 3 show mass-spectra obtained in those ranges of mass where one could expect the occurrence of $^{238}\text{U}^+$ and $^{238}\text{UO}^+$ secondary ions

(above the peaks their squares are shown expressed in pulses).

As it follows from figures 2 and 3, the identification of uranium and plutonium isotopes with the odd masses is impossible due to emission of BaGaO_2^+ , Ga_3C_2^+ , Na_5Cl_4^+ [6], BaGaO_3^+ , $\text{Ga}_3\text{C}_2\text{O}^+$ and $\text{Na}_4\text{Cl}_3\text{Ca}^+$ clusters, but the picture is quite different in the field of even masses: for 232nd, 238th, 248th and 254th peaks a significant excess above the background is observed.

One scan of a mass-spectrum lasts 10 sec, and the erosion rate of the target makes tenths of nano-meter per second [12], that is why during the experiment the substrate, that is under the influence of ion beam, has been continuously moving in order to cover new areas of its surface, that have not been subject to erosion, and by that, static mode of sputtering would be imitated. Without such technology the very first scans of mass-spectrum allow to record pulse groups that are responsible precisely for these masses, but the useful signal falls already at the recording of the second scan, and during the further accumulation of mass-spectrum its excess above the background becomes less and less noticeable and later disappears altogether. All this indicates that atoms of recorded isotopes practically "lie" on the surface of the particles. In this case the application of argon gun is more effective as it allows to form such a one intense but two orders less dense ion beams, providing sputtering mode maximally close to the static one (before each new experiment the preparation was made anew). Figures 4 and 5 show mass-spectra of sample 1 obtained by using the argon gun.

Unlike gallium, argon does not form cluster ions and the peaks are identified univocally. For comparison, figure 6 shows mass-spectrum of sample 2, in which only two first peaks of quintet Na_5Cl_4^+ can be identified, which belong to the cluster series $\text{Na}_n\text{Cl}_{n-1}^+$, characteristic for the samples selected in the vicinity of off-shore zones.

The intensities ratio of 232 and 238 peaks is different than for the 248 and 254 masses in all mass-spectra, therefore, the isotope with mass of 232 is not uranium, but thorium (after identification of thorium peaks in mass-spectra the same procedure had been repeated as for uranium – the searching for particles with thorium as per mass of 248 – but it also did not give results). Similar characteristic ratio of atomic and oxide ion yields for given elements had been obtained in [11], where using SIMS a thorium cover had been discovered on the surface of the core of an armor-piercing projectile from depleted uranium; this cover wasn't detected during bulk chemical analysis.

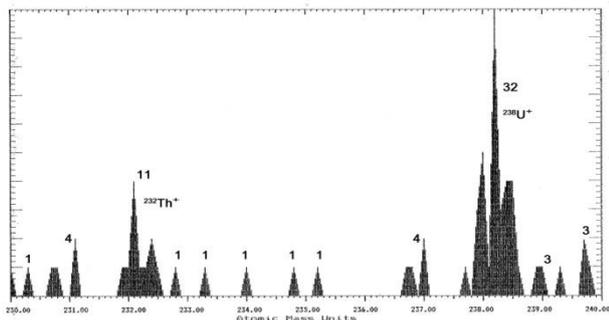


Figure 4. Sample 1. Ar^+ primary ions with 5 keV energy; mass range 230 – 240. Beam current 400 nA; square of the radiated area of the surface $\pi/4 \text{ cm}^2$; current density at the sample $\sim 0,5 \text{ mA/cm}^2$; etching rate of the surface $\sim 10^{-3} \text{ nm/sec}$; 17 scans of mass-spectrum; thickness of the sputtered layer $\sim 0,2 \text{ nm}$

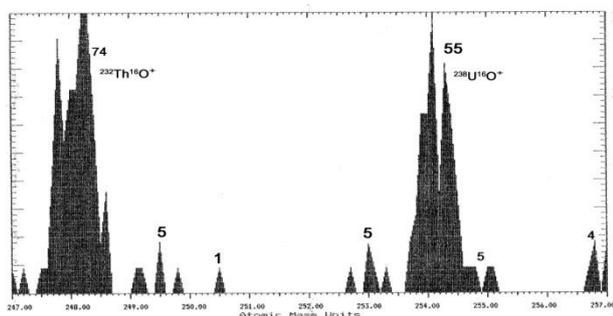


Figure 5. Sample 1. Ar^+ primary ions with 5 keV energy; mass range 247 – 257. Beam current 480 nA; square of the radiated area of the surface $\pi/4 \text{ cm}^2$; current density at the sample $\sim 0,5 \text{ mA/cm}^2$; etching rate of the surface $\sim 10^{-3} \text{ nm/sec}$; 30 scans of mass-spectrum; thickness of the sputtered layer $\sim 0,3 \text{ nm}$

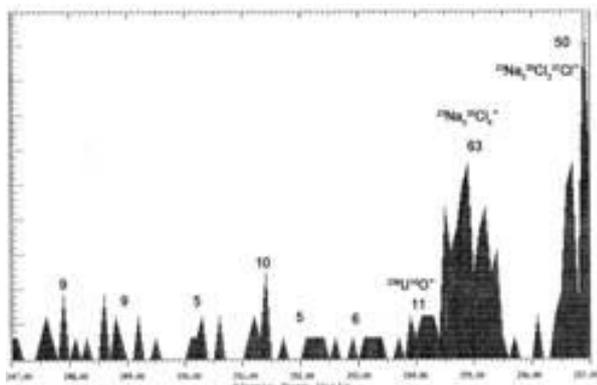


Figure 6. Sample 2. Ar^+ primary ions with 5 keV energy; mass range 247 – 257. Beam current 410 nA; square of the radiated area of the surface $\pi/4 \text{ cm}^2$; current density at the sample $\sim 0,5 \text{ mA/cm}^2$; etching rate of the surface $\sim 10^{-3} \text{ nm/sec}$; 31 scans of mass-spectrum; thickness of the sputtered layer $\sim 0,3 \text{ nm}$

The experiment conducted in April, 2013, should be acknowledged as crucial (figures 7, 8), when one succeeded in measuring the profiles of uranium and thorium concentrations in nano-meter range of sputtered layer thickness.

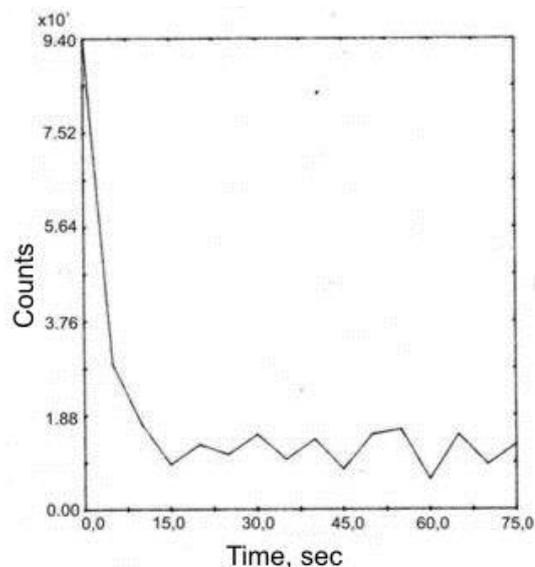


Figure 7. Sample 1. The UO^+ secondary ion yield as depended on time during the preparation's surface sputtering by Ga^+ ions with erosion rate $\sim 0,2 \text{ nm/sec}$

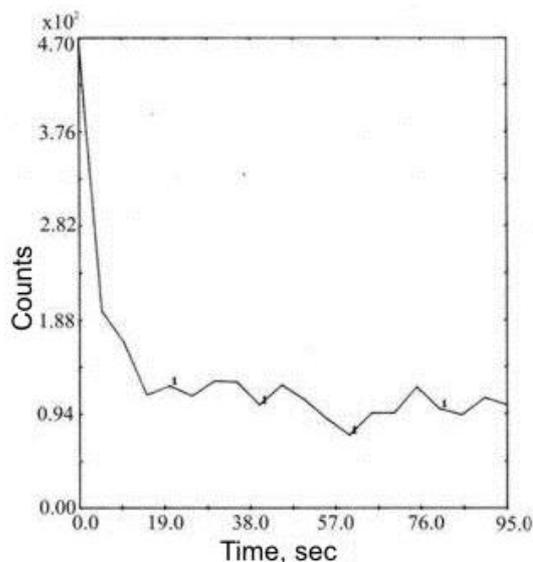


Figure 8. Sample 1. The ThO^+ secondary ion yield as depended on time during the preparation's surface sputtering by Ga^+ ions with erosion rate $\sim 0,2 \text{ nm/sec}$

The graphs are repeated to the details, in both cases approximately in 15 seconds, when the thickness of etched layer composes only 3 nm (!), the signal falls down to the background level. Even in case of ideally flat surface there is plenty of reasons that lead to the "stretching" of profiles [13], that is why the result is all the more convincing that it has been obtained for the surface with developed relief, where the elevation differences exceed this value in multiple. The abovementioned phrase "atoms...practically lie on the surface of the particles" is not a metaphor – the speech is actually about surface mono-layer. Thus, direct evidence is obtained about the fact that both uranium and thorium are of "reactor" origin: they are absorbed from the gaseous

phase, where they could have occurred only as a result of melting of the fuel assemblages, evaporation and subsequent discharge into the atmosphere under a great pressure together with the volatile fission products. There are no such sources of uranium and thorium "spraying" in the nature.

The second sign of nuclides' reactor origin is their concentration on the surface of particles. For the purposes of its assessment the dependency from [14] was used:

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

Here: i_k – is account rate of single-charge positive ions; i_{ok} – primary beam current in the experiment on i_k measurement; c_k – atomic share of the isotope; β_k^+ – ionization coefficient of the given element (share of sputtered atoms that leave the surface as single-charge positive ions). If the current of primary beam is measured in nano-Amperes, then $\text{Const} = 6,24 \cdot 10^9 \cdot sf$, where s – is sputtering coefficient (the average number of sputtered atoms of the target per falling ion), f – passing coefficient (share of secondary ions that reach the detector).

Qualitative analysis by SIMS is based on using the standard samples of composition. If chemical condition of elements in them is the same as in the analyzed object, then one can ignore matrix effects and consider ionization coefficients unchanged. Knowing concentration of isotope in standard sample of c_m , the concentration of the admixture is calculated as follows:

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

where the term in square parentheses is the relation of secondary ions yields per primary beam current unit in the researched (numerator) and standard (denominator) samples.

Metallic uranium, thorium and silicon (main element of matrix), covered with their oxides films, were used as the standard samples of composition. The final result of the research is the following data:

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

Below 11 elements are enumerated in a decreasing manner of the average percentage content in the Earth's crust; these elements, according to data [3], contain more than 99% of its mass (without consideration of hydrogen in the hydrosphere); the rest are present in concentrations on the level of hundredths % (mass) and less: thorium and uranium, respectively, — $8 \cdot 10^{-4}$ and $3 \cdot 10^{-4}$ % (mass.). Parentheses contain atomic concentrations calculated from the mass concentrations and normalized to the unit (atomic shares).

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

These data show that the content of silicon in the sample is approximately the same as the mean one in the Earth's crust, but of uranium and thorium in sputtered surface layer, respectively – 56 and 200 times more. Furthermore, measured concentrations are mean ones for a great number of particles, the majority from which was "clean" before the procedures with the sample. Therefore, those particles which were relevant to the accident, were "spotted" with uranium and thorium even more. There is a third, indirect, sign of the fact that the isotopes are of "reactor" origin: they are found only in the samples, which were collected (in several observation points) after the accident and contained characteristic radionuclides, first of all, — ^{134}Cs .

Considering the obtained data, the main conclusions in part of diagnostics of the accident are as follows.

1. The fuel assemblages have been fused, as evidenced by the presence of hard-volatile radionuclides on the surface of aerosol particles.

2. The construction of the accident reactor has not undergone large destructions, as evidenced by the absence of particles that occurred as a result of melt material' discharge in solid state.

3. The accident at Fukushima-1 NNP, qualified as "beyond-project" as per the fact of fuel assemblages melting, should be regarded as a "project" one as per the mechanism of radionuclides leakage into the outer environment, since the discharge of primary aerosols did not take place. Here, an analogy with camouflage underground nuclear explosions can be seen, when the channels for the pressed outflow of primary aerosols on to the day surface are likewise not forming.

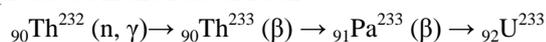
4. The leakage of irradiated fuel was insignificant, because it occurred only via gaseous phase, that predetermined the limited set of radionuclides recorded in the atmosphere, namely, – absence of the isotopes, for evaporation of which the developed temperatures were insufficient (for instance, ^{95}Zr).

5. The combination of procedures based on SIMS has been used for the first time in practice as a distant manner to estimate the condition of active zone and reactor protection' barriers after the accident.

The atomic concentration of thorium on the surface of aerosol particles is higher, and this is an indisputable fact. The thing is that the first ionization potential of thorium (6,95 eV) that determines the likelihood of its secondary ions formation, is the whole 0.87 eV higher than that of uranium (6.08 eV), that is why the coefficient ratio β_U^+ / β_{Th}^+ in formula (1) should be well above unit. Under the model of local thermo-dynamic equilibrium [15] the exponential members in the Saha-Eggert's equation for two components differ by 28 times at the difference in ionization potentials of 0,87 eV and effective electronic temperature of 3000 K ($kT = 0,26$ eV) [12]: $\exp(0,87/0,26) = 28$. If to orient oneself on this figure, the ratio of thorium and uranium concentrations calculated as per mass-spectrum (figure 2) will com-

prise $(25/41) \cdot 28 = 17$. In 2013, the parameter β_U^+/β_{Th}^+ was determined experimentally and turned out to be $17,3 \pm 0,7$ — which corresponds with the concentrations ratio 10,5:1 (row 3).

For more than one decade the perspectives are being discussed of nuclear fuel cycle based on thorium and uranium-233 [16], in which the fission isotope is being reproduced in the reactor itself:



Realization of this resource-saving technology on a vast scale is very attractive, since the world reserves of thorium are 2-3 times more than those of uranium. In such a cycle the fuel must be used that contains thorium and all three uranium isotopes simultaneously, — in ratios satisfying the inequality $(m_{233} + 0,6 \cdot m_{235})/m_{233+235+238} < 0,12$ (m — mass). This limitation is acknowledged on international scale as a sufficient isotope barrier against using of three-component nuclear material for military purposes [17].

It turns out in the case of Fukushima-1 NNP accident that there was much more thorium in gaseous phase during the leakage from the reactor, than uranium. Meanwhile, thorium dioxide is exclusively refractory (m.p. = 3200 °C, b.p. = 4400 °C), but uranium dioxide evaporates without decomposition under the temperatures above 1400 °C (the most resistant oxides of fission materials are used for the production of fuel for nuclear reactors, for example, MOX-fuel (mixed oxide) contains the mixture of uranium and plutonium dioxides; this technology is also referred to the resource-saving category and is also being developed by Japan among others). This phenomenon can be explained only by the fact that thorium has been proved in the fusion not in the form of oxide, like uranium, but in a form of another chemical compound, even more volatile than UO_2 (thorium salts are such compounds, for example, ThCl_4 : m.p. = 765°, b.p. = 922°). This allows for the conclusion: thorium had not been initially included in the composition of reactor fuel, the fact indicating the intention to irradiate it separately, when uranium-233 being formed can be extracted in pure form by chemical methods.

In the tasks of nuclear activity control according to data on analysis of thinly dispersed products (one of verification mechanisms of the Non-Proliferation Treaty [18]), SIMS has been successfully used for isotope analysis of individual micro-objects in the dynamic mode of their sputtering [6 – 10]. In this paper in the full measure another advantage of the method has been manifested — the possibility of analysis of thin surface layers in particle ensembles in the mode of sputtering that is close to the static one. In order to confirm the correctness of this thesis, let us estimate the mass concentrations of uranium and thorium of "reactor" origin in sample 1.

Let us suppose that the content of main elements in it is the same as a mean one in the Earth's crust, i.e.

corresponds to the abovementioned row (4). Atomic share of the uranium in this row ($2,7 \cdot 10^{-7}$) is calculated as per its mass concentration $3 \cdot 10^{-4}$ % mass. (3 g/t). Accordingly, the atomic share $1,5 \cdot 10^{-5}$ responds to the concentration of $1,67 \cdot 10^{-2}$ % mass. (167 g/t), but these values refer only to those atoms that form surface layer of the particles. Its P share in the general mass of aerosol depends on the specific surface of aerosol (ratio of the full surface of particles to their joint volume $S[\text{cm}^2]/V[\text{cm}^3]$) and on the mean atomic density of particles $D[\text{cm}^{-3}]$. There are $D^{2/3}$ atoms on the surface unit, therefore

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

The calculation of S/V fraction is the easiest to be made for the spherical particle that has the same specific surface as the aerosol as a whole; the radius of such an object $r_s = (r_3)^3/(r_2)^2$, where r_3 and r_2 — root-mean-cube and root-mean-square radiuses [19]. Dispersal composition of the sample is not determined, that is why to calculate r_s published data [20] were used for typical atmospheric aerosol, sampled in the vicinity of the ground, and $r_s \approx 0,65$ mcm has been obtained. Taking $D = 6 \cdot 10^{22} \text{ cm}^{-3}$, — this is the atomic density of SiO_2 (silica, quartz), atomic densities of the majority of other common minerals are higher, that is why for the P value is the assessment "from the top" obtained, — the surface of aerosol particles with such characteristics contains not more than 0,0012 atoms from their total amount. The sought for mass concentration of the reactor uranium in the sample will comprise $2,0 \cdot 10^{-5}$ % or 0,2 g/t, which is approximately 15 times less than mass of the natural uranium in one ton of dust. The same calculation for thorium gives 2 g/t against 8 g/t for natural isotope.

The given estimations show that no method of bulk analysis could identify ${}^{238}\text{U}$ and ${}^{232}\text{Th}$ of "reactor" origin against the background of the comparable or even more quantities of the same natural isotopes that initially were present in the particles' volume. But this task is effectively solved by SIMS, even using the instrument placed into the power a quarter of a century ago and that has quite modest characteristics. At the moment, a lot more improved instruments are produced, among which especially stand out magnetic mass-spectrometers of IMS series produced by Cameca Instruments SA (France). IMS-1270 instrument and later modifications IMS-1280 and IMS-1280 HR (high resolution) are specifically meant for the analysis of micro-particles and have a very high sensitivity, lateral resolution and resolution by mass. With such an equipment one could identify both background content of uranium and thorium in the aerosol mass and isotope content of uranium and plutonium on the surface of particles, and clarify at the same time which of them were relevant to the accident and which weren't, etc.

For the first time the results of aerosol samples research by SIMS were reported at the XV International scientific conference "Physical and Chemical Processes on Selection of Atoms and Molecules", which was held on October 1-5, 2012, in Zvenigorod (Yershovo). Traditionally, its organizers were Troitsk Institute of Innovative and Thermonuclear Research (SNC RF TRIITR) and R&D Center "Kurchatov Institute". In 2013, materials of the conference were published in the journal issued by A.A. Baykov Institute of Metallurgy and Ma-

terial study, RAS [21]. The second, later, publication [22] is dated by 2012th.

Acknowledgements. *The author expresses acknowledgments to: S.N. Kalmykov – Chair of the Radiochemistry Department of M.V. Lomonosov MSU, – for presented sample of metallic thorium and A.A. Salo – employee of 12 Central Research Institute of Russian Ministry of Defense – for calculations of morphological characteristics of aerosol.*

REFERENCES

1. Vasilyev, A.P. Far-East Debut of the Nuclear Explosions Control Service / A.P. Vasilyev [et al.]. – M.: Polygraph service, 2010. – 163 p. (in Russian).
2. Gusev, N.G. Radiation Characteristics of Fission Products / N.G. Gusev [et al.] // Primer. – M.: Atomizdat, 1974. – p. 28 (in Russian).
3. Brief chemical encyclopedia. – M.: Soviet encyclopedia, 1961 – 1967/ - V. 1. – V. 5. (in Russian).
4. Kolobashkin, V. M. Radiation Characteristics of Irradiated Nuclear Fuel / V.M. Kolobashkin, P.A. Ruzhanskiy, V.D. Sidorenko // Primer.- M.: Energoatomizdat, 1983. – P. 173 – 185 (in Russian).
5. Veniaminov, N.N. Determination of Isotopic Composition of Uranium in Microparticles by Secondary Ion Mass Spectrometry / N.N. Veniaminov, O.N. Kolesnikov, V.A. Stebelkov // Journal of Analytical Chemistry of the USSR, 1991. - V. 46, No 9. - P. 1284 – 1288.
6. Veniaminov, N.N. Secondary Ion Mass Spectrometry in Studies of Occupational Dust Particles from Plants with Nuclear Fuel Cycle / N.N. Veniaminov // Journal of Analytical Chemistry, 2000. – V. 55, No 3. – P. 263 - 269.
7. Veniaminov, N.N. On Methodology of Identification of Undeclared Nuclear Activity on Uranium Enrichment by Electromagnetic Method (as exemplified by Iraq) / N.N. Veniaminov // Proceedings of VIII All-Russia (international) scientific conference "Physical and Chemical Processes on Selection of Atoms and Molecules". – M.: TSNIAtominform, 2003. – P. 251 – 256 (in Russian).
8. Veniaminov, N.N. Secondary Ion Mass-Spectrometry as a Tool for Nuclear Activity Control. Correction of IAEA Data Bank 1991 on Iraq / N.N. Veniaminov // In symposium "Actual Problems of Ecology and Nature Use". – M.: Russian University of People's Friendship, 2003. – Iss. 5, Part 1.- P. 41 – 57 (in Russian).
9. Veniaminov, N.N. New Data on Isotope Composition of Uranium on Fragments of a Destroyed Mass-Separator of Electromagnetic Type / N.N. Veniaminov // Proceedings of IX All-Russia (international) scientific conference "Physical and Chemical Processes on Selection of Atoms and Molecules". –M.: TSNIAtominform, 2004. - P. 149 – 153.
10. Veniaminov, N.N. On Production of Highly Enriched Uranium in Iraq / N.N. Veniaminov // Russian Chemical journal, 2007. – V. LI, No 1. – P. 158 – 164.
11. Veniaminov, N.N. Determination of the Isotopic and Elemental Composition of the Core of an Armor-piercing Projectile / N.N. Veniaminov, S.A. Khovako, S.A. Voronov, S.L. Orlov [et al.] // Journal of Analytical Chemistry, 2003. – V. 58, No. 4. – P. 355 – 360.
12. Veniaminov, N.N. Measurement of Concentration Profiles of Sm and Yb in Silicon by Secondary Ion Mass Spectrometry Using a Gallium Liquid Metal Gun / N.N. Veniaminov, A.A. Balychenko, G.I. Veniaminova // Journal of Analytical Chemistry, 1991. – V.46, No 9. – P. 1289 – 1293.
13. Klyachko, D.V. Issues on quantitative analysis of micro-mixtures by secondary ions mass-spectrometry method / D.V. Klyachko, V.V. Ugarov // Surface. Physics, chemistry, mechanics, 1991. – No 8. – P. 5 – 16 (in Russian).
14. Verner, G. Introduction into Secondary Ion Mass Spectrometry / Edit. L.Fiermans, J.Vennik and V. Dekeyser // Electron and Ion Spectroscopy of Solids.– M.: Mir, 1981. – P. 361 (in Russian).
15. Andersen, C.A. / C.A.Andersen, J.R.Hinthorne // Anal. Chem., 1973. – V. 45, No 8. – P. 1421.
16. Kazantsev, G.N. Nuclear Fuel Cycle on the Basis of Thorium and Uranium-233 / G.N. Kazantsev, V.M. Murogov, F.P. Raskach [et al.]. – Obninsk: Institute of Physics and Energy. - IPE – 2183. – 1991. – 48 p.
17. Advanced Fuel Cycle and Reactor Concepts: Report of INFCE Working Group 8 /Vieen: IAEA, 1980. Russian translation: Перспективные концепции топливных циклов и реакторов. Отчет 8-й рабочей группы МОЯТЦ / Вена: МАГАТЭ, 1980. – M.: ИАЭ им. И.В.Курчатова, 1980. – 208 с. (in Russian).
18. Donohue, D. Strengthening IAEA Safeguards through Environmental Sampling and Analysis / D. Donohue // Journal of Alloys and Compounds, 1998. - Vol. 271 – 273. - P. 11 – 18.
19. Fux, N.A. Mechanics of Aerosols / N.A. Fux. – M.: Edit. AS USSR, 1955. – P. 25 (in Russian).
20. Kondratyev, K.Ya. Atmospheric Aerosol / K.Ya. Kondratyev, N.I. Moskalenko, D.V. Pozdnyakov. —Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983. – 224 p. (in Russian).
21. Veniaminov, N.N. Secondary Ion Mass Spectrometry as a Tool for Nuclear Activity Control. Diagnostics of the Accident at Fukusima-I NNP / N.N. Veniaminov // Perspective materials, special edition, 2013 - No. 14, February. – P. 123 – 127 (in Russian).
22. Veniaminov, N.N. Mass and Spectrometer Definition of Traces of Uranium and Thorium in the Aerosols which have been Selected in the Russian Territory after Accident on the Japanese Nuclear Power Plant "Fukushima-1" / N.N. Veniaminov, A.V. Smirnov, A.V. Berezin, A.Yu. Tarasov // Russian Chemical Journal, 2012. – V. LVI, No. 5 - 6. – P. 87– 95 (in Russian).

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

Вениаминов Н.Н.

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

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

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

Вениаминов Н.Н.

12 Центральный научно-исследовательский институт Минобороны России, Сергиев Посад

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

УДК 621.039.9

ИЗУЧЕНИЕ ИСТОРИЧЕСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНФРАЗВУКОВЫХ ЗАПИСЕЙ СОБЫТИЙ ИЗ РАЙОНА ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА НОВАЯ ЗЕМЛЯ ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ СССР

Соколова И.Н.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Приведены характерные особенности волновой картины воздушных, надводных, подводных, подземных ядерных взрывов по результатам изучения записей 55 ядерных взрывов, произведенных на испытательном полигоне Новая Земля и зарегистрированных аналоговыми и цифровыми станциями в бывшем СССР на удалении 1300 – 4400 км. Описаны признаки, важные для распознавания ядерных взрывов, произведенных в разных средах, и землетрясений. Установлена зависимость магнитуды сигналов от мощности взрывов в различных средах.

Северный испытательный полигон Новая Земля использовался в советское время для проведения уникальных испытаний ядерного оружия в разных средах. Так за период 1955 - 1990 гг. на полигоне было произведено 130 ядерных взрывов, суммарная мощность которых составила 265 мегатонн. На Новой Земле проведен один наземный, 85 воздушных, 2 надводных, 3 подводных и 39 подземных (в скважинах, в штольнях) ядерных взрывов [1 - 6]. Кроме того, вблизи полигона зарегистрированы тектонические землетрясения, а также техногенные землетрясения, вызванные мультимегатонными ПЯВ. Изучение волновой картины сейсмических источников из района испытательного полигона Новая Земля представляет большой интерес для специалистов в области мониторинга ядерных испытаний.

К сожалению, существует лишь незначительное количество сейсмических событий на территории полигона Новая Земля, зарегистрированных цифровыми станциями. Однако за годы работы полигона в архивах различных сейсмологических организаций Центральной Азии накоплено большое количество аналоговых сейсмограмм, зарегистрированных как стационарными, так и временными станциями. Кроме того, на территории сейсмической станции Талгар микробарографом, установленным в 1962 г., были зарегистрированы инфразвуковые записи волн от мультимегатонных воздушных ядерных взрывов, на расстояниях ~3500 - 3700 км. Сейсмические и инфразвуковые записи ядерных взрывов из района полигона Новая Земля составили предмет изучения в настоящей работе.

СИСТЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ И МАТЕРИАЛЫ

Северный испытательный полигон Новая Земля (СИПНЗ) расположен в Российской Федерации (бывшая РСФСР) на территории архипелага Новая Земля, входящего в состав Архангельской области. Архипелаг состоит из двух крупных островов – северного и южного, разделенных проливом Маточкин Шар. Северный остров занимает площадь ~49000 км², южный ~33200 км² [1]. Протяженность архипелага с севера на юг составляет около 750 км, ширина - 140 км. На рисунке 1 показаны три испытательные площадки полигона: А, В, С.

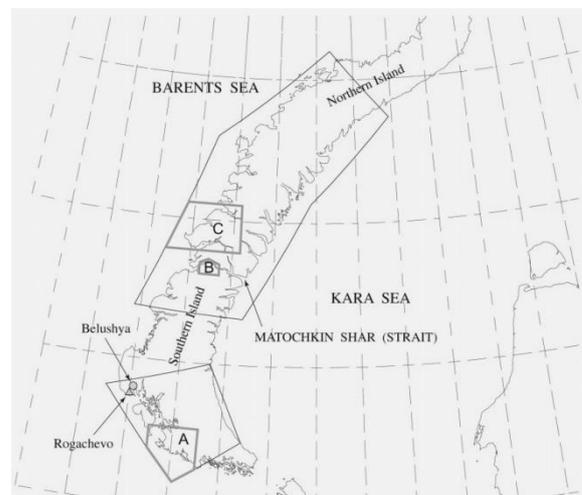
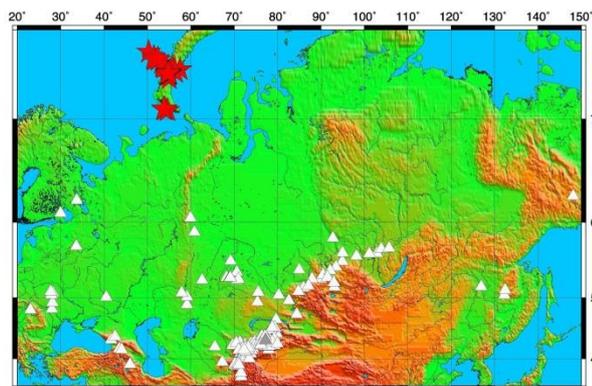


Рисунок 1. Контуры испытательных площадок (А, В, С) Северного испытательного полигона Новая Земля

В зоне А (район губы Черной) проведены килотонные атмосферные ядерные взрывы, подземные ядерные испытания в шахтах, а также поверхностный ЯВ, 3 подводных и 2 надводных ЯВ. В зоне В – проведены подземные ядерные взрывы в штольнях (горные районы Моисеева и Лазарева). В зоне С проведены испытания мультимегатонных ядерных зарядов, сброшенных с самолетов [1]. В период работы СИПНЗ на территории Казахстана непрерывные сейсмические наблюдения проводились станциями, которые входили в сеть сейсмологической опытно-методической экспедиции (СОМЭ), расположенными в основном на территории Северного Тянь-Шаня. Основной задачей этих станций был мониторинг землетрясений на территории юга и юго-востока Казахстана. На северотяньшаньских станциях СОМЭ была установлена узкополосная аппаратура СКМ-3 с увеличением $V=20000-40000$ [7], на большинстве станций дополнительно была установлена широкополосная аппаратура СКД с увеличением 1000. Другие сейсмические станции на территории Казахстана (стационарные и временные) входили в сейсмическую сеть Комплексной сейсмологической экспедиции (КСЭ), созданной Институтом физики Земли (ИФЗ) АН СССР в г. Талгар. В задачи

этой сети станций входили не только мониторинг землетрясений и изучение строения литосферы, но и обнаружение, распознавание ядерных испытаний на региональных и телесеismicких расстояниях. Все станции были оснащены чувствительными приборами типа СКМ-3, УСФ, КСЭ и РВЗТ с усилением V от 40 000 до 120 000 [8]. Большинство этих станций было расположено в местах с низким уровнем сейсмических шумов, что позволило регистрировать даже слабые подземные ядерные взрывы на телесеismicких расстояниях. В архиве сейсмической станции Боровое (РГП ИГИ) хранится большое количество сейсмограмм ядерных взрывов, в том числе произведенных на СИПНЗ. В Кыргызстане сейсмические наблюдения проводились станциями, которые входили в сеть Института сейсмологии Кыргызстана (ИС НАН КР) и на которых была установлена аппаратура СКМ-3 с увеличением $V=20000 - 40000$ и СКД с увеличением 1000. Задачей этих станций был мониторинг землетрясений Кыргызстана и прилегающих территорий.



△ – станция, данные которой использованы в исследованиях,
▲ – станция с микробарографом,
★ – эпицентры ядерных взрывов на СИПНЗ

Рисунок 2. Расположение сейсмических станций, работавших в период 1955 - 1990 гг.

Сейсмограммы сетей сейсмических станций Центральной Азии, накопленные в архивах различных организаций, по ядерным взрывам, уникальны и являются бесценными данными для научных исследований. На рисунке 2 показано расположение работавших в разные годы сейсмических станций, сейсмограммы которых использовались для исследований. Сейсмограммы этих станций хранятся в основном в архивах КСЭ ИФЗ РАН в г. Талгар (Комплексная сейсмологическая экспедиция Института физики Земли), СОМЭ МОН РК в г. Алматы (Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция), РГП ИГИ в Боровом (Геофизическая обсерватория «Боровое») и ИС КР в г. Бишкек (Институт сейсмологии Кыргызской Республики) [9].

В таблице 1 приведены основные сведения об аппаратуре, которая использовалась на аналоговых станциях Казахстана и Средней Азии с 60-х годов прошлого столетия [8].

Таблица 1. Характеристики аналоговой аппаратуры

Станция	Собственный период T_0 , с	Увеличение	Развертка по времени, мм/мин	Тип регистрации	Кол-во каналов
СКД	20	1.0К-1.5К	60 или 30	фотобумага	3
СКМ	1.5, 2	25К-80К	120 или 60	фотобумага	3
УСФ	1.5	50К-80К	240 с или 120	фотобумага	3
РВЗТ	1.25, 1.5	100К-300К	120	чернильный перописец	3
КСЭ	1.25, 1.5	300К-1000К	120	чернильный перописец	1

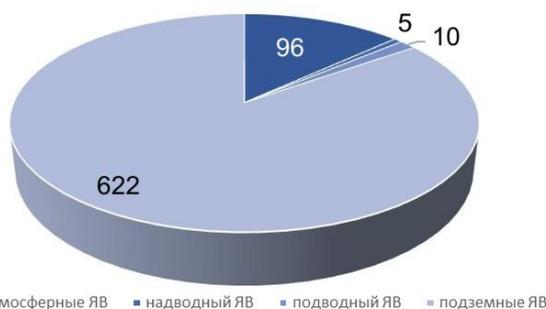


Рисунок 3. Распределение количества оцифрованных сейсмограмм по типу источника

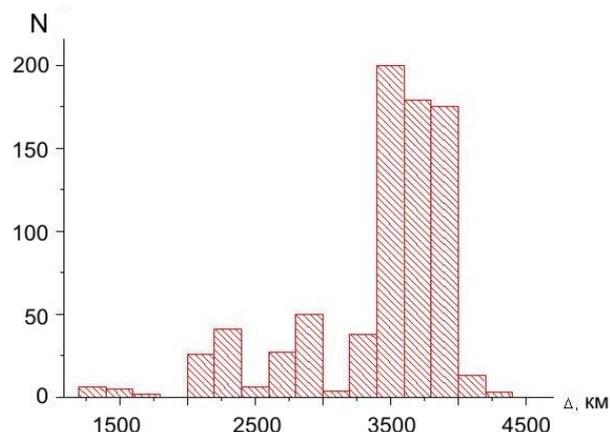


Рисунок 4. Распределение количества оцифрованных сейсмограмм по эпицентральному расстояниям

Поскольку аналоговая форма записи является препятствием для использования при решении задач, предусматривающих цифровую математическую обработку, большинство сейсмограмм ядерных взрывов, произведенных на СИПНЗ, было оцифровано. В качестве программного обеспечения использован программный комплекс “NXSCAN” [10], который в полуавтоматическом режиме позволяет оцифровывать предварительно отсканированные сейсмограммы. Оцифровка сейсмограмм проведена с частотой 40 Гц. Фрагменты оцифрованных сейсмограмм сохранены в формате SAC (Seismic Analysis Code), после чего они преобразованы в формат CSS 3.0 (Center for Seismic Studies v.3.0)

[11]. Из оцифрованного материала создана база данных, каждая запись в которой содержит следующие таблицы CSS 3.0: wfdisc, site, sitechan, assoc, origin [11]. Всего было обработано 785 сейсмических записей для 55 ядерных взрывов, на эпицентральных расстояниях 1270 - 4390 км (рисунки 3, 4).

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ ВЗРЫВОВ, ПРОВЕДЕННЫХ В РАЗНЫХ СРЕДАХ

Атмосферные ядерные взрывы. Восемьдесят пять атмосферных ядерных испытаний были проведены на СИПНЗ с 24 сентября 1957 г. до 25 декабря 1962 г., суммарная их мощность составила 239.6 Мт. Диапазон расстояний от района проведения атмосферных ЯВ до центрально азиатских станций составил 2600 – 3800 км. На таких расстояниях были зарегистрированы только атмосферные взрывы в диапазоне мощности 0.4 - 58 Мт. Записи воздушных ядерных взрывов, произведенных на полигоне Новая Земля, низкочастотные и имеют все характерные признаки воздушных взрывов: мощные поверхностные волны, которые доминируют по амплитуде, нечеткое вступление Р-волны, значение отношения S/P больше 1. На рисунке 5 приведен пример сейсмической записи воздушного ядерного взрыва, произведенного на высоте 3230 м 22 октября 1962 г., $t_0=09-06-10.1$, $\varphi=73.4^\circ$, $\lambda=54.9^\circ$, мощность взрыва $Y=8200$ кт. В [12, 13] отмечено, что особенностью сейсмических записей атмосферных и контактных ядерных взрывов, зарегистрированных стандартными длинопериодными сейсмометрами, является наличие на сейсмограммах характерных колебаний, совпадающих по времени вступления и по форме, особенно на начальном участке, с соответствующими записями микробарографов. Причиной регистрации сейсмометром акустических волн от ядерных взрывов является движение грунта, вызываемое изменением нагружения земной поверхности при прохождении воздушной волны над местом установки сейсмометра [12]. Для атмосферных взрывов было обнаружено 6 записей акустической волны на сейсмограммах станций Алма-Ата (AAA) и Талгар (TLG).

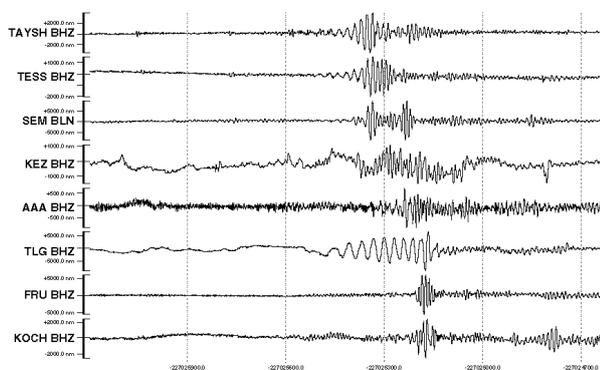
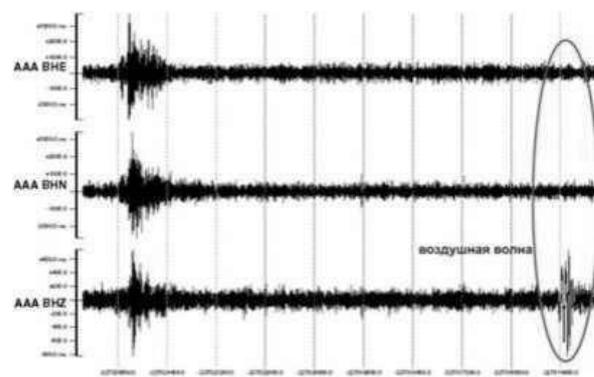
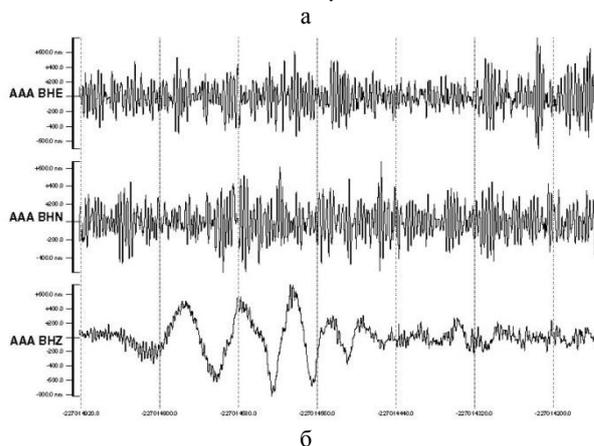


Рисунок 5. Сейсмограммы воздушного ядерного взрыва 22 октября 1962 г., $t_0=09-06-10.1$, $\varphi=73.4^\circ$, $\lambda=54.9^\circ$

На рисунке 6 приведена сейсмограмма воздушного взрыва мощностью 8.2 Мт 22 октября 1962 года, $t_0=09:06:10.1$, $\varphi=73.400^\circ$ с.ш., $\lambda=54.900^\circ$ в.д. зарегистрированного станцией AAA на расстоянии 3550 км. Запись воздушной волны станцией AAA видна только на вертикальной компоненте и представляет собой цуг колебаний с большими периодами, достигающими 3 минут. Скорость распространения составляет $v=(0.332 \pm 0.018)$ км/с.



на записи выделена акустическая волна



б

Рисунок 6. Сейсмограммы и запись акустической волны атмосферного ядерного взрыва 22 октября 1962 г.: $t_0=09:06:10.1$, $\varphi=73.400^\circ$ с.ш., $\lambda=54.900^\circ$ в.д.: а - полная запись ядерного взрыва; б - детализация акустической волны. Станция Алма-Ата (AAA). Эпицентральное расстояние 3550 км

Подводные ядерные взрывы. Три подводных взрыва с испытаниями военной техники в интересах ВМФ проведены осенью 1955, 1957 и 1961 г в губе Черной с использованием торпед с атомным зарядом. В 1955 г торпеда была подвешена на глубине 12 м с судна, которое было уничтожено взрывом, в 1957, 1961 г. торпеды с атомным зарядом выпускались с подводных лодок со стороны устья бухты. Взрывы проведены при глубине акватории до 60 м. Последнее подводное испытание на СИПНЗ проведено 23 октября 1961 г., $t_0=10-30-48.0$, $\varphi=73.9^\circ$, $\lambda=53.8^\circ$, на глубине 20 м, мощность заряда составила 4.8 кт. Событие было зарегистрировано рядом станций, расположенных на Алтае, в Казахстане и

Кыргызстане (рисунок 7). Диапазон эпицентральных расстояний составил 2750 - 3700 км.

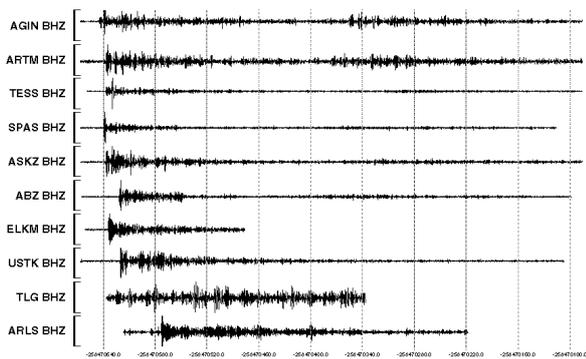


Рисунок 7. Сейсмограммы подводного испытания на НЗИП 23 октября 1961 г., $t_0=10-30-48.0$, $\varphi=73.9^\circ$, $\lambda=53.8^\circ$, $h=20$ м, $Y=4.8$ км

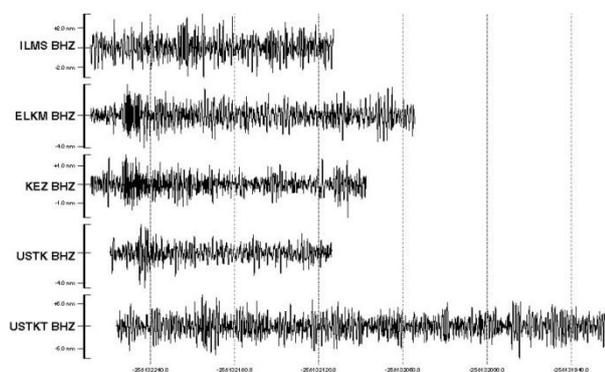


Рисунок 8. Сейсмограммы надводного ядерного взрыва 27 октября 1961 г., $t_0=08-30-26.6$, $\varphi=70.7^\circ$, $\lambda=54.67^\circ$, $h=1.1$ м, $Y=16$ км

Как видно из рисунка 7, на всех сейсмограммах доминируют Р-волны, первое вступление четкое, знаки первых вступлений на вертикальной компоненте положительные. Запись высокочастотная, поверхностные волны отсутствуют, отношение S/P<1.

Прибрежный и надводные ядерные взрывы. Прибрежный взрыв, мощностью 32 кт произведен осенью 1957 г. на расстоянии 100 м от побережья губы Черной. Заряд был установлен на башне высотой 15 м. Надводные взрывы торпед произведены в 1961 г. и 1962 г. Торпеды с атомным зарядом выпускались с подводных лодок со стороны устья бухты. Взрывы произведены при глубине акватории до 60 м. Цель испытаний состояла в отработке атомных зарядов и вооружения ВМФ, в определении основных физических характеристик и поражающих факторов подводных ядерных взрывов на мелководье, в испытании военной техники с применением специально разработанной измерительной аппаратуры [14]. Один из надводных взрывов был зарегистрирован станциями, расположенными на Алтае, при этом диапазон эпицентральных расстояний составил 2660 - 2810 км. На рисунке 8 приведены сейсмограммы

надводного взрыва 27 октября 1961 г., $t_0=08-30-26.6$, $\varphi=70.7^\circ$, $\lambda=54.67^\circ$, высота 1.1 м, мощность 16 кт. Следует отметить, что взрыв достаточно слабый для регистрации на таких расстояниях, в связи с чем, запись его невыразительная, с трудом можно выделить первое вступление Р волны на фоне сейсмического шума.

Подземные ядерные испытания на полигоне Новая Земля проведены в период 1964 - 1990 гг. Из общего количества ПЯВ 39, на северной площадке вблизи пролива Маточкин Шар проведены 33 в период с 1964 - 1990, на южной площадке выполнены 6 испытаний в период 1972 - 1975 гг. [1]. Было собрано и обработано 622 записи ПЯВ на этом полигоне. Диапазон эпицентральных расстояний составил 1270 - 4390 км. На рисунке 9 приведены сейсмограммы подземного ядерного взрыва, произведенного в штольне 11 октября 1980 г., $t_0=07-09-57.4$, $\varphi=73.336^\circ$, $\lambda=54.94^\circ$, $h=600$ м, мощность заряда $Y=130$ кт.

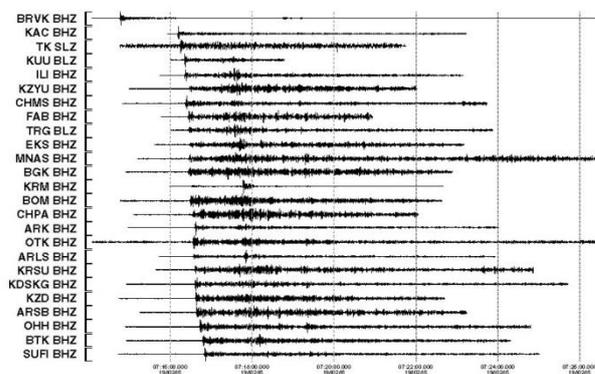


Рисунок 9. Сейсмограммы подземного ядерного взрыва, проведенного в штольне 11 октября 1980 г., $t_0=07-09-57.4$, $\varphi=73.336^\circ$, $\lambda=54.94^\circ$, $h=600$ м, $Y=130$ км

Все сейсмические записи высокочастотные, по амплитуде доминирует Р волна, первое вступление четкое, знаки первых вступлений на вертикальной компоненте положительные, отношение S/P<1.

По всем историческим сейсмограммам ядерных взрывов, произведенных на полигоне Новая Земля, были замерены амплитуды и периоды основных сейсмических фаз, рассчитаны магнитуды mb и MLV, что позволило дополнить информацию, отсутствовавшую ранее в каталогах международных сейсмических служб. зависимостью магнитуды mb для ядерных взрывов, проведенных в разных средах, от мощности взрыва.

Видно, что сейсмический эффект взрывов существенно зависит от типа источника – самый низкий сейсмический эффект у атмосферных взрывов, наибольший сейсмический эффект у подводного взрыва, надводный взрыв занимает промежуточное положение между воздушными и подземными ядерными взрывами. На рисунках 10, 11 приведены зависимости магнитуд mb и MLV от мощности взрыва так-

же для ядерных взрывов, проведенных в разных средах. Сейсмический эффект подземных ядерных взрывов гораздо выше чем у атмосферных.

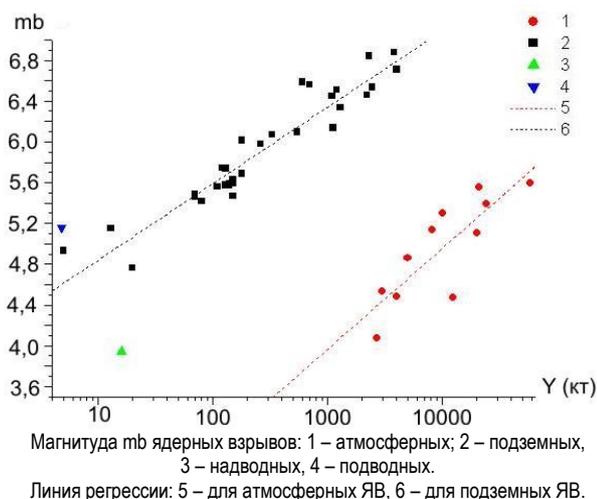


Рисунок 10. Зависимость магнитуды m_b от мощности для ядерных взрывов, проведенных в разных средах

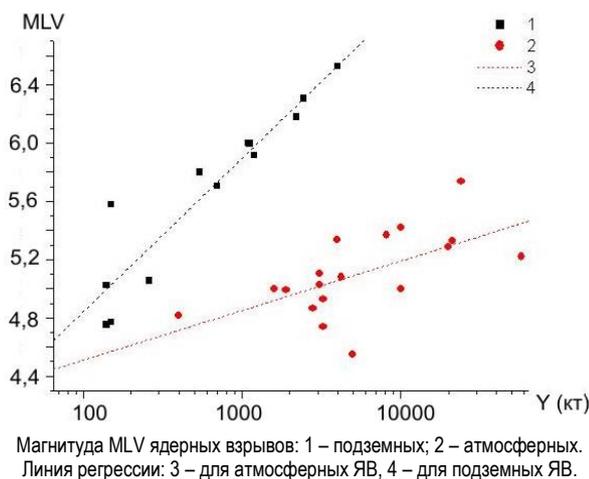


Рисунок 11. Зависимость магнитуды MLV от мощности для ядерных взрывов, проведенных в разных средах

Уравнение регрессии для подземных ядерных взрывов:

$$m_b = 4,09 + 0,75 * \lg(Y(kt)), \text{ коэффициент корреляции } R = 0,95.$$

$$MLV = 2,74 + 1,05 * \lg(Y(kt)), \text{ коэффициент корреляции } R = 0,93.$$

Уравнение регрессии для воздушных ядерных взрывов:

$$m_b = 0,997 + 0,99 * \lg(Y(kt)), \text{ коэффициент корреляции } R = 0,83.$$

$$MLV = 3,83 + 0,34 * \lg(Y(kt)), \text{ коэффициент корреляции } R = 0,61.$$

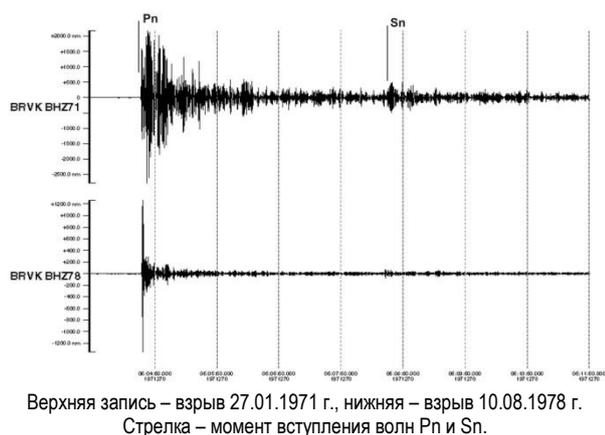
ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНЕ ЯДЕРНОГО ПОЛИГОНА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

Ранее [15, 19] были выявлены существенные временные вариации поля поглощения короткопериодных поперечных волн в районе Семипалатинского и Невадского испытательных полигонов, которые связывались с миграцией глубинных флюидов в результате длительного интенсивного техногенного воздействия на геологическую среду. Для района ядерного полигона Новая Земля рассмотрены аналогичные характеристики поля поглощения короткопериодных поперечных волн. Использован метод, основанный на анализе относительного уровня волн Sn и Pn (параметра Sn/Pn), а также наклона огибающих P-коды по записям подземных ядерных взрывов, полученных станцией Боровое - BRVK [16]. Выполнен анализ отношения максимальных амплитуд в волнах Sn и Pn (параметра $\lg A_{Sn}/A_{Pn}$) [16]. В [17] показано, что группа волн Sn формируется главным образом поперечными волнами, отраженными от субгоризонтальных границ в верхней мантии. Отношение амплитуд использовано для нормировки, поскольку волны Sn и Pn распространяются по близким трассам. Кроме того, дополнительно анализировался наклон огибающих P-коды. Как установлено ранее, когда P-волны в рассматриваемом диапазоне расстояний формируется в основном волнами, распространяющимися вблизи от лучевой плоскости, в результате обменного рассеяния волн типа S-P в области очага [18]. В этом случае кода-волны пересекают кору и верхи мантии в области эпицентра под более крутыми углами, чем группа волн Sn [17]. Рассматривался параметр $\lg(A_c/A_p)$, где A_c – уровень огибающей коды в фиксированный момент времени t_c , отсчитываемый от начала излучения в очаге.

Поскольку поглощение существенно зависит от частоты, вертикальные компоненты записей предварительно подвергались узкополосной фильтрации (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной 2/3 октавы).

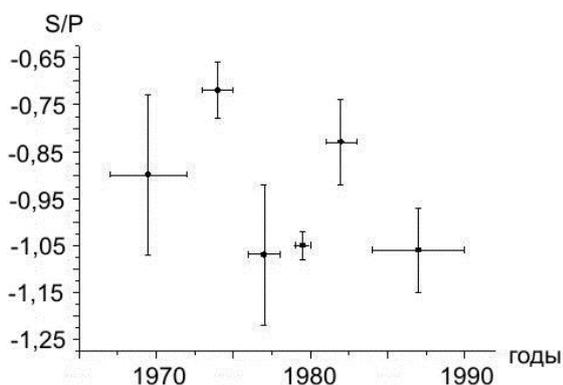
На рисунке 12 представлены записи двух ПЯВ, полученных станцией BRVK 27.01.1971 г. и 10.08.1978 г.

Видно, что через 7.5 лет после первого взрыва на записи резко уменьшился относительный уровень группы Sn, а также существенно увеличилась скорость затухания амплитуд в коде P-волны. Рисунок 13 иллюстрирует зависимость параметра Sn/Pn от времени. Из графика следует, что в целом величины Sn/Pn уменьшаются со временем, зависимость немонотонная. Выделяются эпизоды роста средних величин Sn/Pn в 1973 - 1975 и 1981 - 1983 гг. (соответственно до -0.72 и -0.83), сопровождающиеся интервалами их резкого падения в 1976 - 1978 и 1984 - 1990 гг. (до -1.07 и -1.06).



Верхняя запись – взрыв 27.01.1971 г., нижняя – взрыв 10.08.1978 г.
 Стрелка – момент вступления волн Pn и Sn.

Рисунок 12. Примеры записей ПЯВ на СИПНЗ. Станция BRVK, канал 1.25 Гц



Отрезки – средние значения и стандартные отклонения для ПЯВ (затитые значки) и землетрясений. Горизонтальные риски – интервалы времени осреднения данных.

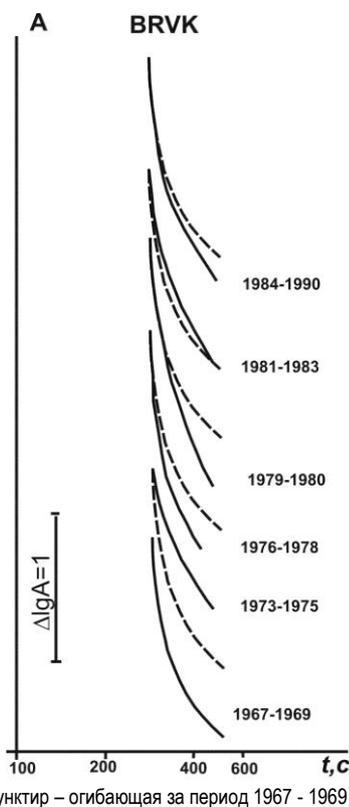
Рисунок 13. Зависимость средних величин Sn/Pn от времени для СИПНЗ (по записям ПЯВ)

На рисунке 14 показаны общие огибающие P-коды в различные интервалы времени. Видно, что наклон огибающих также изменяется не монотонно: в 1973 - 1975 и 1981- 1983 гг. он резко уменьшился, а в остальных интервалах времени увеличился. Параметр C/P ($t_c=400$ с) в варьируется от -0.65 в 1973 - 1975 гг. до -1.36 в 1976 - 1980 гг.

Полученные данные свидетельствуют о существенном увеличении со временем поглощения S-волн на трассах от полигона до станций BRVK. Поскольку станция находится в слабосейсмичном районе, характеризующимся сравнительно слабым затуханием S-волн, то основные вариации поля поглощения должны приходиться на земную кору и верхи мантии в областях полигона [16].

Немонотонность изменения параметров поля поглощения в области СИПНЗ, вероятно, обусловлена очень большой энергией проводившихся здесь ПЯВ. Характерно, что самое резкое падение параметра Sn/Pn наблюдалось в 1976 - 1978 гг., сразу после окончания серии наиболее мощных взрывов. Очень большие вариации параметра C/P для района СИПНЗ (по сравнению с Sn/Pn), скорее всего, объяс-

няются тем, что флюиды поднимаются в основном в близких окрестностях полигона, в связи с чем сильнее изменяются динамические характеристики волн, более круто пересекающих кору и верхи мантии.



пунктир – огибающая за период 1967 - 1969 гг.

Рисунок 14. Общие огибающие P-коды для ПЯВ на СИПНЗ в разные интервалы времени [16]. Станция BRVK

Полученные данные в дополнение к [15, 19] дают новые свидетельства того, что длительное интенсивное техногенное воздействие способно приводить к изменению характеристик среды на достаточно больших глубинах в земной коре и верхней мантии. Следует заметить, что существование временных вариаций поля поглощения поперечных волн необходимо учитывать при работах по распознаванию ПЯВ и землетрясений.

РЕГИСТРАЦИЯ АТМОСФЕРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ НА ПОЛИГОНЕ НОВАЯ ЗЕМЛЯ МИКРОБАРОГРАФОМ

Инфразвуковой метод обнаружения ядерных взрывов в настоящее время является одним из четырех технологий мониторинга Международной системой мониторинга (МСМ), проводимого для контроля за несанкционированными ядерными испытаниями в рамках ДВЗЯИ. В СССР первые инфразвуковые станции появились в 1954 г., к моменту распада СССР сеть состояла из 25 инфразвуковых станций [13], 2 из которых находились на территории Казахстана - в г. Курчатова и в Обсерватории «Боровое». Создание инфразвуковой системы МСМ, состоящей из 60 станций, расположенных равномерно на всех

**ИЗУЧЕНИЕ ИСТОРИЧЕСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНФРАЗВУКОВЫХ ЗАПИСЕЙ СОБЫТИЙ
ИЗ РАЙОНА ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА НОВАЯ ЗЕМЛЯ ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ СССР**

континентах, вызвала интерес у исследователей всего мира к характеристикам воздушных волн от разных типов источников [20].

В 1962 г. на территории сейсмической обсерватории Талгар был установлен стандартный микробарограф, с регистрацией на фотобумагу, который зарегистрировал несколько атмосферных ядерных взрывов произведенных на полигоне Новая Земля. В архиве КСЭ найдено 19 записей акустических сигналов от взрывов на полигоне Новая Земля, зарегистрированных станцией Талгар. В некоторых случаях запись атмосферного ядерного взрыва сейсмической станцией отсутствовала, но была регистрация акустической волны микробарографом. Эти записи микробарографа были собраны и оцифрованы. На рисунке 15 приведена аналоговая запись, оцифрованная запись и спектр ядерного взрыва 27 августа 1962 года, $t_0=09-00-50.9$, $\varphi=74.7^\circ$, $\lambda=50.3^\circ$, высота 3000 м, мощность $Y=4200$ кт.

В таблице 2 приведены параметры инфразвуковых сигналов атмосферных ядерных взрывов, произведенных на СИПНЗ и зарегистрированных станцией Талгар на эпицентральных расстояниях ~ 3600 км.

Для двух взрывов 18 декабря и 20 декабря 1962 г. по инфразвуковым сигналам было оценено время в очаге, которое отсутствовало в каталогах ядерных взрывов. Диапазон мощности взрывов, для которых найдены акустические сигналы, составил 8.3 кт - 25 Мт. Сигналы являются длиннопериодными, максимальный период составил 210 с, среднее время пробега до станции ~ 3 часа, 11 мин, скорость акустической волны составила $v_i=313\pm 4$ м/с. На рисунке 16 приведены зависимости максимальных амплитуд и периодов акустических сигналов атмосферных ядерных взрывов по данным станции Талгар от мощности взрывов, показывающая хорошую корреляцию.

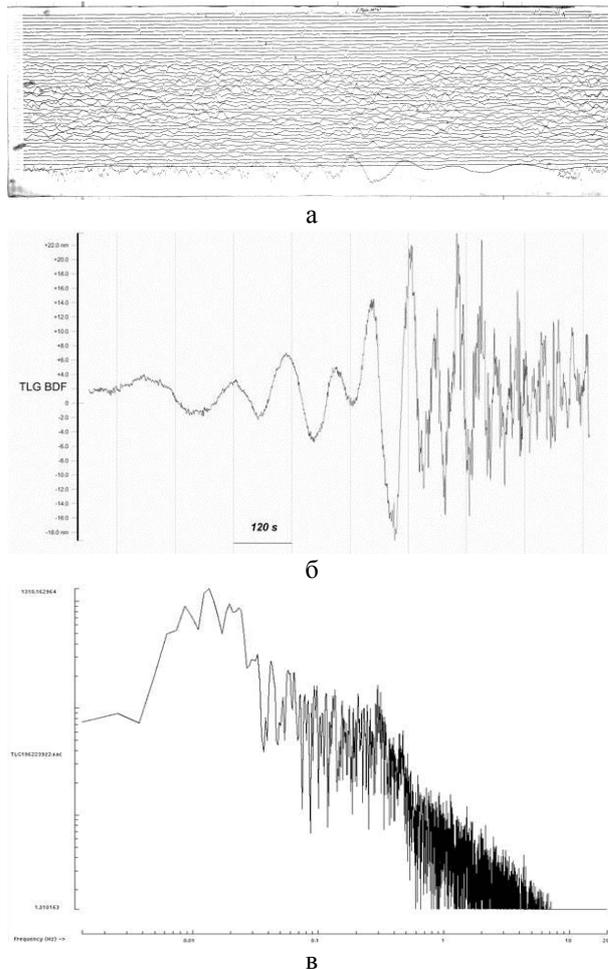


Рисунок 15. Запись микробарографом ядерного взрыва 27 августа 1962 года, $t_0=09-00-50.9$, $\varphi=74.7^\circ$, $\lambda=50.3^\circ$, высота 3000 м, мощность $Y=4200$ кт: а – аналоговая запись; б – оцифрованная запись; в – спектр. Станция TLG

Таблица 2. Параметры акустических сигналов атмосферных взрывов на полигоне Новая Земля, зарегистрированных станцией TLG

N	Дата			Время в очаге			Координаты		Высота	Y, кт	t (инфразвук)			T _{max}	A _{max}	T _(Amax)	V, км/с
	месяц	день	год	час	мин	сек	φ°	λ°			час	мин.	сек.				
1	8	5	1962	9	8	45,8	74.2	52.2	3600	21100	12	20	2,9	180	90	11,5	0,314
2	8	10	1962	9	0	0	73	55	1560	150-1500	12	13	3,3	70	8	46	0,311
3	8	20	1962	9	2	14,1	74.3	51.5	2500	2800	12	14	4,4	120	20	90	0,313
4	8	22	1962	9	0	4,2	74	53,3	1700	1600-9000	12	13	4,7	110	17	40	0,311
5	8	27	1962	9	0	50,9	74.7	50.3	3000	4200-14000	12	13	5,2	115	41	55	0,312
6	9	8	1962	10	17	57,7	73.7	53.8	1725	1900	13	26	6,3	170	71	52	0,319
7	9	15	1962	8	2	13,9	74.4	51.5		3100	11	15	6,8	125	47	40	0,311
8	9	16	1962	10	59	10,5	74.2	51.6		3250	14	10	6,9	138	55	50	0,314
9	9	18	1962	8	29	2,7	73.2	54.7	2000	1356	11	45	7	110	29	38	0,306
10	9	19	1962	11	0	56,4	73.8	53.8	3280	1500-10000	14	13	7,2	155	53	60	0,312
11	9	21	1962	8	0	0	73	55	3000	2400	11	13	7,2	120	47	45	0,311
12	9	25	1962	13	2	31,7	73.7	50.0	4090	19100-25000	16	10	7,5	200	95		0,320
13	9	27	1962	8	3	16,4	74.3	52.4	3900	15000-20000	11	9	7,8	210	85	90	0,323
14	18	12	1962	10	45	0	73.00	55.00	1600	110	13	57	5,7		11,5	4	0,312
15*	18	12	1962	11	11	0	73.00	55.00	1500	69	14	23	5,7		12	2	0,312
16*	20	12	1962	10	40	0	73.00	55.00	1070	8,3	13	52	5,7		9	6	0,312
17	24	12	1962	10	44	21,9	74.20	52.30	1320	1100	13	59	35,8		5	4	0,307
18	24	12	1962	11	11	42	73.60	57.50	3750	24200	14	20	0,8	44	14	10	0,319
19	25	12	1962	13	35	57,2	73.40	56.5	2250	3100	16	45	5,8	64	46	6	0,317

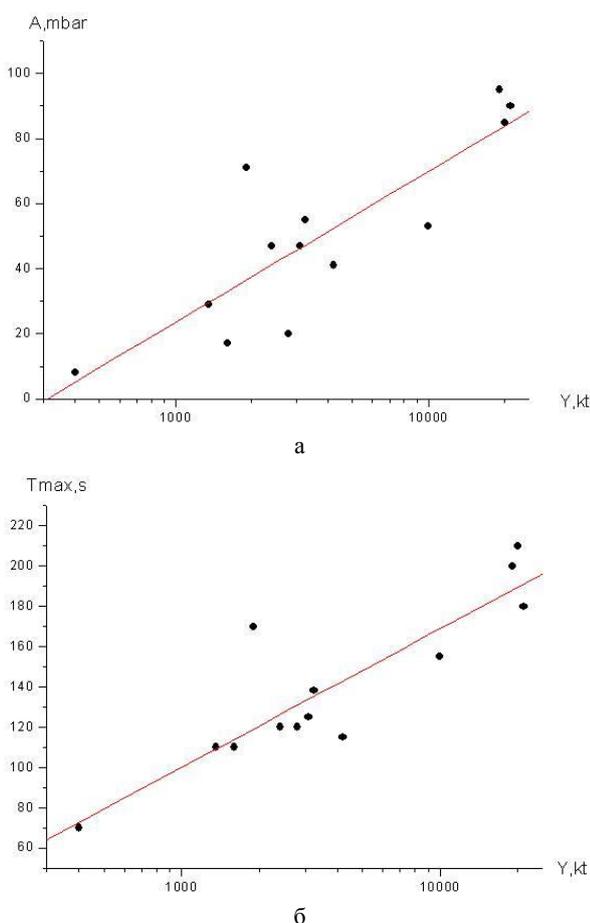


Рисунок 16. Зависимость максимальных амплитуд: (а) и периодов (б) акустических сигналов атмосферных ядерных взрывов по станции Талгар от мощности взрывов

Получены следующие уравнения регрессии:

$$A_{\max} = -115.49 + 46.36 \cdot \lg(Y), R = 0.85$$

$$T_{\max} = -105.64 + 68.62 \cdot \lg(Y), R = 0.88$$

ЛИТЕРАТУРА

1. 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, 2005. – V.13. – P. 1 - 42.
2. Mikhailov, V.N. USSR Nuclear weapons tests and peaceful nuclear explosions, 1949 through 1990 / ed. V.N. Mikhailov // RFNC-VNIIEF, 1996. - Sarov. – 96 p.
3. Дубасов, Ю.В. Ядерные взрывы в СССР. Северный испытательный полигон. Справочная публикация / Ю.В. Дубасов, А.М. Матущенко, В.Н. Михайлов (ред.). - Санкт-Петербург: Издательство радиового института им. Хлопина, 1999. - 163 с.
4. Логачев, В.А. Испытательный полигон на Новой Земле. Обеспечение общей и радиологической безопасности от ядерных испытаний. Факты, свидетельства, воспоминания / В.А. Логачев [и др.]. - М.: Изд. АТ, 2000. - 485 с.
5. Adushkin, V.V. The containment of Soviet underground nuclear explosions / V.V. Adushkin, W. Leith // U.S. Geological Survey Open File report 01-0312, 2002. – 52 p.
6. [Интернет ресурс] / Nuclear Tests--Databases and Other Material <http://www.johnstonsarchive.net/nuclear/tests/index.html>.
7. Mikhailova, N.N. Present Status of the Network for Seismic Observation in Kazakhstan / N.N. Mikhailova., A.K. Kurskeev // Journal of earthquake prediction research, 1995. – V. 4, N 4. – P. 497 – 506.
8. Аранович, З.И. Основные типы сейсмометрических приборов / З.И. Аранович [и др.] // Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. - М.: Наука, 1974. – С. 43 – 117.
9. Берёзина, А.В. Архив аналоговых сейсмограмм Кыргызстана для задач мониторинга ядерных испытаний / А.В. Берёзина, Е.В. Першина, Е.Т. Вольхина / Вестник НЯЦ РК, 2013. – Вып.2. – С. 44-49.
10. NXSCAN. Manual. IRIS, 1992.

Результаты изучения параметров акустической волны от атмосферных ядерных взрывов можно использовать для решения различных задач современного мониторинга ядерных испытаний, таких как обнаружение, распознавание типа источника, а также оценка мощности взрыва.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сейсмограммы исторических ядерных взрывов и землетрясений на территории полигона Новая Земля были собраны и оцифрованы в Комплексной сейсмологической экспедиции ИФЗ РАН и в Институте геофизических исследований РК. Создана база данных записей событий на СИПНЗ на эпицентральных расстояниях от 1270 - 4390 км. В нее включены сейсмические записи воздушных, подземных ядерных взрывов, а также подводного ядерного испытания, проведенного в рамках учений “Коралл” и надводного ядерного взрыва. Кроме того собраны и проанализированы инфразвуковые записи волн от мощных воздушных ядерных взрывов, зарегистрированных микробарографом, установленным на сейсмической станции Талгар на расстояниях ~3600 км от полигона.

По оцифрованным записям событий полигона Новая Земля исследованы кинематические и динамические параметры записей ядерных взрывов, проведенных в разных средах (в воздухе, под водой и под землей), найдены характерные особенности волновой картины каждого класса событий, рассчитаны магнитуды m_b и MLV , что позволило дополнить недостающие параметры каталога ядерных взрывов на этом полигоне. Установлено, что на записях ПЯВ, произведенных на полигоне с конца 1960-х до 1990-х гг., существенно уменьшились средние величины S_n/P_n , а также увеличился наклон огибающих Р-коды. Предполагается, что обнаруженные эффекты связаны с миграцией глубинных флюидов в результате длительного интенсивного техногенного воздействия.

11. Anderson, J. Center for seismic studies. Version 3 Database: Schema reference manual / J. Anderson, W.E. Farell [et al.] // Technical Report C90-01. - Arlington, 1990.
12. Пасечник, И.П. Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях / И.П. Пасечник. - М.: Наука, 1970. - 194 с.
13. Васильев, А.П. К истории возникновения инфразвукового метода обнаружения ядерных взрывов / А.П. Васильев // Вестник НЯЦ РК, 2004. - Вып. 2. - С. 42 - 47.
14. Адушкин, В.В. Ядерные взрывы на акватории губы Черной / В.В. Адушкин, Б.Д. Христофоров // Ядерные испытания в Арктике. - Институт стратегической стабильности Федеральное агентство по атомной энергии (Росатом).
15. Копничев, Ю.Ф. Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Физика Земли, 2001. - № 11. - С. 73-86.
16. Копничев, Ю.Ф. Временные вариации поля поглощения короткопериодных S-волн в районе ядерных полигонов Новая Земля и Лобнор / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2012. - Вып. 2. - С. 96 - 100.
17. Копничев, Ю.Ф. О природе короткопериодных сейсмических полей на расстояниях до 3000 км / Ю.Ф. Копничев, А.Р. Аракелян // Вулканология и сейсмология, 1988. - № 4. - С. 77 - 92.
18. Koper K. Array analysis of regional-distance P-coda in South Asia / K. Koper, A. Fatehi // Bull. Seismol. Soc. Amer., 2009. - V. 99, N 4. - P. 2509 - 2522.
19. Kopychev, Yu.F. Spatio-Temporal Variations in the Structure of the Attenuation Field of the S-Wave in the Region of Nevada Nuclear Test Site / Yu.F. Kopychev, I.N. Sokolova, K.N. Sokolov // Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2013. - Vol. 49, No. 6. - P. 786 - 795.
20. Кедров, О.К. Сейсмические методы контроля ядерных испытаний / О.К. Кедров. - М.: ИФЗ РАН, 2005. - 420 с.

**КСРО СТАНЦИЯЛАРЫНЫҢ ДЕРЕКТЕРІ БОЙЫНША НОВАЯ ЗЕМЛЯ СЫНАУ ПОЛИГОНЫ
АУДАНЫНАН ОҚИҒАЛАРДЫҢ ТАРИХИ СЕЙСМИКАЛЫҚ ЖӘНЕ ИНФРАДЫБЫСТЫҚ
ЖАЗБАЛАРЫН ЗЕРДЕЛЕУ**

Соколова И.Н.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Новая Земля сынау полигонында жүргізілген және бұрын болған КСРО-ның аналогты және цифрлық станцияларымен 1300-4400 км. қашықтықта тіркелген 55 ядролық жарылыстардың жазбаларын зерделеу нәтижелері бойынша аудағы, су бетіндегі, су астындағы, жер астындағы ядролық жарылыстардың толқындық көріністерінің сипатты ерекшеліктері келтірілген. Әр орталарда жүргізілген ядролық жарылыстарды және жерсілкінулерді тану үшін маңызды нышандары сипатталған. Әр орталарда жүргізілген ядролық жарылыстарды және жерсілкінулерді тану үшін маңызды нышандары сипатталған. Әр түрлі орталардағы жарылыстардың қуаттылығынан сигналдар магнитудасының байланысы белгіленген.

**STUDY OF HISTORICAL SEISMIC AND INFRASOUND RECORDS OF EVENTS FROM THE REGION
OF THE NOVAYA ZEMLYA TEST SITE BASED ON USSR STATIONS DATA**

I.N. Sokolova

Institute of Geophysical Research Kurchatov, Kazakhstan

The paper provides characteristic features of wave pattern of atmospheric, above-water, underwater, underground nuclear explosions based on the results of study of records of 55 nuclear explosions carried out at Novaya Zemlya test site and recorded by analog and digital stations in the former USSR at the distance of 1300 – 4400 km. Signs important for recognition of nuclear explosions carried out in various environment and earthquakes are described. Dependence of signals magnitude on the explosions' yield in various environments has been established.

УДК 550.34: 621.039.9

СКАНИРОВАНИЕ И ОЦИФРОВКА ИСТОРИЧЕСКИХ АНАЛОГОВЫХ СЕЙСМОГРАММ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ КЫРГЫЗСТАНА

¹⁾ Берёзина А.В., ²⁾ Соколова И.Н., ¹⁾ Першина Е.В., ²⁾ Алещенко И.Б.

¹⁾ *Институт сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики, Бишкек, Кыргызская Республика*

²⁾ *Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан*

Описывается опыт сканирования и оцифровки записей исторических ядерных взрывов, зарегистрированных сетью из 166 сейсмических станций, работавших в советское время в Кыргызстане. Показана перспектива использования полученных данных при решении различных задач верификационного режима ОДВЗЯИ.

Начиная с 1996 г., когда Договор о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ДВЗЯИ) был открыт для подписания, в мире произведено 7 ядерных взрывов. Данные по ним недостаточны для тестирования разрабатываемых методик распознавания природы происходящих событий. Поэтому исследователям приходится дополнительно привлекать сейсмограммы исторических ядерных испытаний, накопленные в архивах различных сейсмологических организаций. Кроме задачи распознавания природы событий архивные сейсмограммы могут быть использованы при решении целого ряда других задач, таких как моделирование, уточнение региональных годографов, исследование геодинамических процессов в районе испытательных полигонов, уточнение параметров исторических взрывов и др.

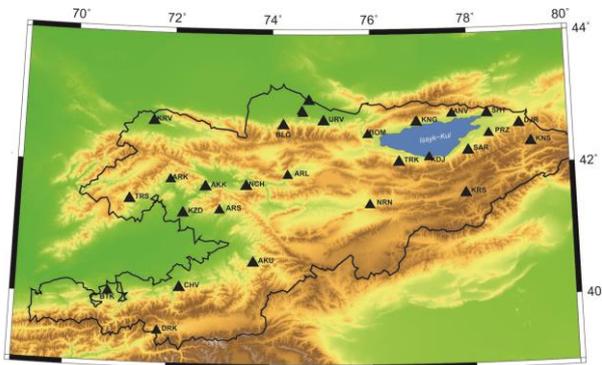


Рисунок 1. Сеть постоянных аналоговых станций ИС НАН КР (1927 - 2000 гг.)

Одним из ценных архивов является архив аналоговых сейсмограмм Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской Республики (ИС НАН КР), расположенный в г. Бишкеке. Здесь содержатся сотни тысяч сейсмограмм, начиная с 1927 г. Сеть Кыргызстана к началу 80-х годов прошлого столетия состояла из 31 стационарной станции, которые были равномерно распределены по территории Кыргызстана (рисунок 1) [1]. Часть станций была установлена в крупных городах Республики.

Кроме стационарных станций на территории Кыргызстана в разные периоды времени организо-

вывались временные локальные сети [2]. Всего на территории республики в советское время работало 166 сейсмических станций (рисунок 2). На всех станциях была установлена стандартная аппаратура Кирноса СКМ-3 с увеличением 20000 и СКД с увеличением 1000 [1]. Ряд станций (Торкент, Акжол, Боомское ущелье, Каракуль, Рыбачье, Арсланбоб, Кочкорка и др.), хотя и располагался на территории Кыргызстана, длительное время входили в состав сети Комплексной сейсмологической сети (КСЭ) Института физики земли (ИФЗ) АН СССР, и ее данные были накоплены в архиве исторических сейсмограмм этой организации.

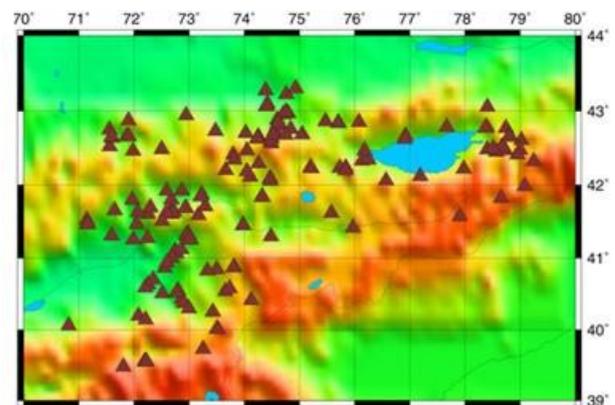


Рисунок 2. Сеть постоянных и временных аналоговых станций ИС НАН КР (1927 - 2000 гг.)

Одно из преимуществ сейсмических станций, расположенных на территории Кыргызстана, состоит в том, что они находятся на региональных расстояниях относительно всех испытательных полигонов Азии (Семипалатинский, Лобнор, Похаран, Чагай, места мирных ядерных взрывов на территории бывш. СССР). Большинство станций расположено на выходах коренных пород, в штольнях, что позволило регистрировать относительно слабые подземные ядерные взрывы. На многих станциях были установлены приборы с небольшим увеличением (СКД), что позволило регистрировать записи мощных взрывов на полигонах СИП и Лобнор без искажений, тогда как записи таких взрывов казахстанскими станциями были зашкалены.

Работы по сохранению исторического архива Кыргызстана были начаты в 2013 г. в рамках трёхстороннего сотрудничества в поддержку ДВЗЯИ с участием ИС НАН КР, Института геофизических исследований (ИГИ) Министерства энергетики (МЭ) РК, сейсмологического норвежского Центра NORSAR. Непосредственную работу по отбору, сканированию и оцифровке сейсмограмм выполняют специалисты ИС НАН КР и ИГИ МЭ РК. Первоначально были собраны сведения обо всех аналоговых сейсмических станциях, работавших в различные

периоды времени на территории Кыргызстана, и создана база данных, содержащая основные стационарные параметры: координаты, высота над уровнем моря, сроки работы, тип работающей аппаратуры. Сканирование отобранных аналоговых сейсмограмм в ИС НАН КР проводится при помощи широкоформатного сканера CONTEX с разрешением 1200 DPI. Отсканировано 20 169 сейсмограмм. На рисунке 3 показан рабочий процесс сканирования аналоговых сейсмограмм, зарегистрированных на фотобумаге.

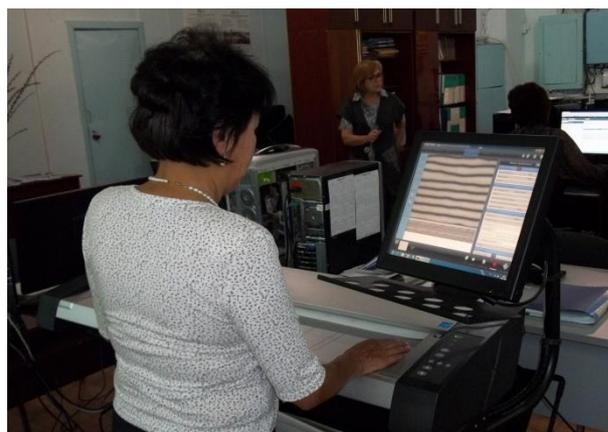


Рисунок 3. Сканирование аналоговых сейсмограмм исторических ядерных взрывов в ИС НАН КР

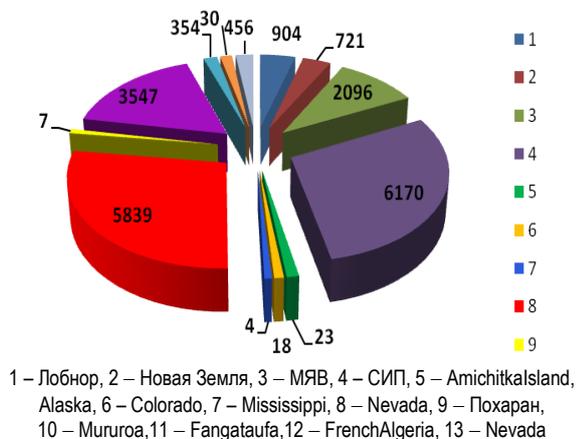


Рисунок 4. Диаграмма распределения оцифрованных сейсмограмм по полигонам

На рисунке 4 приведена диаграмма распределения отсканированных сейсмограмм по испытательным полигонам мира. Работы по сканированию сейсмограмм продолжаются.

В г. Курчатове специалистами ИГИ МЭ РК проводится оцифровка аналоговых сейсмограмм из архива НАН КР с использованием программного комплекса NXSCAN, который позволяет оцифровывать предварительно отсканированные сейсмограммы в полуавтоматическом режиме [3]. Оцифрованные записи сохраняются в формате SAC (Seismic Analysis Code), а затем из этих данных создается база данных в формате CSS3.0 (Center for Seismic Studies v.3.0) [4]. На рисунке 5 представлена структура технологической линии для оцифровки аналоговых сейсмограмм, на рисунке 6 – процесс оцифровки сейсмограмм.

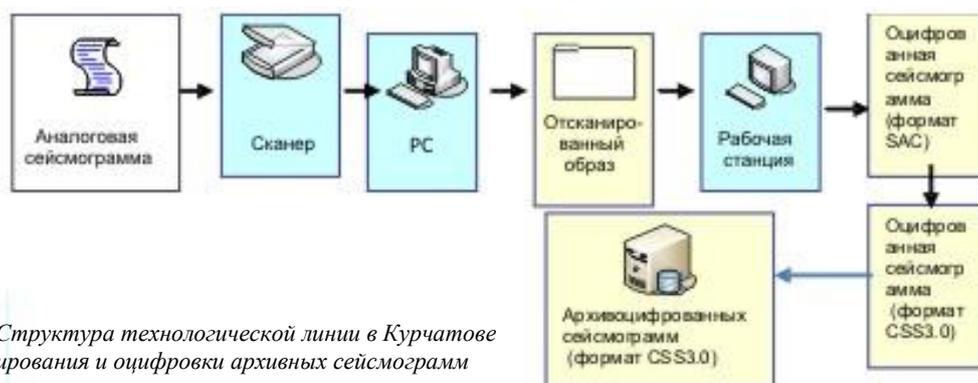


Рисунок 5. Структура технологической линии в Курчатове для сканирования и оцифровки архивных сейсмограмм

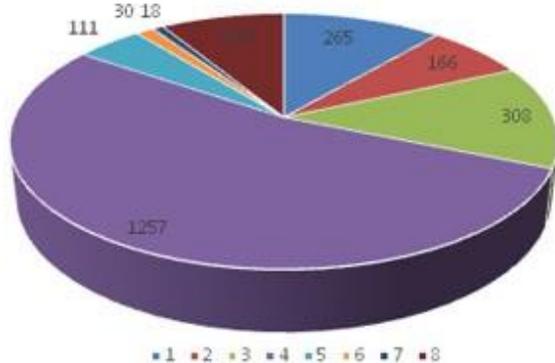
**СКАНИРОВАНИЕ И ОЦИФРОВКА ИСТОРИЧЕСКИХ АНАЛОГОВЫХ СЕЙСМОГРАММ
СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ КЫРГЫЗСТАНА**

Таблица. Сведения об оцифрованных сейсмограммах ядерных взрывов, зарегистрированных станциями на территории Кыргызстана

Страна	Полигон	Годы	Кол-во взрывов	Кол-во оцифрованных сейсмограмм
КНР	Лобнор	1966-1996	27	265
СССР	Новая Земля	1961-1984	29	166
СССР	Мирные ядерные взрывы	1966-1988	48	308
СССР	Семипалатинский испытательный полигон	1961-1989	145	1257
СССР	Химические калибровочные взрывы	1975-1989	12	111
Индия	Похаран	1974-1998	2	30
Пакистан	Чагай	1998	1	18
Франция	Муруроа	1968-1996	105	206



Рисунок 6. Технологическая линия для оцифровки аналоговых записей в Курчатове



1 – Лобнор; 2 – Новая Земля; 3 – мирные ядерные взрывы;
4 – СИП; 5 – химические калибровочные взрывы; 6 – Похаран;
7 – Чагай; 8 – Муруроа

Рисунок 7. Распределение оцифрованных сейсмограмм по полигонам Мира

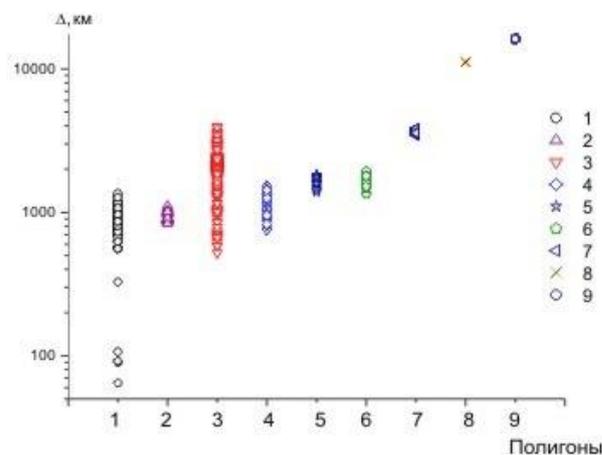
Начиная с 2013 г. оцифровано более 2000 сейсмограмм ядерных взрывов, зарегистрированных станциями Кыргызстана (таблица, рисунок 7).

На рисунке 8 представлено распределение оцифрованных сейсмограмм по эпицентральному расстояниям.

На рисунке 9 приведен пример оцифрованных сейсмограмм ядерных взрывов из районов испытательных полигонов СИП, Лобнор, Чагай, Похаран и мирного ядерного взрыва Памук на территории Узбекистана станцией Нарын.

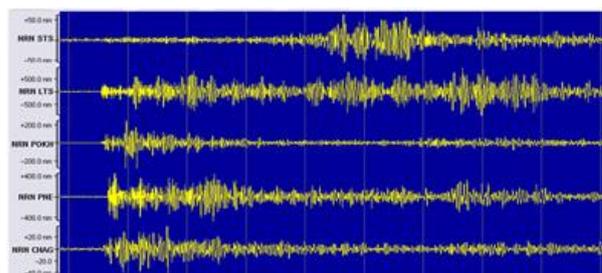
Полученные в ходе работ оцифрованные аналоговые сейсмограммы исторических ядерных взры-

вов широко используется для решения различных задач мониторинга, таких как: построение региональных годографов, изучение зависимости магнитуды взрыва от мощности, уточнение региональных калибровочных магнитудных кривых [5, 6], а также для уточнения параметров исторических ядерных взрывов [7, 8].



1 – химические калибровочные взрывы, 2 – Семипалатинский испытательный полигон, 3 – мирные ядерные взрывы; 4 – Лобнор, 5 – Похаран, 6 – Чагай, 7 – Новая Земля, 8 – Невада, 9 – Муруроа

Рисунок 8. Распределение оцифрованных сейсмограмм по эпицентральному расстояниям



Записи ядерных испытаний (сверху вниз) на полигонах:
Семипалатинский (01/30/1967, $t_0=04-01-57.6$, $\varphi=49.876^\circ$, $\lambda=78.029^\circ$);
Лобнор (10/05/1993 $t_0=01-59-56.6$, $\varphi=41.667^\circ$, $\lambda=88.695^\circ$);
Похаран (05/11/1998 $t_0=10-13-41.7$, $\varphi=27.105^\circ$, $\lambda=71.802^\circ$);
мирных ядерных взрывов (5/21/1968 $t_0=03:59:56.6$, $\varphi=38.918^\circ$,
 $\lambda=65.032^\circ$); Чагай (05/28/1998 $t_0=10-16-15.2$, $\varphi=28.902^\circ$, $\lambda=64.789^\circ$)

Рисунок 9. Оцифрованные сейсмограммы ядерных взрывов, зарегистрированные станцией Нарын

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках совместного международного проекта трех организаций: ИС НАН КР, ИГИ МЭ РК и NORSAR, - ведутся работы по сохранению и переводу на электронные носители уникального архива сейсмограмм исторических ядерных взрывов. Входящего в состав Института сейсмологии Кыргызстана.

Собраны сведения о параметрах более 160 сейсмических станций на территории Кыргызстана, ра-

ботавших как в стационарном, так и временном режиме. Отсканировано более 20 тысяч сейсмограмм ядерных взрывов с разрешением 1200 DPI.

Создана и постоянно пополняется база данных оцифрованных сейсмограмм ядерных взрывов в формате CSS3.0, которая содержит более 2000 сейсмограмм ядерных взрывов, произведенных, начиная с 1961 г. Эта база данных активно используется для решения различных исследовательских задач в сейсмологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берёзина, А.В. Архив аналоговых сейсмограмм Кыргызстана для задач мониторинга ядерных испытаний / А.В. Берёзина, Е.В. Першина, Е.Т. Вольхина // Вестник НЯЦ РК, 2013. – № 2. – С. 44 - 49.
2. Кальметьева, З.А. Атлас землетрясений Кыргызстана / З.А. Кальметьева [и др.] // Бишкек: ЦАИИЗ, 2009. – 232 с.
3. Sokolova, I. Database of digitized historical seismograms for nuclear tests monitoring tasks / I. Sokolova, I. Aleschenko, A. Uzbekov // Book of Abstracts Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Science and Technology 2011, 8-10 June Vienna, Austria, 2011.
4. Anderson, J. Center for seismic studies. Version 3 Database: Schema reference manual / J. Anderson, W.E. Farell [et al.] // Technical Report C90-01. - Arlington, 1990.
5. Аристова, И.Л. Сопоставление кинематических и динамических параметров мощных химических взрывов Бурлыкя, Учтерек и Камбарата / И.Л. Аристова, Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2012. – Вып. 1. – С. 51 - 56.
6. Berezina, A.V. Ground Truth Events on the Territory of Kyrgyzstan / A.V. Berezina, K.E. Abdrakhmatov, I.N. Sokolova, I.L. Aristova // Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Science and Technology Conference 2013. Book of Abstracts, Vienna, 17-21 June 2013, 2013. – p. 66.
7. Соколова, И.Н. Уточнение параметров слабых ядерных взрывов на семипалатинском испытательном полигоне на основе изучения исторических сейсмограмм / И.Н. Соколова, А.Е. Великанов // Вестник НЯЦ РК, 2013. – Вып. 2. – С. 49 - 56.
8. Sokolova, I.N. Investigation of historic seismic and infrasound records from events occurred at the region of Novaya Zemlya Test Site by the USSR stations / I.N. Sokolova // Abstr. of EGU General Assembly. 27 April - 2 May 2014. - Vienna, Austria. - EGU2014-792, 2014.

КЫРҒЫҒЫЗСТАН СЕЙСМИКАЛЫҚ СТАНЦИЯЛАРЫНЫҢ ТАРИХИ АНАЛОГТЫ СЕЙСМОГРАММАЛАРЫН СКАНЕРЛЕУ ЖӘНЕ ЦИФРЛАУ

¹⁾ Берёзина А.В., ²⁾ Соколова И.Н., ¹⁾ Першина Е.В., ²⁾ Алещенко И.Б.

¹⁾ КР ҰҒА Сейсмология институты, Бишкек, Кыргыз Республикасы

²⁾ Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Кеңес уақытында Қырғызстанда жұмыс істеген 166 сейсмикалық станциядан тұратын желімен тіркелген ядролық жарылыстардың тарихи жазбаларын сканерлеу және цифрлау тәжірибесі сипатталады. Алынған деректерді ЯСЖТШҰ верификациялық режимінің әр түрлі міндеттерін шешуінде пайдалану болашағы көрсетілген.

SCANNING AND DIGITIZATION OF HISTORICAL PAPER SEISMOGRAMS OF KYRGYZSTAN SEISMIC STATIONS

¹⁾ A.V. Berezina, ²⁾ I.N. Sokolova, ¹⁾ E.V. Pershina, ²⁾ I.B. Aleschenko

¹⁾ Institute of Seismology NAS KR, Bishkek, Kyrgyz Republic

²⁾ Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The paper describes the experience of scanning and digitization of historical records of nuclear explosions registered by the network consisting of 166 seismic stations that worked during the Soviet time in Kyrgyzstan. The perspective of using the obtained data during various tasks solving of the CTBTO verification regime is demonstrated.

УДК 556.3:621.039.9

МОНИТОРИНГ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА УЧАСТКАХ ПРОВЕДЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Горбунова Э.М.

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

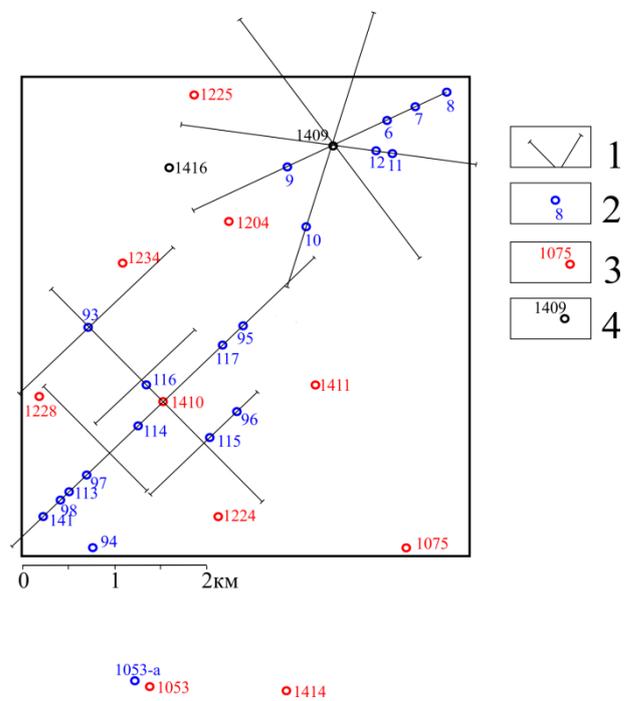
Обработка результатов мониторинга режима подземных вод при проведении крупномасштабных взрывов в пределах Семипалатинского испытательного полигона направлена на выделение участков нарушения гидрогеодинамической обстановки. Размеры области пространственно-временного перераспределения подземного потока зависят не только от параметров эксперимента, но и от геолого-структурных и гидрогеологических условий участка. Дренажное водоносных горизонтов происходит за счет формирования техногенной трещиноватости как в эпицентре взрыва, так и вдоль структурных границ раздела выветрелых и относительно монолитных пород. Постдинамическое снижение уровня подземных вод прослежено в зонах влияния разрывных нарушений, а также на участках ранее проведенных крупномасштабных экспериментов – подземных ядерных взрывов (ПЯВ).

ВВЕДЕНИЕ

На территории Семипалатинского испытательного полигона (СИП) в период 1983 - 1990 гг. была организована стационарная сеть наблюдений за режимом подземных вод. Основная направленность полевых гидрогеологических работ заключалась в изучении влияния отдельных крупномасштабных экспериментов на гидрогеодинамическую обстановку участков в радиусе до 1,5 - 2,0 км. Однако при обработке данных мониторинга установлено, что область техногенно-нарушенного режима подземных вод распространяется на расстояние до 7 км. Формирование депрессионной воронки связано с дренированием водоносных горизонтов за счет заполнения зон наведенной трещиноватости и подновления существующей трещиноватости в коренных породах. В зонах динамического влияния разрывных нарушений, подверженных необратимым техногенным изменениям, проявляются эффекты барражирования подземных вод.

В пределах площадки Балапан на СИП мониторинг подземных вод выполнялся на трех опорных участках – в центре, на юго-западе и северо-востоке. Створы наблюдательных скважин были расположены с учетом регионального северо-восточного направления движения подземного потока. Основные водоносные горизонты трещинно-пластового и трещинно-жильного типов приурочены, соответственно, к зонам экзогенного выветривания и тектонической трещиноватости разновозрастных пород палеозойского фундамента. На всех участках зафиксированы динамические и постдинамические изменения гидрогеодинамической обстановки, связанные с проведением крупномасштабных экспериментов – подземных ядерных взрывов.

В статье прослежены основные закономерности формирования техногенно-нарушенного режима подземных вод на примере северо-восточного опорного участка (рисунок 1), который характеризуется наиболее низким гипсометрическим положением пьезометрической поверхности.



1 – геолого-геофизический профиль; 2 - 4 – скважины:
2 – наблюдательная, 3 – экспериментальная, 4 – структурная

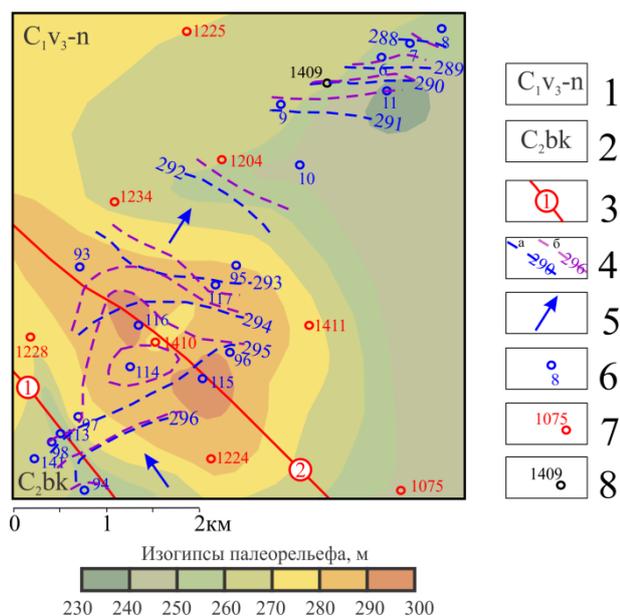
Рисунок 1. Северо-восточный участок площадки Балапан

1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В пределах рассматриваемого участка проходка наблюдательных скважин проводилась в три этапа. В первую очередь был пробурен куст скважин вблизи скважины 1409 (скважины 6 – 11, рисунок 1), в которой ПЯВ не был выполнен по техническим причинам. На втором этапе оборудованы наблюдательные скважины вблизи боевой скважины 1410 (скважины 93 - 98). На третьем этапе для изучения последствий влияния ПЯВ на геологическую среду и подземные воды в районе скважины 1410 дополнительно пройдены и оборудованы шесть наблюдательных скважин: 113 – 117 и 141.

В скважинах, пробуренных на глубину от 94 м до 192 м, выполнены стандартные ежедекадные изме-

рения уровня подземных вод. В ряде экспериментов проводились детальные наблюдения за реакцией водоносного горизонта на взрывное воздействие с ежесуточной регистрацией уровня в течение 10 дней после ПЯВ. Подъем уровня при крупномасштабных экспериментах фиксировался при помощи индикаторных лент. Изменение состояния массива оценивалось по результатам сравнительного анализа профильных и скважинных геолого-геофизических исследований, гидрогеологического опробования до и после проведения крупномасштабных экспериментов. По данным сейсмопрофилирования наибольшие вариации значений скоростей и положения структурной (преломляющей) границы фиксировались на границе раздела выветрелых и относительно монолитных (слаботрещиноватых) пород [2]. Полученные результаты использованы при построении комплекта схем и диаграмм. Наиболее информативной для целостного представления об условиях распространения подземных вод является схема палеорельефа участка (рисунок 2).



1 – отложения нижнего карбона; 2 – отложения среднего карбона;
3 – разрывное нарушение и его номер; 4 – гидроизопезы с цифрой -
абс. отм. уровня, м по состоянию на: а - 01.09.1989 г., б - 11.04.1990;
5 – направление движения подземных вод; 6 - 8 – скважины:
6 – наблюдательная, 7 – боевая, 8 – структурная

Рисунок 2. Северо-восточный участок площадки Балапан.
Схема палеорельефа

2. ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ УЧАСТКА

В пределах участка повсеместно развиты эффузивно-осадочные отложения нижнего карбона (C_1v_3-n) – туфы, туфопесчаники. На крайнем юго-западе распространены осадочные отложения среднего карбона (C_2bk) – песчаники, конгломераты, вскрытые наблюдательными скважинами 94, 98, 113 и 141 (рисунок 2). Граница между разновозрастными отложе-

ниями тектоническая, проходит вдоль Жананской зоны смятия, представленной региональным разрывным нарушением (1), сопровождаемым субпараллельным разломом (2), откартированным по результатам проведенных геолого-геофизических исследований.

Кровля коренных пород фундамента изрезанная, перепад высот достигает 60 м. На юго-западе участка выделяется погребенный водораздел, вытянутый в северо-западном направлении вдоль северной ветви регионального разлома (2). Северо-восточный борт погребенного водораздела пологий и плавно переходит в палеодолину. Днище палеодолины имеет абсолютные отметки ниже 240 м.

Подземные воды приурочены к зоне экзогенного выветривания и тектонической трещиноватости коренных пород, перекрытых толщей рыхлых песчано-глинистых отложений неоген-четвертичного возраста, и являются напорными. Исключение составляет наиболее возвышенная часть погребенного водораздела (в районе расположения скважины 115), в пределах которой относительный водоупор – глины неогена, – выклиниваются, характер водоносного горизонта изменяется на безнапорный.

До проведения ПЯВ в центре и на северо-востоке участка основное направление движения подземных вод – северо-восточное с уклоном от 0,001 до 0,003, в зоне влияния разрывных нарушений (1) и (2) – преимущественно северо-западное (рисунок 2). Естественный режим подземных вод равнинного типа, суточные вариации уровня не превышают 3 - 5 см. Абсолютные отметки уровня пьезометрической поверхности снижаются в северо-восточном направлении от 296 м до 288 м.

По данным геофизических исследований скважин пористость водовмещающих пород закономерно уменьшается с глубиной за исключением интервалов, приуроченных к зонам влияния разрывных нарушений (рисунок 3).

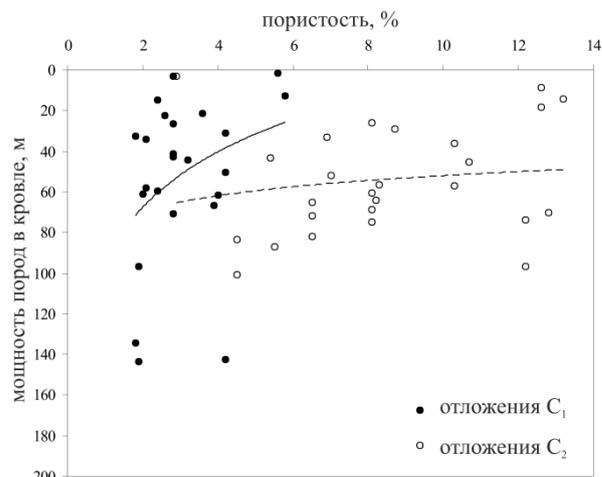


Рисунок 3. Северо-восточный участок площадки Балапан.
Изменение пористости водовмещающих пород

Мощность основного водоносного горизонта, приуроченного к зоне выветривания коренных пород, достигает 90 м. Необходимо отметить, что осадочные отложения среднего карбона характеризуются повышенными значениями пористости и водопроницаемости пород.

В пределах исследуемой территории водообильность пород относительно невысокая и изменяется неравномерно по площади - от 0,02 л/с до 0,2 л/с, возрастая в зонах влияния региональных разломов (1) и (2) северо-западного простирания - от 0,4 (скв.93) до 2,2 л/с (скв.97). По данным расходомерии водопроницаемость в зоне экзогенной трещиноватости пород нижнего карбона варьирует от 0,1 м²/сут до 1,9 м²/сут. Повышенная водопроницаемость пород отмечается преимущественно вдоль погребенного водораздела. Ниже зоны экзогенной трещиноватости водопроницаемость пород не превышает 0,01 - 0,6 м²/сут, а в зоне влияния разрывных нарушений возрастает до 7 м²/сут и более.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

3.1. Особенности формирования гидрогеодинамической обстановки

По данным мониторинга в пределах северо-восточного участка могут быть выделены периоды естественного и техногенно-нарушенного изменения режима подземных вод, связанные с проведением ПЯВ (рисунок 4). Вариации уровня подземных вод при ПЯВ в скважинах 1235 и 1308, удаленных на расстоянии 2,6 - 5,5 км от наблюдательных скважин ниже по направлению подземного потока, не превысили 0,1 - 0,2 м. С 26.09.1983 г. по 25.05.1984 г. прослежен устойчивый тренд подъема пьезометрической поверхности.

Наиболее значимые изменения гидрогеодинамической обстановки установлены после ПЯВ в скважине 1414. В пробной скважине ближней зоны, пройденной для изучения строения центральной зоны ПЯВ 1053 (на расстоянии 1,5 км от боевой скважины 1414) в момент эксперимента зарегистрировано фонтанирование скважины с высотой столба до 10 м и последующая сработка напора в течение первых суток ниже статического (рисунок 5). Максимальное снижение уровня в скважине 1053 через 20 дней после ПЯВ в скважине 1414 достигало 30 м.

Региональное снижение пьезометрической поверхности на 2,6 - 7,1 м в течение месяца после ПЯВ в скважине 1414 проявилось в наблюдательных скважинах 6 - 11 на расстоянии до 7 км ниже по направлению движения подземных вод (рисунок б). Наибольшее дренирование обводненной толщи пород зарегистрировано в пределах дна палеодолины по наблюдательной скважине 11.

Последующее восстановление уровня поверхности было осложнено проведением ПЯВ в скважине 1344, которое спровоцировало повторное снижение уровня подземных вод в дальней зоне на расстоянии от 5,1 км до 6,8 км. Возможно, это связано с изменением состояния центральной зоны ПЯВ в скважине 1414 (обрушение подсводового пространства) и формированием дополнительных зон техногенной трещиноватости. На это указывают результаты наблюдений в ближней зоне, так как в этот период в пробной скважине 1053 положение уровня стабилизировалось на глубине 39,5 м (рисунок 5), что свидетельствовало об установлении равновесия между естественным притоком подземных вод и оттоком на заполнение зон техногенной трещиноватости.

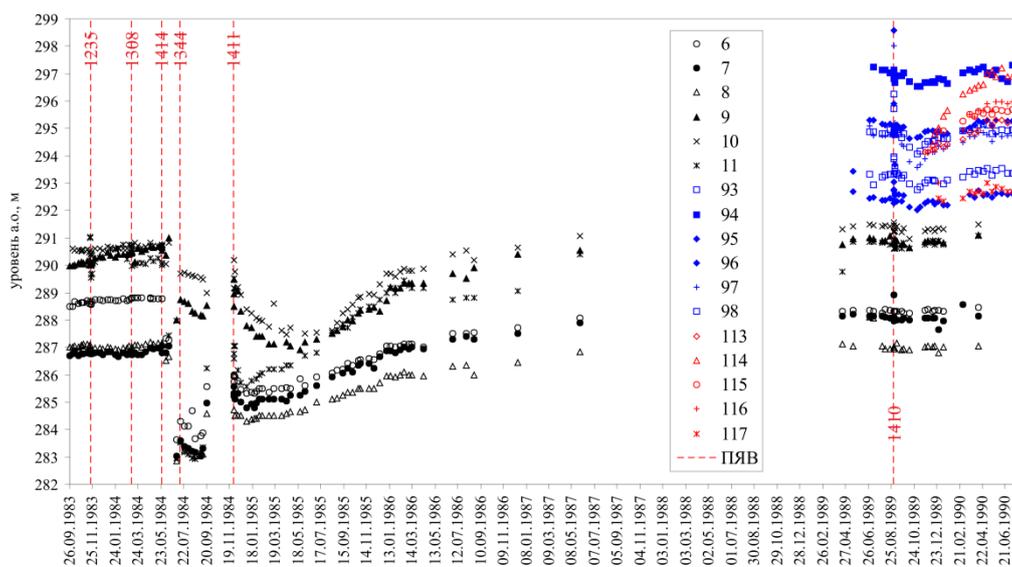


Рисунок 4. Северо-восточный участок площадки Балапан. Изменение уровня подземных вод

**МОНИТОРИНГ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА УЧАСТКАХ ПРОВЕДЕНИЯ
КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ**

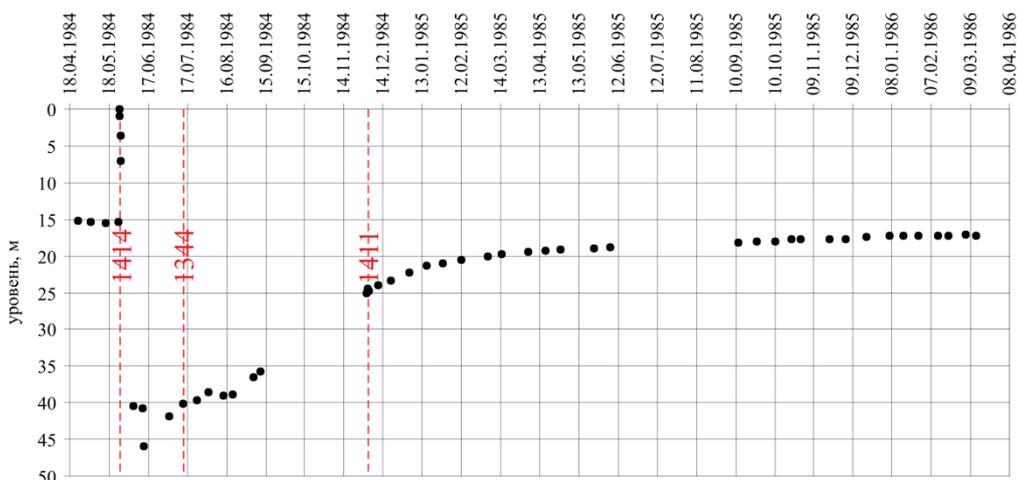
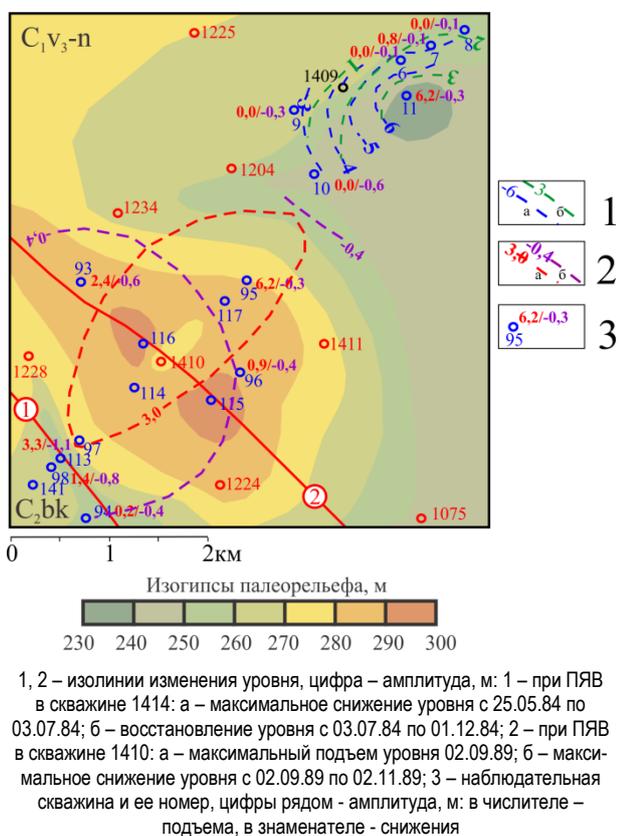


Рисунок 5. Северо-восточный участок площадки Балапан. Изменение уровня в наблюдательной скважине 1053

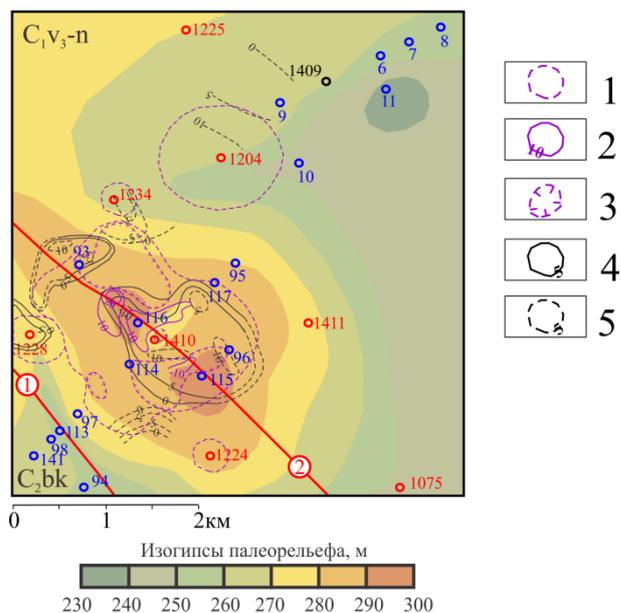


1, 2 – изолинии изменения уровня, цифра – амплитуда, м: 1 – при ПЯВ в скважине 1414: а – максимальное снижение уровня с 25.05.84 по 03.07.84; б – восстановление уровня с 03.07.84 по 01.12.84; 2 – при ПЯВ в скважине 1410: а – максимальный подъем уровня 02.09.89; б – максимальное снижение уровня с 02.09.89 по 02.11.89; 3 – наблюдательная скважина и ее номер, цифры рядом – амплитуда, м: в числителе – подъема, в знаменателе – снижения

Рисунок 6. Северо-восточный участок площадки Балапан. Схема изменения уровня подземных вод при ПЯВ в скважинах 1414 и 1410

Относительно стабильный подъем уровня в ближней и дальней зонах (скважины 1053, 6 - 8 и 11) был отмечен только через 2 месяца после ПЯВ в скважине 1414. Продолжающееся дренирование водоносного горизонта по скважинам 9 и 10, на протяжении года после эксперимента в скважине 1414 (рисунок 4), вероятно, связано с подновлением зон техногенной трещиноватости в районе расположения скважины 1204, Ранее при проведении ПЯВ в

скважине 1204 в декабре 1972 была зафиксирована нештатная ситуация, связанная с прорывом продуктов взрыва в процессе опускания купола раздробленной породы [1]. Это косвенно подтверждено увеличением глубины залегания преломляющей (структурной) границы до 10 м в ближней зоне боевой скважины 1204 по одному из геолого-геофизических профилей (рисунок 7).



1 – 3 - изолинии амплитуды деформаций поверхности (цифра – амплитуда, см): 1 – контур поствзрывных изменений; 2 – подъем; 3 - понижение; 4 - 5 – в массиве (цифра – изменение глубины залегания структурной границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами, м): 4 – по данным обработки данных 2-х и более профилей, 5 – предполагаемая, выделенная по результатам обработки данных 1 профиля

Рисунок 7. Схема поствзрывных деформаций поверхности и массива

Проведение ПЯВ в скважине 1411 через 5 месяцев после эксперимента в скважине 1414 вызвало подъем уровня подземных вод до 1,3 м в наблюда-

тельных скважинах, расположенных ниже по направлению подземного потока на расстоянии 2,4 - 3,6 км (рисунок 4). Избыточный гидростатический напор сохранялся на протяжении двух суток. Повторное снижение пьезометрической поверхности на протяжении 18 дней в створе наблюдательных скважин 6 - 8 и 11 не превысило 1 м. В скважине 1053, расположенной на расстоянии 3 км выше по потоку от боевой скважины 1411, было зарегистрировано уменьшение скорости восстановления уровня в 1,5 раза (рисунок 5). В дальнейшем в связи с мораторием на проведение ПЯВ уровень подземных вод в пределах северо-восточного участка восстановился до первоначального положения и выше.

3.2. Анализ последствий воздействия ПЯВ на массив

Сравнительный анализ результатов профильных топогеодезических и геолого-геофизических исследований, выполненных до и после проведения ПЯВ в скважине 1410, позволил выделить и оконтурить зоны поствзрывных деформаций поверхности и техногенно-измененных пород (рисунок 7). В эпицентральной зоне и в пределах участков ранее проведенных ПЯВ прослежено увеличение глубины залегания структурной границы раздела выветрелых и относительно монолитных пород до 10 м и более (рисунок 7).

Наибольшие изменения состояния толщи вмещающих пород тяготеют к погребенному водоразделу, разрывным нарушениям и участкам проведения ПЯВ в скважинах 1204 и 1228. В скважине 95, приуроченной к склону погребенного водораздела, в зоне экзогенного выветривания и ниже прослежено увеличение мощности интервалов водопритоков от 2 - 4 м до 8 - 30 м, водопроницаемость пород увеличилась в 1,5 раза. Амплитуда подъема уровня при взрыве по направлению движения подземных вод составила 6,2 м (рисунок 6).

В скважине 96, расположенной на участке максимального снижения структурной границы раздела трещиноватых и относительно монолитных пород, в первые сутки после эксперимента было установлено максимальное снижение уровня на 2,8 м (рисунок 8). По данным расходомерии в разрезе скважины 96 отмечено увеличение водопроницаемости пород и мощности основных интервалов водопритока в 1,1 раза. В пределах водораздела вне зоны поствзрывных деформаций поверхности и массива в скважинах 114 и 117 прослежено закономерное уменьшение интенсивности водопритока с глубиной.

Вдоль разрывного нарушения (2) глубина залегания границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами изменяется неравномерно. Фрагментарно глубина залегания сейсмолломляющей границы южнее эпицентра ПЯВ в скважине 1410 возрастает до 10 м и более. По скважине 93, расположенной в зоне влияния разлома (2), зарегистрировано уменьшение мощности и интенсивно-

сти основного интервала водопритока в 0,9 раз. Вдоль ствола скважины 93 установлено сдвигание основного интервала водопритока на 8 м. Полученные данные по расходомерии скважины соотносятся с зарегистрированным снижением структурной границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами на 5 м и более по результатам сейсмопрофилирования (рисунок 7).

В зоне влияния регионального разлома (1), являющегося границей раздела между разновозрастными отложениями карбона, отмечено неоднозначное изменение фильтрационных свойств массива. В южном борту разлома, сложенного осадочными отложениями среднего карбона, прослежено увеличение водообильности и водопроницаемости пород в 1,1 - 1,2 раза, появление новых интервалов водопритока ниже зоны экзогенного выветривания, которые выделены в разрезе дополнительно пробуренной скважины 113.

В северном борту регионального разлома (1) - вниз по направлению подземного потока, - водообильность и водопроницаемость пород нижнего карбона в зоне экзогенного выветривания уменьшилась по скважине 97, ниже - изменилась неравномерно. В верхней части разреза установлено снижение интенсивности водопритока, в нижней - увеличение. Водоприток в скважине 97 в интервале 121,5 - 122,5 м не отмечен, вероятно, из вскрытия гидрогеологически активной зоны выше по направлению подземного потока в интервале 108 - 122 м в скважине 113, пробуренной после ПЯВ в скважине 1410. Водообильность пород в зоне влияния разлома (2) в ПЯВ скважинах 116 и 115, пройденных на третьем этапе экспериментальных работ, невысокая - до 0,02 л/с, водопроницаемость ниже зоны экзогенной трещиноватости не превышает 0,01 - 0,04 м²/сут.

Область поствзрывной деформации дневной поверхности, в целом, соответствует выделенному контуру техногенно-измененных пород. Наряду с выраженным подъемом дневной поверхности с амплитудой до 10 см установлено формирование понижений глубиной до 10 см. Наибольшие значения амплитуд изменения дневной поверхности прослежены вдоль зоны влияния разрывного нарушения (2).

3.3. Постдинамические изменения режима подземных вод

Проведение ПЯВ в скважине 1410 привело к формированию купола избыточного напора асимметричной формы над эпицентральной частью, вытянутого вдоль направления движения подземных вод, на протяжении первых суток после ПЯВ (рисунок 6). Максимальная амплитуда подъема уровня изменялась от 3,3 м (скв. 97) до 6,2 м (скв. 95) на расстоянии до 1,2 км. Вквост направления движения подземных вод в зоне влияния разрывного нарушения (2) подъем уровня не превысил 0,9 - 2,4 м (скв. 93, 96). На юго-западе участка в южном борту разлома (1) вдоль направления подземного потока амплитуда

литуда подъема уровня составила 1,4 м (скв. 98), вкрест – направления - не более 0,2 м (скв. 94).

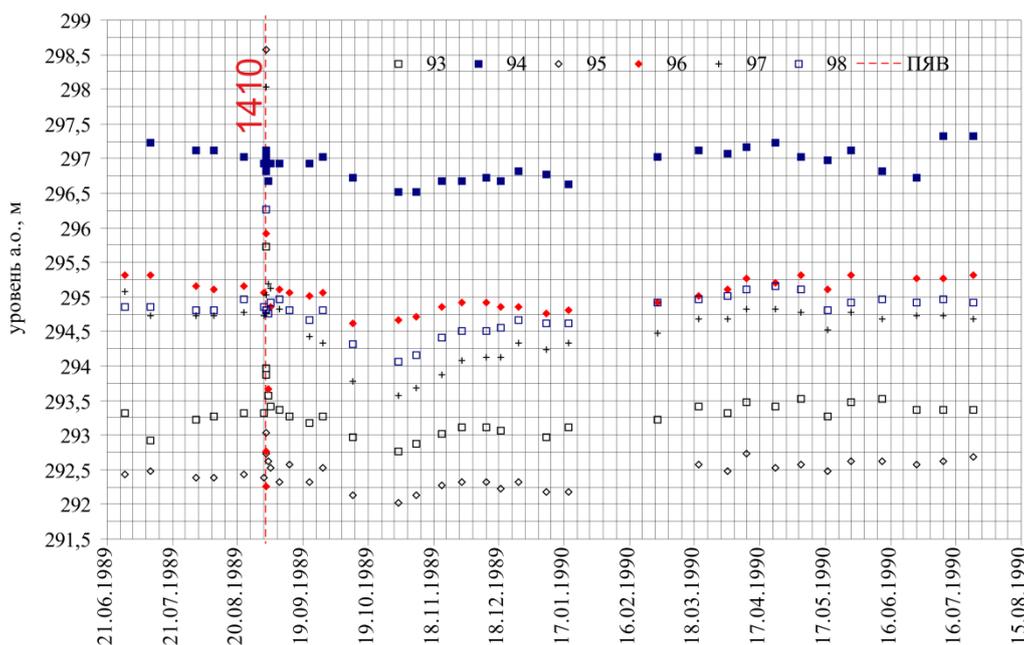
Через 26 дней после ПЯВ в скважине 1410 на фоне относительной стабилизации режима подземных вод зарегистрирован «срыв» уровней подземных вод, вероятно, свидетельствующий о дренировании водоносного горизонта за счет заполнения наведенной техногенной трещиноватости (рисунок 8). Процесс формирования депрессионной воронки продолжался в течение месяца, максимальное постдинамическое снижение было зарегистрировано в зоне влияния регионального разрывного нарушения (1), трассируемого палеодолиной. Снижение уровня в северном борту разлома составило 1,1 м (скв. 97), в южном – 0,8 м (скв. 98).

В течение последующих 11 месяцев прослежен постепенный подъем пьезометрической поверхности (рисунки 4, 8). На юге и северо-востоке участка уровень подземных вод восстановился до первоначального положения и выше на 0,1 - 0,4 м (рисунок 2). В зоне влияния разрывного нарушения (2) зарегистрированы наибольшие изменения гидрогеологических условий. Южнее эпицентра ПЯВ в скважине 1410 и вдоль осевой линии разлома (2) уровень подземных вод поднялся в среднем до 1 м, что косвенно свидетельствует об изменении состояния водовмещающих пород, выраженном в увеличении барражирующего эффекта (рисунок 2). Снижение гидрогеологической активности разлома (2) подтверждено пространственно-временным перераспределением

подземного потока вдоль линии разлома по скважинам 93 и 96 (рисунок 2).

Сопоставление диаграмм восстановления уровня после ПЯВ, проведенных в скважинах 1414 и 1410 (рисунок 9), указывает на подобие процесса на протяжении от 10 до 110 суток, связанного с сохранением условий восполнения естественных ресурсов подземных вод в региональном плане после крупномасштабных экспериментов, проведенных с разницей в 5 лет. Скорость восстановления уровня подземных вод в ближней зоне составляет 11 см/сут (рисунок 9-а), в дальней - до 2 см/сут (рисунок 9-б). Через 115 - 120 суток скорость восстановления уровня на северо-востоке участка возрастает в 3 - 4 раза из-за влияния дополнительной гидрогеологической активной границы.

В напорных условиях выдерживается обратная линейная зависимость между амплитудой восстановления уровня подземных вод и эпицентральной расстоянием для каждого эксперимента за исключением зоны влияния разрывных нарушений, которая свидетельствует об установлении квазистационарного режима фильтрации. Поэтому полученные диаграммы прослеживания восстановления уровня подземных вод могут быть использованы для реконструкции значений его максимального снижения при ПЯВ и построения номограмм расчета между приведенным расстоянием и амплитудой снижений уровня подземных вод.



*Рисунок 8. Северо-восточный участок площадки Балапан.
Изменение уровня подземных вод при ПЯВ в скважине 1410*

**МОНИТОРИНГ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА УЧАСТКАХ ПРОВЕДЕНИЯ
КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ**

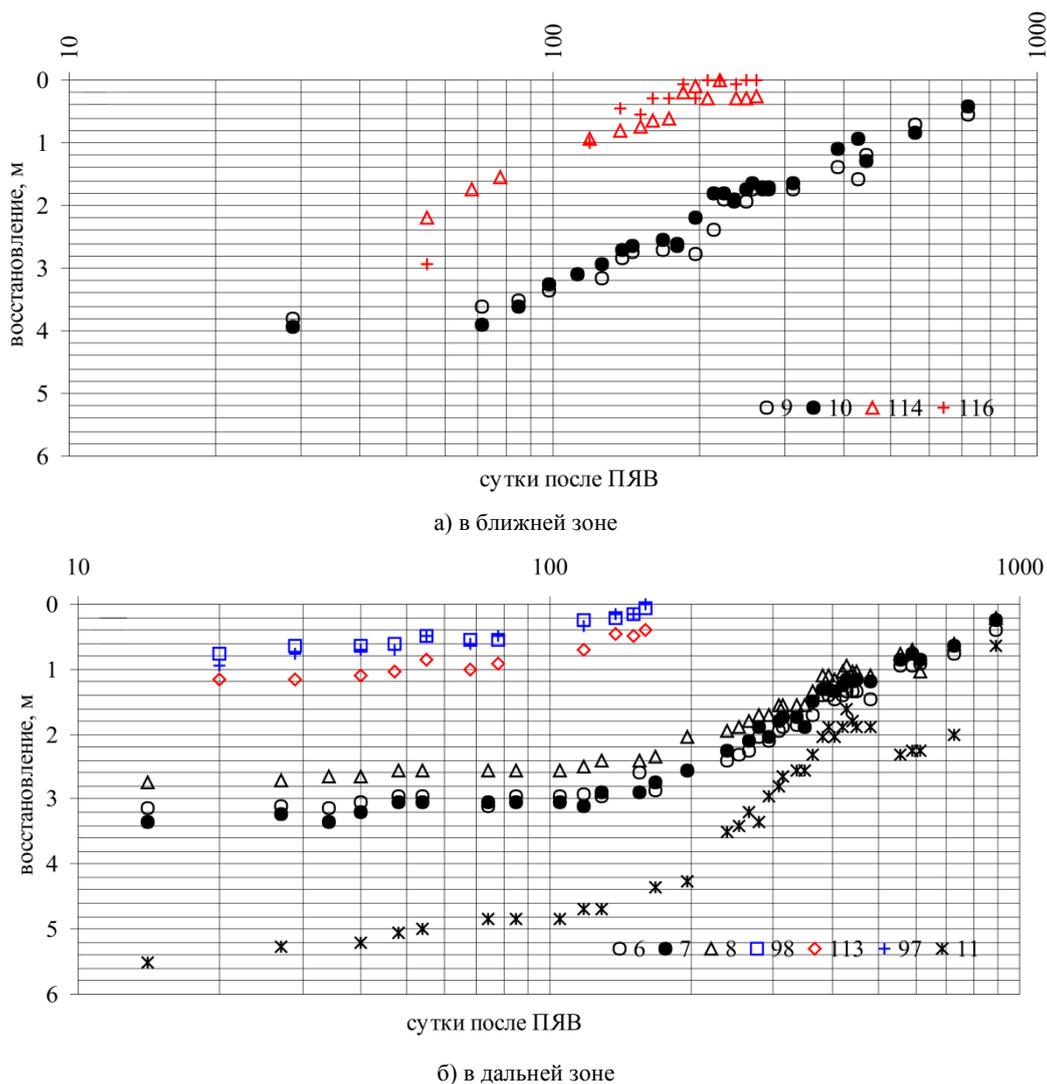


Рисунок 9. Северо-восточный участок площадки Балапан. Графики восстановления уровня подземных вод после ПЯВ в скважинах 1414 и 1410

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам комплексных исследований установлено, что к ведущим факторам, влияющим на гидрогеодинамическую обстановку при взрывном воздействии на горные породы, могут быть отнесены палеорельеф, контролирующий основное направление движения подземных вод, наличие разрывных нарушений и участков, техногенного изменения в результате ранее проведенных ПЯВ. Необратимые изменения состояния водовмещающих пород фиксируются на участках максимальных изменений уровня поверхности подземных вод при крупномасштабных экспериментах и подтверждены изменением положения структурной границы раздела между выветрелыми и относительно монолитными породами в плане, мощности и интенсивности водопритокков в разрезе скважин.

Наибольшие поствзрывные деформации массива зарегистрированы не только в ближней зоне, но и на участке дренирования зоны экзогенного выветрива-

ния, приуроченном к смене режима подземных вод с напорного на безнапорный, что отмечено в створе скважин 96 - 115. Смещение эпицентра депрессионной воронки – контура постдинамического снижения пьезометрической поверхности в юго-западном направлении, - косвенно указывает на необратимые изменения состояния водовмещающих пород в зоне влияния регионального разлома (1) и на участке ПЯВ в скважине 1228, связанные с проведением крупномасштабного эксперимента в скважине 1410. Дополнительное снижение уровня подземных вод отмечено юго-восточнее ПЯВ в скважине 1204 на склоне палеодолины.

Подобие восстановления пьезометрической поверхности после эксперимента 1410, проведенного через 5 лет после ПЯВ в скважине 1414, свидетельствует о том, что подъем уровня напорного горизонта может рассматриваться в условиях относительно изотропного массива, для которого выдерживается обратная зависимость амплитуды снижения уровня

подземных вод от приведенного расстояния. Изменение угла наклона графика восстановления уровня подземных вод свидетельствует о привлечении дополнительных естественных ресурсов.

Представленные данные экспериментальных исследований имеют прикладное значение и могут быть рекомендованы в качестве модельных для

оценки вариаций гидрогеологических параметров при техногенном воздействии на массив, вмещающий объекты различного назначения.

*Работа выполнена при финансовой поддержке
Российского научного фонда (проект № 14-17-00719).*

ЛИТЕРАТУРА

1. Семипалатинский полигон: Обеспечение общей и радиационной безопасности ядерных испытаний. - М.: ФУ «Медбиоэкстрем», 1997. – 319 с.
2. Шпаковский, В.И. Гидрогеодинамическая обстановка в техногенно-нарушенных условиях / В.И. Шпаковский, Р.С. Шпаковская, Э.М. Горбунова // Международная геофизическая конференция. Тезисы докладов. С.-Пб: ВИРГ-Рудгеофизика, 2000. – С. 615 - 616.

ІРІ АУҚЫМДЫ ҒЫЛЫМИ ТӘЖІРІБЕ ЖҮРГІЗІЛЕТІН УЧАСКЕЛЕРДЕГІ ЖЕР АСТЫ СУЛАРЫ РЕЖИМІНІҢ МОНИТОРИНГІ

Горбунова Э.М.

РФА Геосфера динамикасы институты, Москва, Ресей

Семейдің сынау полигонының шегінде ірі ауқымды ғылыми тәжірибелерді жүргізу кезінде жер асты сулары режимінің мониторингісі нәтижелерін өңдеу, гидрогеодинамикалық жағдайдың бұзушылықтары бар учаскелерін анықтауға бағытталған. Жер асты ағынының кеңістік-уақыттық қайта бөлінуінің көлемі тек қана ғылыми тәжірибе параметрлеріне байланысты емес, сондай-ақ учаскенің геологиялық-құрылымдық және гидрогеологиялық күйіне де байланысты. Су әкелетін жиектерді дренаждау, жарылыстың эпиорталығындағы техногенді кеуектілікпен, сондай-ақ біршама тұтас және жел қаққан жыныстарды бөлудің құрылымдық шекараларын бойлай қалыптастыру арқылы, құрылады. Динамикадан кейін жер асты суларының деңгейінің төмендеуі, жарылыс бұзушылықтарының әсер ету аумақтарында және бұрын ірі ауқымды ғылыми тәжірибелер жүргізілген орналасу учаскелерінде, бақыланды.

MONITORING OF UNDERGROUND WATER MODE AT LARGE-SCALE EXPERIMENTS SITES

E.M. Gorbunova

Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia

The processing of monitoring results of underground water mode during large-scale experiments within Semipalatinsk Test Site is aimed at revealing of sites with disturbed hydro-geodynamic setting. The area size of spatial and temporal redistribution of underground flow depends not only on the experiment parameters, but on geological and structural and hydrogeological settings of the site. Drainage of aquifers occurs due to forming of induced jointing in the explosion epicenter and along structural borders of weathered and relatively solid rocks. Post-dynamic decrease of underground water level is observed in the zones of faulting and at the sites where large-scale experiments were conducted.

УДК 631.43:539.16:546.42: 577.4: 505.4

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГОРНОМ МАССИВЕ ДЕГЕЛЕН НА ОСНОВЕ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

Алипбеки О.А., Кабжанова Г.Р., Махметова А.А., Максут Ж.Ж.

АО «НК «Казахстан Гарыш Сапары», Астана, Казахстан

Описан опыт мониторинга геодинамических процессов, протекающих в горном массиве Дегелен на Семипалатинском испытательном полигоне, с применением спутниковой радиолокационной интерферометрии в сочетании с системой высокоточной спутниковой навигации и с радиозоологическими методами. Для детального пространственного анализа миграции и трансформации искусственных радионуклидов создана геоинформационная система горного массива Дегелен. Методом интерферометрической обработки радиолокационных снимков выполнена предварительная оценка величины смещений грунта в северо-восточной части территории этого горного массива. Величина смещений составила примерно две половины длины волны, до 3,1 см.

Бывший Семипалатинский испытательный ядерный полигон (СИЯП) в настоящее время представляет собой район экологического прессинга вследствие неоспоримых нарушений экобаланса территории в результате 456 ядерных взрывов, произведенных в период с 1949 по 1989 гг. Одним из объектов радиоактивного загрязнения полигона является горный массив Дегелен, в штольнях которого было произведено 235 подземных взрывов. Высокий уровень загрязнения радионуклидами позволяет отнести горный массив Дегелен (ГМД) к наиболее опасной категории земель [1]. Произведенные взрывы способствовали активизации геодинамических процессов, что повлекло нарушение циклов гидрологических объектов и развитие вторичного загрязнения ценоза ГМД в целом.

Подземные ядерные взрывы, имеющие относительно высокую пороговую мощность (до 150 кт ТЭ) [2], способствовали активизации геодинамических процессов, проседанию грунта, появлению трещин и деформации рельефа. Такие изменения стали причиной нарушения циркуляции подземных вод и водопроявлений в штольнях ГМД. Настораживает тот факт, что эти водопроявления могут нести радиационную опасность. Возможность миграции радионуклидов из котловых загрязненных полостей скважин по подземным водным каналам была оценена в [3].

Методы мониторинга и изучения геодинамических явлений включают как традиционные методики и инструменты исследования современных деформаций земной коры, так и современные средства обработки пространственной информации. Геоинформационные системы могут быть использованы для построения моделей развития процессов радиоактивного загрязнения территории и для выработки рекомендаций по преодолению последствий геодинамических изменений техногенного генезиса, характерного для горного массива Дегелен.

Изучение и выявление различной современной активности геодинамических процессов (СП) в ГМД для мониторинга загрязнения территории вы-

полнено с использованием современных технологий геоинформационных систем, методов спутниковой радиолокационной интерферометрии и системы высокоточной спутниковой навигации в сочетании с радиозоологическими методами.

Цель проведения исследований - дать характеристику геодинамическим изменениям земной поверхности горного массива Дегелен, вызванным последствиями проведенных подземных ядерных взрывов на основе обработки радиолокационных данных.

Задачи исследований: 1) изучить возможности применения радиолокационной съемки при исследовании геодинамических процессов; 2) определить наличие смещений в ГМД на основе радиолокационной интерферометрии.

Методы радиолокационной интерферометрии рассчитаны на детальный мониторинг смещений земной поверхности посредством съемки радарным спутником. Получен опыт использования такого мониторинга на нефтегазовых месторождениях Кандым и Гумбулак [4], на Жезказганском месторождении меди и прилегающих территориях [5], на Старобинском месторождении калийных солей [6] и др. Радиолокационная интерферометрия - исследование Земли с помощью радиолокатора с синтезированной апертурой, - это современный высокопроизводительный метод дистанционного зондирования, позволяющий получать двумерные распределения интенсивности отраженного сигнала, а также изучать отражательные свойства и структуры рельефа поверхности. Преимуществами радиолокаторов перед оптическими сенсорами является возможность съемки независимо от солнечного освещения и от наличия облачности. Интерферометрия обеспечивает дополнительные возможности, позволяя проводить: 1) извлечение информации о рельефе поверхности Земли; 2) детектирование площадных подвижек поверхности; 3) обнаружение изменений поверхности за время между съемками; 4) оценку скорости движущихся целей.

Данной работой предусматривалось создание интерферограмм для территории горного массива Де-

гелен по данным космических радиолокационных снимков. Съёмка территории проводилась в период с 4 ноября по 12 декабря 2012 г. спутником COSMO-SkyMed (Constellation of Small Satellites for Mediterranean basin Observation, Итальянское космическое агентство - ASI), оснащённым радаром с синтезированной апертурой. Дешифрирование и интерпретация данных многопроходных космических радиолокационных съёмок выполнялись с получением интерферограммы за периоды между последовательными проходами радарного спутника.

Радиолокационная съёмка проведена в ультраточковолновой (сверхвысокочастотной) области радиоволн. Диапазон частот съёмки выбирался с учетом типа рельефа, типа растительного покрытия, ожидаемых величин смещений земной поверхности. Входными данными при обработке в специализированных программных комплексах были интерферометрические пары радиолокационных снимков. Важными параметрами, определяющими возможность или невозможность интерферометрической обработки снимков, являются пространственная и временная базы [7, 8]. Пространственная база - расстояние между орбитальными положениями радиолокатора при съёмке изображений, составляющих интерферометрическую пару (рисунок 1). Качество результатов интерферометрической обработки напрямую зависит от величины перпендикулярной составляющей базовой линии, в частности, качество получаемой карты смещений земной поверхности возрастает с уменьшением длины перпендикулярной базовой линии. В случае базовой линии, равной нулю, интерферограмма, рассчитанная по такой паре снимков, вообще содержит только фазу смещений. В случае обработки данных спутника Cosmo-SkyMed, подобранных для территории горного массива Дегелен, критическое значение перпендикулярной пространственной базы для каждой пары снимков может быть вычислено по следующей формуле:

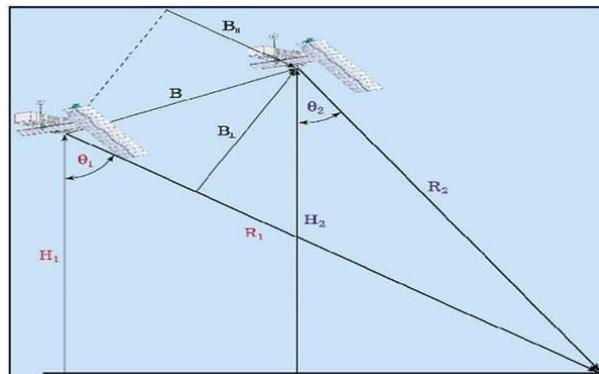
$$B_{n,cr} = \frac{\lambda R \tan(\theta)}{2R_r} \quad (1)$$

Здесь: $B_{n,cr}$ – критическая базовая линия; λ – длина зондирующей волны радиолокатора; R_r – пространственное разрешение в направлении наклонной дальности;

Исходя из вышеприведенной формулы, у пар снимков с базами более 300 м в интерферограммах преобладает рельефная компонента и для мониторинга смещений они не являются оптимальными. Именно пары снимков с базами до 300 м были в основном выбраны при построении интерферограмм.

Временная база – промежуток времени, прошедший между съёмкой изображений, составляющих интерферометрическую пару, напрямую связана с такой важной проблемой как временная декорреляция, возникающей за счёт изменений рельефа, растительности, влажности, шероховатости и других

свойств отражающей радарный луч поверхности, произошедших за период между съёмками. Проблема временной декорреляции может быть решена увеличением длины зондирующей волны либо сокращением временной базы.



H_1 и H_2 – высота орбиты радиолокатора; R_1 и R_2 – дальность (путь зондирующей волны); θ_1 и θ_2 – углы между дальностью и высотой; B_{\perp} и B_{\parallel} – перпендикулярная и параллельная составляющие базовой линии; B – результирующая базовая линия

Рисунок 1. Схема космосъёмки интерферометрической пары радиолокационных изображений [8]

Помимо пространственной и временной баз, к важным параметрам относится также разность положений Доплеровского центра вращения Земли для снимков пары. Все обработанные пары, характеризуются низкими либо нормальными значениями этого параметра, что положительно сказывается на результатах обработки.

Каждый радиолокационный снимок интерферометрической пары содержит в себе амплитудный и фазовый слой. Амплитудный слой более пригоден для визуального анализа. Результирующая фаза получена в ходе интерферометрической обработки фазовых слоев снимков интерферометрической пары, в общем случае состоит из следующих компонентов:

$$\Phi = \Phi_{topo} + \Phi_{def} + \Phi_{atm} + \Phi_n \quad (2)$$

где: Φ_{topo} – фазовый набег за счет обзора топографии под двумя разными углами; Φ_{def} – фазовый набег за счет смещения отражающей поверхности в период между съёмками; Φ_{atm} – фазовый набег за счет различия длин оптических путей из-за преломления в среде распространения сигнала; Φ_n – вариации фазы в результате электромагнитного шума.

Для анализа не пар, а многопроходных цепочек интерферометрических радиолокационных снимков, в комплексе многофункциональных модулей SARscape реализованы модификации радарной интерферометрии: постоянных рассеивателей (Ps - Persistent Scatterers) и малых базовых линий (SBAs). Интерферометрия малых базовых линий в отличие от интерферометрии постоянных рассеивателей является менее автоматизированной технологией и требует более высокой квалификации исполнителя. В случае применения этой технологии усиливается

вклад статистики в финальный результат за счет перекрестной обработки очень большого количества интерферометрических пар при том же самом количестве снимков [9]. Обработка каждой пары ведется в полуавтоматическом режиме с выполнением следующих шагов:

1) совмещение основного и вспомогательного радиолокационных изображений интерферометрической пары;

2) построение интерферограммы, являющейся результатом комплексного поэлементного перемножения основного изображения и вспомогательного изображения, геометрически совмещенного с основным;

3) разделение фазовых компонентов Φ_{topo} и Φ_{def} (формула 2) за счет синтеза фазы рельефа с помощью имеющейся цифровой модели рельефа (ЦМР), либо путем задания средней по площади снимка высотной отметки (для равнинных областей) с получением на выходе дифференциальной интерферограммы, на которой один полный спектр цветов (интерференционный цикл) соответствует смещениям земной поверхности, равным половине длины волны радиолокатора;

4) фильтрация интерферограммы, позволяющая в определенной степени уменьшить фазовый шум (помехи) за счет закругления выходной карты смещений земной поверхности;

5) получение файла когерентности для области перекрытия двух снимков, составляющих интерферометрическую пару, в значениях от 0 до 1 для каждой пары соответствующих друг другу пикселей;

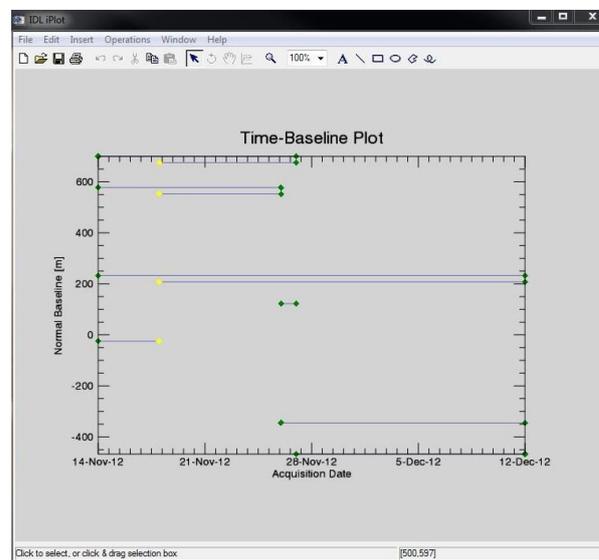
6) развертка фазы (процедура перехода от относительных значений фазы к абсолютным) и устранение разрывов фазы;

7) коррекция значения базовой линии по наземным контрольным точкам;

8) преобразование абсолютных значений фазы в смещения земной поверхности в миллиметрах.

Совмещение основного и вспомогательного радиолокационных изображений интерферометрической пары предшествует построению интерферограммы, являющейся результатом комплексного поэлементного перемножения основного изображения и вспомогательного изображения, геометрически совмещенного с основным. Для получения наиболее достоверного результата - максимального точного замера смещения, - в качестве эталона для интерферометрической обработки определено наличие многопроходной цепочки из 30 снимков. Для обработки по технологии SBas не обязательно наличие 30 снимков. Обработка возможна и при меньшем их количестве. Например, в нашем случае использованы 5-проходные цепочки, из которых можно составить 10 независимых пар. Однако при этом не гарантировано выявление смещений. Поскольку к смещениям земной поверхности наиболее чувствительны

интерферометрические пары, характеризующиеся малыми значениями перпендикулярных компонентов базовых линий, именно они отбирались для дальнейшей обработки. Исходя из статистического распределения базовых линий конкретной цепочки, при отборе пар был установлен порог базовых линий (MaxNormalBaseline) – до 25 % (по умолчанию – 30) от критической базовой линии. Кроме того, чтобы избежать выбора пар с сильной временной декорреляцией, устанавливалось максимальное значение временной базы ($\text{MaxTemporalBaseline}$) в 365 суток. После определения этих исходных параметров, была выполнена интерферометрическая обработка 5-проходной цепочки данных COSMO-SkyMed по методу малых базовых линий (SBas), реализованная в модуле Interferogramm Stacking программного комплекса SARscape. Выбранные 10 пар снимков в координатах «время – базовая линия» схематически изображены на рисунке 2.



По оси X – время в сутках (первый по порядку снимок принят за ноль).
По оси Y – базовые линии в метрах (знаки + и – означают отклонение
вправо и влево от маршрута спутника COSMO-SkyMed

Рисунок 2. Схема 5-проходной цепочки COSMO-SkyMed, выбранной по принципу малых базовых линий

Как видно из рисунка 2, для большей части рассматриваемого периода времени (с 4 ноября по 12 декабря 2012 г.) имеются данные для обработки не одной, а нескольких пар снимков, что значительно повысило достоверность полученных результатов. В частности, при одновременной обработке нескольких пар снимков вклад реально происходящих динамических процессов земной поверхности (смещения, деформации) увеличивался, а роль случайных и не закономерно изменяющихся во времени факторов (атмосферные артефакты, неточность определения орбиты спутника, влияние растительности, электромагнитные шумы, осадки и т.д.) значительно снижалась. Эта особенность технологии (SBas) поз-

воляет статистически удалять вышеперечисленные помехи и улучшать выделение полезного сигнала (в нашем случае – смещения и деформации земной поверхности).

Совмещение двух снимков проводилось в автоматическом режиме, после чего, в рамках той же процедуры - «Interferogramm Generation», выполнялся следующий шаг – расчет комплексной интерферограммы, являющейся результатом комплексного поэлементного перемножения фаз радиолокационных снимков интерферометрической фазы. Комплексная интерферограмма в общем случае содержит в себе компоненты смещений и фазового шума. Чтобы уменьшить уровень шума, выполнялась адаптивная фильтрация дифференциальной интерферограммы методом Голдстейна.

Интерференционный цикл (или «фринг»), т.е. перепад фазы, равный 2π , отображается на дифференциальной интерферограмме полным спектром цветов и соответствует либо перепаду высот рельефа, равному величине « $2PI$ Ambiguity height» (90 м для данной пары снимков), либо смещениям земной поверхности, равным половине длины волны радара (длина волны спутника Cosmo SkyMed – 3,1 см, половина длины волны – 1,55 см).

Особенностью интерферограмм являются разрывы фазы при каждом достижении значений « π » или « $-\pi$ ». Перепад значений фазы от « $-\pi$ » до « $+\pi$ » соответствует смещению в половину длины волны радара за период между съемками.

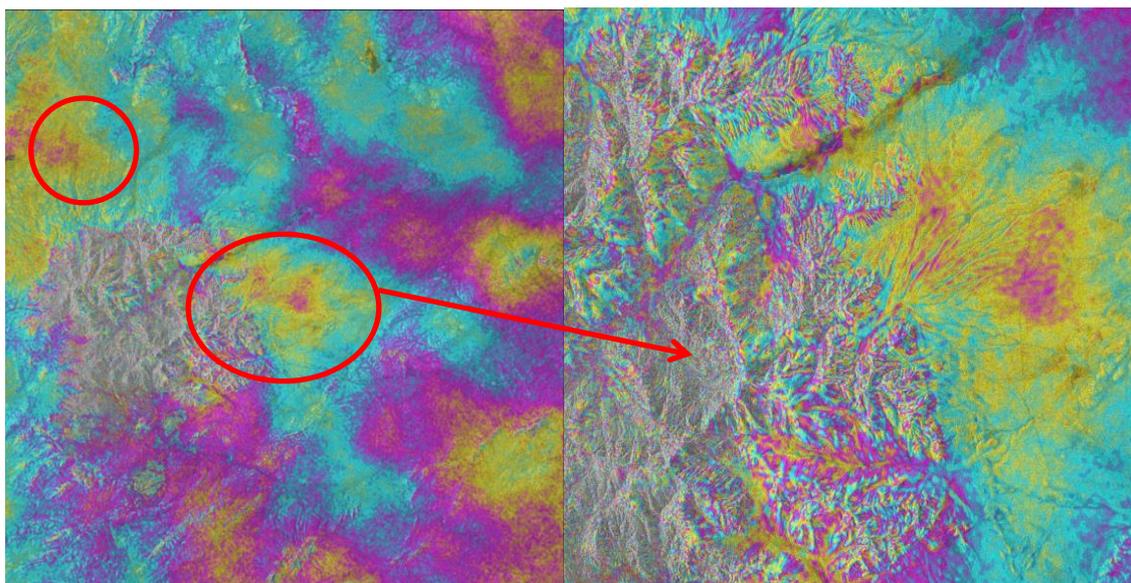
Дифференциальные интерферограммы позволяют визуально оценить величины смещений и подтвердить происходящие геодинамические изменения в ГМД., поскольку они построены от первого по порядку снимка со всеми последующими. Однако

для создания геомеханической модели смещений за весь период наблюдений, а также для построения картограмм среднегодовой скорости смещений и смещений на каждую дату съемки в количественных показателях необходимы проведения дальнейших исследований горного массива Дегелен.

На рисунке 3 в пределах территории горного массива Дегелен. заметна мульда оседания земной поверхности. Мульда отражается как три концентрических интерференционных цикла (два полных спектра цветов: от желтого цвета снаружи мульды до желтого цвета через спектр цветов в центре мульды) на фоне достаточно плоской интерферометрической фазы вокруг этого участка.

Предварительная оценка величины смещений в северо-восточной части территории горного массива Дегелен за период с 14.11.2012 по 27.11.2012 составляет примерно две половины длины волны, то есть, до 3,1 см. Метод интерферометрической обработки радиолокационных снимков для условий горного массива Дегелен в частности, является важным независимым источником информации о смещениях земной поверхности и может служить надежным дополнением к традиционным геодезическим методам.

Таким образом, в результате выполненных работ оценена возможность изучения геодинамических изменений горного массива Дегелен с использованием интерферометрической обработки многопроходной цепочки из 10 снимков; за достаточно непродолжительный период исследований (14.11.2012 – 27.11.2012 г.) в северо-восточной части горного массива Дегелен выявлены смещения (подвижки) земной поверхности, величиной 3,1 см, что свидетельствует о достаточно высокой активности происходящих здесь геодинамических процессов.



В центре участка – мульда оседаний, справа – увеличение этой мульды оседаний

Рисунок 3. Территория горного массива Дегелен. Фрагмент фильтрованной дифференциальной интерферограммы, рассчитанной по паре радарных снимков спутника CosmoSkyMed от 14.11.2012 и 27.11.2012

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахметов, М.А. Радиационный мониторинг водотоков и проблемы реабилитации нагорном массиве Дегелен Семипалатинского испытательного полигона / М.А. Ахметов [и др.] // Вестник НЯЦ РК, 2000. – Вып.3. – С. 23 - 28
2. Матущенко, А.М. Семипалатинский радиационная феноменология подземных ядерных взрывов, остаточное радиоактивное загрязнение местности / А.М. Матущенко [и др.] // Доклад на конференции. - Антверпен (Бельгия), 1993.
3. Птицкая, Л.Д. Современное состояние радиационной обстановки на территории испытательной площадки «Балапан» бывшего семипалатинского полигона / Л.Д. Птицкая // Вестник НЯЦ РК. Радиоэкология. Охрана окружающей среды, 2002. – Выпуск 3, № 9. – С. 11 - 17.
4. Кантемиров, Ю.И. Космический мониторинг смещений земной поверхности на месторождениях Кандым и Гумбулак Республики Узбекистан по данным космических радарных съемок / Кантемиров Ю.И. [и др.] // Геоматика, 2011. – №1 (10). – С. 72 - 79.
5. Мансуров, В.А. Космический радарный мониторинг смещений земной поверхности и сооружений на Жезказганском месторождении меди (Республика Казахстан) / В.А. Мансуров [и др.] // Геоматика, 2012. – №1. – С. 77 - 83.
6. Горский, Д.А. Оценка влияния добычи калийных солей на состояние окружающей среды в виде деформаций земной поверхности методами радиолокационной съемки в Республике Беларусь / Д.А. Горский, К.А. Хоменков // Геоматика, 2012. – № 4. – С. 65 - 75.
7. Richards, M. A Beginner's Guide to Interferometric SAR Concepts and Signal Processing / M. A. Richards // IEEE Aerospace and Electronic, 2007. – Vol. 22, No. 9, September.
8. Кантемиров, Ю.И. Краткие теоретические основы радарной интерферометрии и ее многопроходных вариаций Ps и SBas / Ю.И. Кантемиров // Геоматика, 2012. - № 1. – С.22 – 26.
9. Berardino, P. A new algorithm for surface deformation monitoring based on Small Baseline differential SAR Interferometry / P. Berardino [и др.] // IEEE Aerospace and Electronic, 2002. - Vol. 40, No. 11.

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ ИНТЕРФЕРОМЕТРИЯ ЭДИСТЕРІН ҚОЛДАНУ НЕГІЗІНДЕ ДЕГЕЛЕН ТАУ МАССИВІНДЕГІ ГЕОДИНАМИКАЛЫҚ ПРОЦЕССТЕРДІҢ СИПАТТАМАСЫ

Әліпбекі О.Ә., Кабжанова Г.Р., Махметова А.А., Максұт Ж.Ж.

«Қазақстан Ғарыш Сапары ҰК» АҚ, Астана қ.

Жоғары дәлді жерсеріктік навигация және радиоэкологиялық әдістерімен бірге үйлесте жерсеріктік радиолокациялық интерферометрияны қолданумен Семей сынау полигонындағы Дегелен тау массивінде өтіп жатқан геодинамикалық процесстердің мониторингі тәжірибесі сипатталған. Жасанды радионуклидтер жылыстау мен трансформациясын толық жете кеңістік талдау үшін Дегелен тау массивінің геоапараттық жүйесі жасалған. Радиолокациялық суреттерді интерферометриялық өңдеу әдісімен сол массивтің солтүстік-шығыс бөлшегінде грунттың ығысу мөлшерін алдын ала бағалауы орындалған. Ығысу мөлшері шамасы толқын ұзындығының екі жартысын құрайды 3,1 см дейін.

RESEARCH OF GEODYNAMIC PROCESSES IN DEGELEN MOUNTAINS BASED ON APPLICATION OF RADIOLOCATION INTERFEROMETRY

O. Alipbeki, G. Kabzhanova, A. Mahanov, A. Mahmetova, Zh. Maksut

JSC “National Company “Kazakhstan GharyshSapary”, Astana, Kazakhstan

The paper describes monitoring of geodynamic processes that occur in Degelen mountains region at the Semipalatinsk Test Site, using the satellite radiolocation interferometry in combination with the system of high-resolution satellite navigation and with radioecological methods. For the purposes of detailed special analysis of migration and transformation of artificial radionuclides, a geoinformation system of Degelen mountains region has been created. With the help of interferometry processing of radiolocation imagery a preliminary estimate of the magnitude of displacement in the northern-eastern part of the territory of this region has been conducted. It is comprised of approximately two halves of the wave's length, up to 3.1 cm.

УДК 550.34:621.039.9(25)

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К УСЛОВИЯМ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА¹⁾ Беляшов А.В., ²⁾ Суворов В.Д., ²⁾ Мельник Е.А.¹⁾ *Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан*²⁾ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*

На примере профильных сейсмических наблюдений, выполненных в месте проведения подземного ядерного взрыва на Семипалатинском испытательном полигоне, проведен сравнительный анализ возможностей сейсмотомографического способа построения скоростного разреза и метода прямого лучевого трассирования. Установлено, что в условиях слоисто-градиентных горизонтально-неоднородных геологических сред, характерных для горных пород, подвергшихся деструктивному воздействию подземных ядерных взрывов, сейсмотомографический способ обработки имеет ряд методических ограничений. В первую очередь, осложнен подбор априорной стартовой модели, адекватно отображающей изучаемый скоростной разрез. Кроме того, выявлена неединственность финального решения томографических расчетов в зависимости от стартовой модели. Указанные ограничения могут приводить к ошибкам в определении скорости продольных волн до 1.5 км/с, что существенно в масштабах описываемых исследований. Способ прямого лучевого трассирования более трудоемок, но позволяет получить скоростной разрез, соответствующей с высокой точностью наблюдаемому волновому полю.

ВВЕДЕНИЕ

Для изучения скоростных свойств геологической среды широко используется сейсмотомографический способ, разработанный в свое время для глобальных телесеismicических масштабов [1, 2]. При этом способ имеет ряд методических ограничений [3 - 7], особенно при переходе от телесеismicических к региональным и локальным масштабам изучения скоростного разреза. Существенное влияние на получаемый результат оказывают также местные геолого-тектонические условия. В частности, геологическая среда, подвергаясь разрушительному воздействию подземных ядерных взрывов (ПЯВ), отличается неоднородным строением, включает разно-размерные блоки с различными физико-механическими свойствами – от полостей до зон трещиноватости [8 - 10]. Для условий участка Балапан Семипалатинского испытательного полигона (СИП) ситуация усложнилась значительным количеством близко расположенных ПЯВ [11], что привело к суммированному взрывному воздействию на вмещающую среду и большому разрушению горных пород.

Для выделения локальных зон взрывного разуплотнения в верхней части разреза с учетом описанных условий к сейсмическим методам построения скоростного разреза предъявляются определенные требования с точки зрения детальности и достоверности получаемого результата. В статье описаны результаты анализа применения двух независимых способов построения скоростного разреза – сейсмотомографии и прямого лучевого трассирования, - на одной из площадок участка Балапан на СИП.

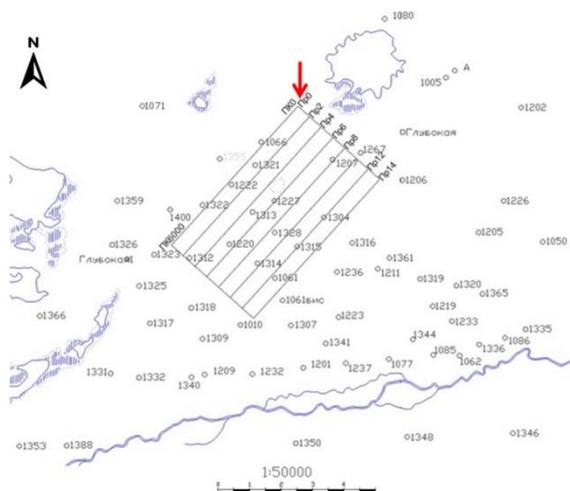
ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

На участке Балапан сейсмические исследования методом преломлено-рефрагированных волн проведены в 1997 г. для решения геоэкологических задач с целью выявления в верхней части разреза низкоскоростных проницаемых структур, сформированных под воздействием скважинных ПЯВ. В границы изучаемой площадки вошло 15 боевых скважин (рисунок 1-а). Наблюдения выполнены вдоль 8 профилей длиной 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 зарядов весом до 40 кг.

Регистрация сейсмических сигналов выполнялась аппаратным комплексом «КАРС» («Казгеофизприбор»), включающим 12-канальные аналоговые станции записи АСС-3/12 и трехкомпонентные сейсмодатчики СК-1П.

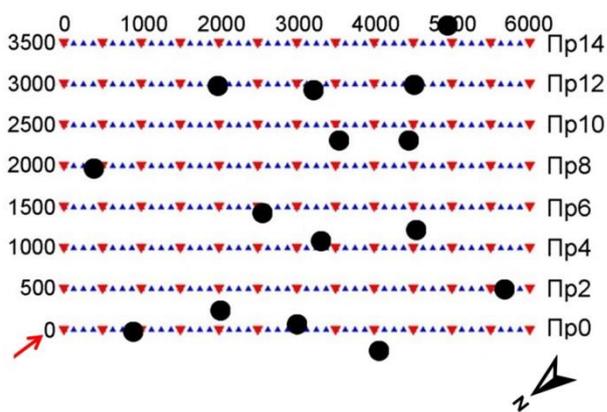
Вмещающая геологическая среда представлена на изучаемой площадке в основном породами осадочно-метаморфогенной толщи нижнего карбона (рисунок 2). В разрезе присутствуют средне-поздне-каменноугольные гранитные и гранодиоритовые интрузии. На северо-востоке залегают юрские осадочные породы, отделенные от карбоновых отложений региональным Чинрауским разломом. Палеозойский фундамент перекрыт неогеновыми глинами и четвертичными аллювиальными отложениями мощностью 10 - 70 м.

**НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ
ПРИМЕНИТЕЛЬНО К УСЛОВИЯМ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА**



Черный контур с линиями – площадка и сейсмические профили;
кружок с цифрой – боевая скважина и ее номер

а



Треугольники: красный – пункт взрыва; синий – точка регистрации;
черный кружок – боевая скважина. Красной стрелкой обозначено
начало системы наблюдений

б

Рисунок 1. К полевым работам на участке Балапан: а – расположение площадки, б – система сейсмических наблюдений

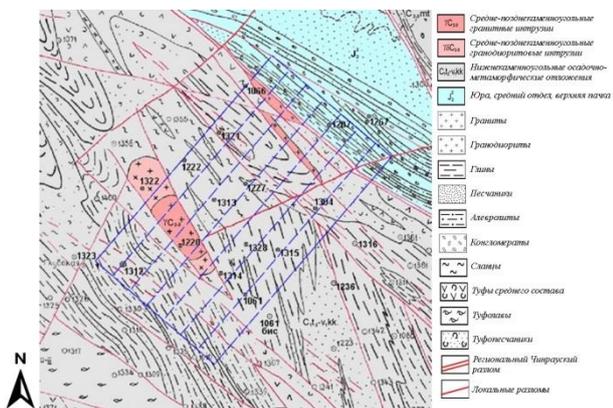
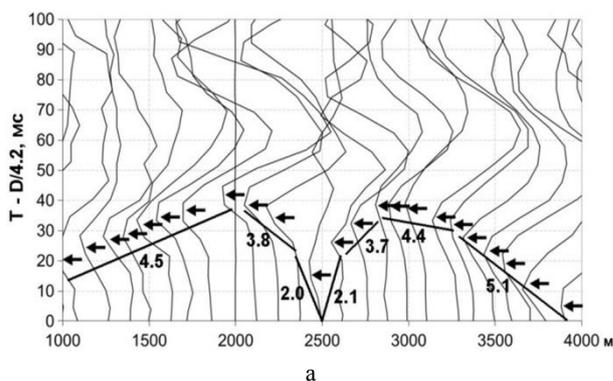


Рисунок 2. Фрагмент геолого-тектонической схемы участка Балапан с контуром исследованной площадки

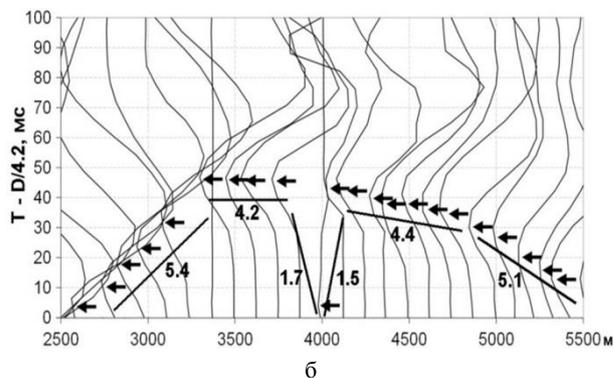
ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Этап первичной обработки сейсмических данных заключался в переводе аналоговых записей на магнитных лентах в цифровой формат с помощью станции воспроизведения ВСС-3/6 («Казгеофизприбор»). Полученные файлы специализированного бинарного формата "vss" конвертировались в стандартный сейсмический формат SEG-Y, после чего сейсмограммы отдельно для каждой из компонент (Z, X и Y) по всем профилям были собраны для общего пункта взрыва (ОПВ). При этом в наблюдаемые времена вносились поправки за пункт взрыва (ПВ), за уход часов и за скорость лентопротяжки на станциях.

На рисунке 3 приведен пример сейсмограмм двух ОПВ для характерных участков на площадке исследований. Фрагменты сейсмограмм для ближней к пунктам взрыва области профиля демонстрируют изменения скоростной ситуации на разных участках изучаемой площади.



а



б

Отрезок – интервал с одинаковой кажущейся скоростью;
цифры – значения скорости в км/с

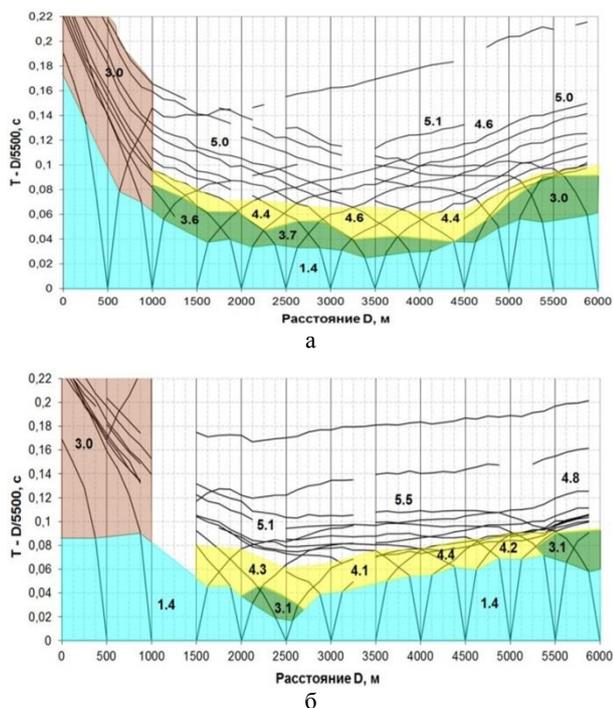
Рисунок 3. Фрагменты сейсмограмм: а – ПВ2500, Пр0;
б – ПВ4000, Пр2.

Масштаб времени редуцированный ($V_{ред} = 4.2$ км/с)

Так, в окрестности ПВ2500, профиль 0 (рисунок 3-а) отмечается 4 интервала изменения кажущейся скорости, что свидетельствует о трехслойной покрывающей среде и присутствии в разрезе интервала со скоростью 3.7 - 3.8 км/с, который подстилает зону малых скоростей (ЗМС). В окрестности ПВ4000,

профиль 2 (рисунок 3-б) аналогичный скоростной интервал отсутствует, а под подошвой ЗМС залегают породы с кажущейся скоростью 4.2 - 4.4 км/с. Факт изменения скорости сейсмических волн на разных участках изучаемой площадки свидетельствует о том, что разрез может быть представлен не только вертикально-слоистой, но и горизонтально-неоднородной скоростной моделью.

Системы наблюдаемых годографов для двух характерных профилей приведены на рисунке 4.



Цветом выделены интервалы с различной кажущейся скоростью (км/с)

Рисунок 4. Системы наблюдаемых годографов для:
 а – Пр0; б – Пр2

На годографах цветом выделены интервалы с близкими значениями кажущейся скорости. В левой части профилей наблюдается область с резким понижением кажущейся скорости до 3.0 км/с (коричневый цвет), связанная с выходом волны в рыхлые юрские отложения (рисунок 2). На Пр0 (рисунок 4-а) выделено 4 интервала со значительно различающимися значениями кажущейся скорости, что соответствует трехслойной покрывающей среде: 1) слой со средней скоростью порядка 1.4 км/с (голубой цвет) относится к самой верхней низкоскоростной части ЗМС, которая сложена четвертичным аллювием и неогеновыми глинами; 2) слой со скоростью 3.0 - 3.7 км/с (зеленый цвет) на данном профиле развит повсеместно и соответствует области взрывного разрушения кровли палеозойского фундамента, подстилающей подошву ЗМС [12]. Интенсивное проявление этого слоя на Пр0 объясняется плотным расположением боевых скважин в его створе (рисунок 1-б); 3) слой со скоростью 4.4 - 4.6 км/с (желтый цвет) отно-

сится к ненарушенным породам палеозойского фундамента; 4) подстилающее полупространство с кажущейся скоростью более 5.0 км/с.

Для Пр2 (рисунок 4-б) слой со скоростью 3.1 км/с, соответствующий области взрывной дезинтеграции кровли фундамента (зеленый цвет), локально проявлен в области размещения боевых скважин (рисунок 1-б). На остальной части профиля в первые вступления выходит волна со скоростью более 4.0 км/с (желтый цвет), относящаяся к ненарушенным породам фундамента. Эта скоростная ситуация описывается двухслойной покрывающей моделью.

ПОСТРОЕНИЕ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА МЕТОДОМ ПРЯМОГО ЛУЧЕВОГО ТРАССИРОВАНИЯ

В основе метода лежит алгоритм лучевого трассирования [13]. Построение разреза выполнялось программой SeisWide (Dr. Deping Chian). Разрез формировался путем подбора его параметров – рельефа преломляющих границ, скорости внутри слоев, – в соответствии с характерными изменениями времен пробега волн, выделенными по системе годографов (рисунок 4). Подбор модели осуществлялся сверху вниз последовательно для каждого годографа таким образом, чтобы в результате обеспечивались минимальные невязки между модельными и наблюдаемыми временами для всех годографов на профиле. Так, в результате подбора скоростной модели по Пр0 окончательные временные невязки не превысили 0.004 с, в среднем находясь в пределах ± 0.002 с (рисунок 5-а). Финальная лучевая схема, сформированная в результате подбора скоростной модели, отличается равномерной плотностью распределения сейсмических лучей, соответствующей непрерывности прослеживания волн в первых вступлениях. Характер лучевых траекторий при этом определяется, в первую очередь, положением сейсмических границ с резким скачком скорости (рисунок 5-б).

На рисунке 6 приведены финальные скоростные модели для Пр0 и Пр2 с примерами соответствия модельных и наблюдаемых годографов для приведенных ПВ.

К преимуществам построения разреза способом прямого лучевого трассирования нужно отнести строгое соответствие структурных и скоростных характеристик подобранной модели волновому полю – все выделяемые в разрезе объекты обеспечены изменениями кажущейся скорости на годографах. Например, количество слоев на подобранных разрезах определяется характером наблюдаемых времен – на годографах для Пр0 (рисунок 6-а) выделяются 4 интервала с разными значениями кажущейся скорости, что позволяет говорить о трехслойной среде с подстилающим полупространством, в то время, как годографы для Пр2 (рисунок 6-б) определяют двухслойную покрывающую среду. Подобранные скоростные разрезы отличаются также блоковым строением с латеральными изменениями скорости внутри слоев.

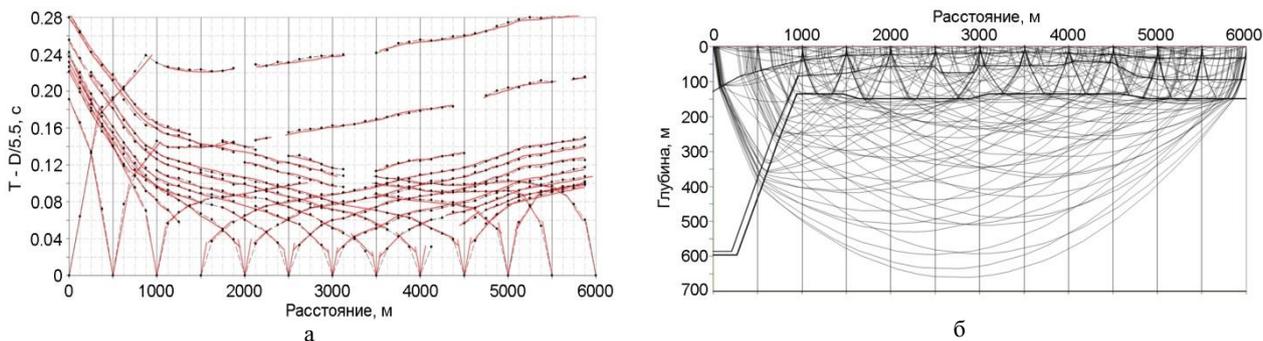
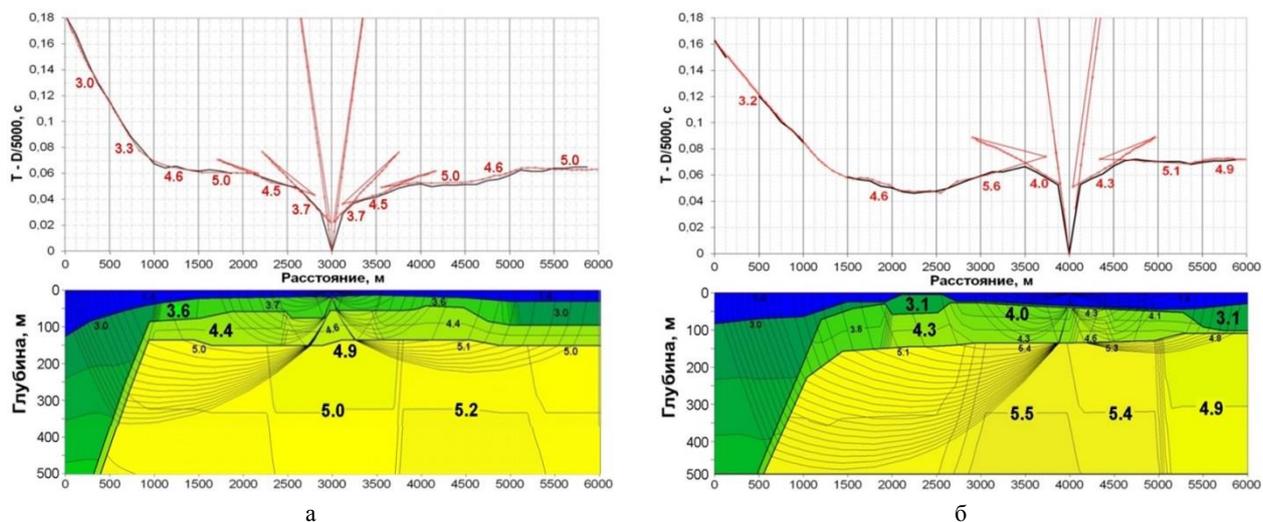


Рисунок 5. К построению скоростного разреза по Пр0 методом прямого лучевого трассирования: а – соответствие модельных годографов (красные линии) наблюдаемым (черные линии); б – лучевая схема



Вверху: соответствие модельных (красные линии) и наблюдаемых (черные линии) годографов. Внизу: скоростные модели с лучевыми схемами (толстые линии – сейсмические границы, тонкие – изолинии скорости с шагом 0.1 км/с, значения скорости приведены в км/с)

Рисунок 6. Примеры подбора скоростных моделей для: а - Пр0; б - Пр2

В результате численного эксперимента по оценке качества подбора модели установлено, что для финальных временных невязок точность определения скоростных параметров лежит в пределах ± 0.2 км/с, точность определения глубины залегания сейсмических границ ± 5 м

ПОСТРОЕНИЕ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИМ МЕТОДОМ (НА ПРИМЕРЕ Пр0)

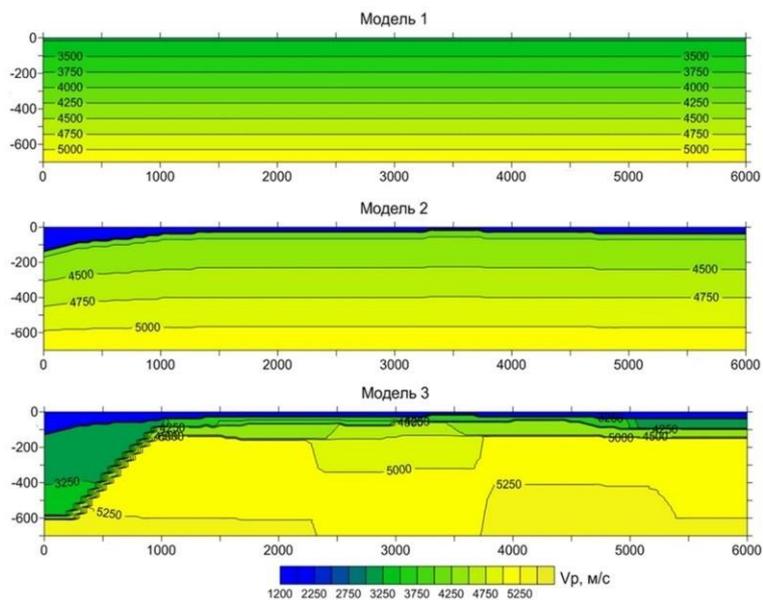
Построение скоростного разреза осуществлялось классическим способом итерационного решения прямой и обратной задач путем последовательного внесения поправок скорости в стартовую модель до достижения минимальных временных невязок между расчетными и наблюдаемыми временами [14 - 16]. Расчеты проводились с использованием программы FIRSTOMO / X-TOMO (Рослов и Дитмар). Для оценки зависимости результирующего скоростного разреза от начальных условий в томмографических расчетах использовались 3 разных стартовых модели, заданные в двумерном виде (рисунок 7).

На рисунке 8-а приведен пример сопоставления модельных и наблюдаемых времен на финальной расчетной итерации, при этом величина среднеквад-

ратической невязки для всех стартовых моделей не превышает 0.0015с. Локальные невязки в некоторых случаях могут достигать 0.01 с как, например, для ближней к ПВ зоне в упрощенной (сглаженной) Модели 1.

Финальные лучевые схемы для разных стартовых моделей представлены на рисунке 8-б. Конфигурация сейсмических лучей у разных моделей существенно различается. Для Модели 1 при максимальной глубине проникания лучей порядка 440 м наблюдаются 2 пологих зоны сгущения лучей на глубине 200 и 300 м. Для Модели 2 с априорно заданной ЗМС первая зона сгущения лучей соответствует подошве ЗМС, вторая зона прослеживается на глубине 220 м. Для Модели 3 горизонтальные лучевые траектории соответствуют априорно заданным границам со скачком скорости на них. Для всех моделей отмечается неравномерная плотность покрытия лучами и резкое уменьшение количества лучей, начиная с глубинной отметки порядка 250 м. Эти глубинные области ограниченной сейсмической информации, не пересеченные лучами, достигают размеров до 2.5 км по латерали и 200 м по вертикали.

**НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОБРАБОТКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ
ПРИМЕНИТЕЛЬНО К УСЛОВИЯМ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ИСПЫТАТЕЛЬНОГО ПОЛИГОНА**



Модель 1 – сглаженная с линейным нарастанием скорости с глубиной от 3.2 до 5.2 км/с; Модель 2 – с учётом рельефа подошвы ЗМС и постоянным положительным градиентом скорости в нижележащей толще от 4.2 км/с на кровле до 5.2 км/с на подошве; Модель 3 – слоистая по данным прямого лучевого трассирования для Пр0

Рисунок 7. К томографическим расчетам: стартовые скоростные модели $V(x,z)$

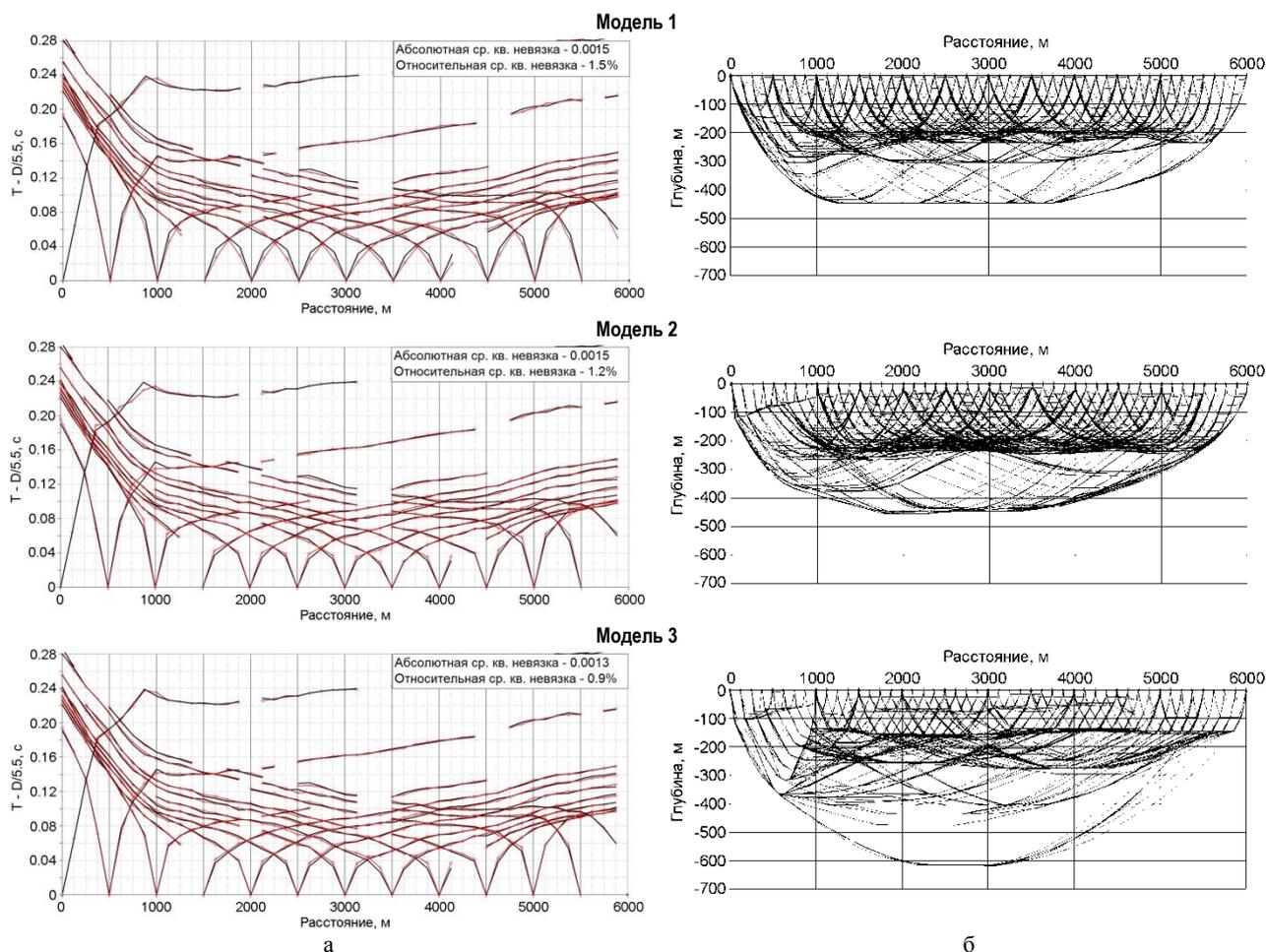


Рисунок 8. К результатам томографических расчетов по Пр0: а – финальные временные невязки (черные линии – наблюдаемые годографы, красные - расчетные); б – финальные лучевые схемы

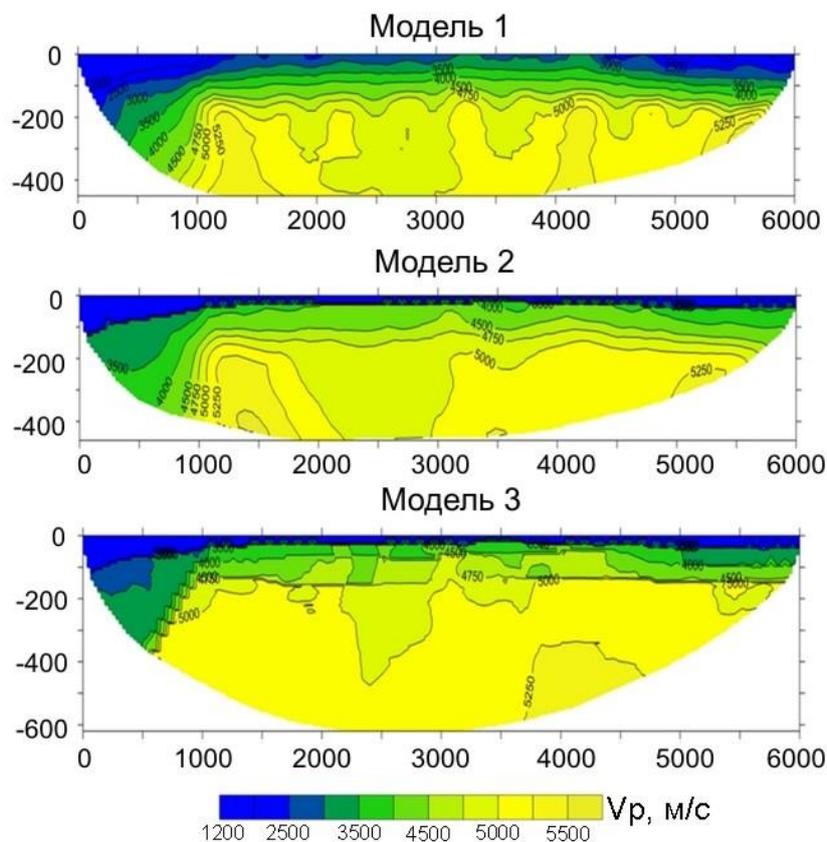


Рисунок 9. Результирующие скоростные разрезы для разных стартовых моделей

Результирующие скоростные разрезы, полученные в ходе томографических расчетов с использованием разных стартовых моделей, представлены на рисунке 9. Скоростная структура разрезов также в значительной степени зависит от примененной стартовой модели, свидетельствуя о неединственности решения задачи, несмотря на минимальные временные невязки.

В сглаженной Модели 1 в верхней части разреза отсутствует ЗМС с четко выраженной границей, отмечается плавное увеличение скорости от поверхности до глубины 150 м. При этом выделяются места выхода на дневную поверхность участков с относительно повышенными значениями скорости (до 3.0 км/с). Относительно пониженные значения скорости (порядка 3.5 км/с) наблюдаются на глубине до 120 м. Описанная скоростная ситуация не соответствует реальным геологическим условиям на изучаемом участке.

Согласно Модели 2 с априорно фиксированной ЗМС скоростной разрез в целом спокойнее, при этом в центральной его части под подошвой верхнего слоя отсутствует интервал со скоростью около 3.5 км/с – ЗМС подстилается слоем со скоростью более 4.0 км/с с увеличением на глубине 120 м до 4.5 - 4.7 км/с.

В Модели 3 с фиксированными сейсмическими границами по данным прямого лучевого трассирова-

ния отмечается унаследованная от стартовой модели слоистость. Под ЗМС проявляется слой со скоростью 3.0 - 3.5 км/с, связанный с областью взрывного разрушения горных пород. Тем не менее, из-за эффекта сглаживания некоторых участков годографов в ходе томографических расчетов, что хорошо видно на финальных невязках между модельными и наблюдаемыми временами (рисунок 8-а), в сейсмических слоях сформировались артефакты аномалий скорости.

На рисунке 10 приведена зависимость скорости от глубины $V(z)$ для одного из пикетов на Пр0 в сопоставлении значений стартовой и финальной скорости для разных стартовых моделей. Наибольшее отличие между стартовой и финальной скоростью, достигающее 1.5 км/с, отмечается для Модели 1. В данном случае нарушается условие малых невязок времен между начальными и финальными временами пробега [3 - 7]. Для Модели 2 различие в скорости между стартовой и финальной моделями уменьшается до 0.7 км/с. Для Модели 3 различие в скорости между стартовой и финальной моделью до 0.5 км/с наблюдается только на границах слоев с резким скачком скорости и с глубиной уменьшается практически до нуля.

Необходимо отметить следующую парадоксальную ситуацию – существенные различия между финальными значениями скорости для разных старто-

вых моделей, достигающие 1.5 км/с в верхней части разреза, с глубиной практически исчезают. Это может быть объяснено различием в траекториях лучей и их длин при одинаковых временах пробега, что было показано на рисунке 8-б.

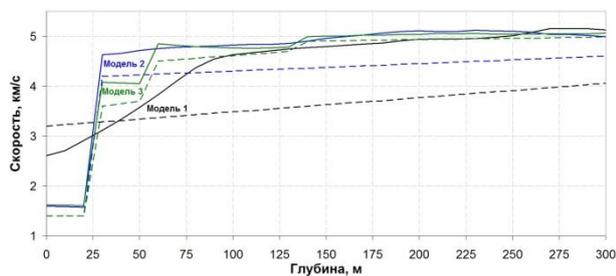


Рисунок 10. График $V(z)$ для пикета 3120 Пр0 в сопоставлении значений стартовой (штриховые линии) и финальной (сплошные линии) скорости для разных стартовых моделей (отмечены разным цветом)

Для оценки значимости локальных скоростных аномалий, появившихся в результате томографических расчетов по Модели 3 (рисунок 9), разрез был с высокой точностью переведен в формат параметризации, используемый в программе SeisWide, и выполнено прямое лучевое трассирование (рисунок 11).

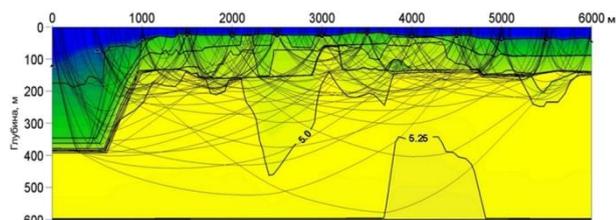


Рисунок 11. Лучевая схема, полученная в результате применения прямого лучевого моделирования финальной томографической Модели 3 (рисунок 9)

Сформированная лучевая схема существенно отличается от результатов первоначального трассирования (рисунок 5-б) и характеризуется крайней неравномерностью лучевых траекторий, образованием

«петель» (участков сгущения и пересечения лучей) и зон «тени» (областей отсутствия лучей). Это обусловлено присутствием «томографических» локальных аномалий скорости, существенно влияющих на лучевые траектории и, соответственно, на их распределение. В используемой программе решается двухточечная задача, в которой постулируется, что из каждого источника в любой точке, где имеется приемник, в соответствии с принципом Ферма [17], должна регистрироваться волна, но не учитывается ее интенсивность. Это и приводит к появлению зон теней при прямом лучевом моделировании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Классическая томография разрабатывалась для телесеismicческих масштабов [1], и при переходе к локальным структурам проявляется существенная зависимость результата от априорной стартовой модели. Проблема неединственности решения, связанная с обоснованным подбором стартовой модели и расчетных параметров, в данном случае остается критической для томографических расчетов. Неадекватная стартовая модель в силу сглаженности томографических решений при подборе скоростного разреза может приводить к ошибкам в определении скорости, достигающим 1.5 км/с. Поэтому при применении локальной сейсморазведки в условиях слоисто-градиентных двумерно-неоднородных сред, характерных для мест проведения ПЯВ, томографический метод обработки данных может быть использован для быстрого построения разреза с целью предварительной качественной оценки общей скоростной структуры.

Для получения детальной количественной информации необходимо использовать другие способы построения скоростного разреза, например, метод прямого лучевого трассирования, который более трудоемок, но при этом все выделяемые в разрезе объекты подтверждаются аномалиями в волновом поле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki, K. Determination of three-dimensional structure of the lithosphere / K. Aki, A. Christoffersson, E. Husebye // Journal of Geophysical Research, 1977. – Vol. 82. – Issue 2. – P. 277 - 296.
2. Аки, К. Количественная сейсмология. Теория и методы (в двух томах) / К. Аки, П. Ричардс // М.: Мир. – 1983. – 880 с.
3. Alekseev, A. S. Theoretical and computational aspects of seismic tomography / A. S. Alekseev, M. M. Lavrentiev, V. G. Romanov // Surveys in Geophysics, 1990. - No. 11. - P. 395 – 409.
4. Николаев, А. В. Проблемы геотомографии: сб. научн. тр. / А. В. Николаев, А. С. Алексеев, Г. М. Цибульчик [и др.]. - М.: Наука, 1997. - 332 с. – ISBN: 5-02-003657-9.
5. Palmer, D. Non-uniqueness with refraction inversion – a syncline model study / D. Palmer // Geophysical Prospecting, 2010. – Vol. 58. - P. 203 - 218. - DOI: 10.1111/j.1365-2478.2009.00818.x.
6. Rawilson, N. Seismic tomography: A window into deep Earth / N. Rawilson, S. Pozgay, S. Fishwick // Physics of the Earth and Planetary interiors, 2010. - V. 178. - P. 101–135.
7. Foulger, G. R. Caveats on tomographic images / G. R. Foulger, G. F. Panza, I. M. Artemieva, I. D. Bastow [et al.] // Terra Nova, 2013. – Vol. 25, Issue 4. - P. 259 - 281. – DOI: 10.1111/ter.12041.
8. Адушкин, В.В. Геомеханика крупномасштабных взрывов / В. В. Адушкин, А. А. Спивак. - М.: Недра, 1993. - 319 с.
9. 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.

10. 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.
11. Михайлов, В. Н. Ядерные испытания СССР. Том II: технологии ядерных испытаний СССР. Воздействие на окружающую среду. Меры по обеспечению безопасности. Ядерные полигоны и площадки / коллектив авторов под руководством В. Н. Михайлова. - РФЯЦ-ВНИИЭФ, 1997. – 300 с. - ISBN: 5-85165-062-1.
12. Беляшов, А. В. Сейсмическое изучение верхней части разреза на участке Семипалатинского ядерного испытательного полигона / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Технологии сейсморазведки. – 2013. – № 3. - С. 64 - 75.
13. Zelt, C. A. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure / C. A. Zelt, R. В. Smith // Geophys. J. Int., 1992. – V. 108. - P. 183 - 204.
14. Нолет, Г. Сейсмическая томография / Г. Нолет, К. Чепмен. - М.: Мир, 1990. – 416 с.
15. Дитмар, П. Г. Алгоритм томографической обработки сейсмических данных, предполагающий гладкость искомой функции / П. Г. Дитмар // Физика Земли, 1993. - №1. – С. 7 - 12.
16. Канарейкин, Б. А. Сейсмическая томография исследования грунтов при инженерно-геологических изысканиях / Б. А. Канарейкин, А. Г. Прихода, О. М. Сагайдачная, В. В. Щербаков // Геофизика, 2004. - №5. – С. 20 - 24.
17. Гурвич, И. И. Сейсмическая разведка. Изд. 3-е, перераб. и доп. / И. И. Гурвич, Г. Н. Боганик. - М. : Недра, 1980. - 551 с.

СЕМЕЙ СЫНАУ ПОЛИГОНЫ ЖАҒДАЙЫНА ҚАРАЙ СЕЙСМИКАЛЫҚ ДЕРЕКТЕРДІ ӨНДЕУДІҢ КЕЙБІР ӘДІСТЕМЕЛІК АСПЕКТІЛЕРІ

¹⁾ Беляшов А.В., ²⁾ Суворов В.Д., ²⁾ Мельник Е.А.

¹⁾ *Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан*

²⁾ *РФА СБ Мұнайгаз геологиясы мен геофизикасы институты, Новосибирск, Ресей*

Семей сынау полигонында жүргізілген жерасты ядролық жарылыс орны арқылы орындалған кескінді сейсмикалық бақылаулар үлгісінде жылдамдық қимасын салудың сейсмотомографиялық әдісі мен тікелей сәулелік трассалау әдісінің мүмкіншіліктерін салыстырма талдауы жүргізілген. Жерасты ядролық жарылыстардың деструктивті әсеріне ұшыраған таужыныстарына тән қабат-градиентті горизонталь-біртекті емес геологиялық орталар жағдайларында өңдеудің сейсмотомографиялық әдісінде бір қатар әдістемелік шектеулері бар болуы анықталған. Бірінші кезегінде, зерделенудегі жылдамдық қиманы адекватты көрсететін априорлы старттық моделін таңдауы қиынға айналады. Одан басқа, томографиялық еспетердің финал шешімі, старттық моделіне байланысты, бір емес болуы айқындалған. Көрсетілген шектеулері құма толқынның жылдамдығын анықтауында 1.5 км/с дейін қателікке келтіруі мүмкін, бұл сипатталудағы зерттеулердің масштабында елеулі болып табылады. Тікелей сәулелік трассалау әдісі көп еңбек сініруді керек қылады, бірақта байқалған толқындық өрісіне сәйкес жылдамдық қиманы жоғары дәлдігімен салуына мүмкіншілік береді.

SOME METHODOICAL ASPECTS OF SEISMIC DATA PROCESSING AS APPLIED TO THE SEMIPALATINSK TEST SITE CONDITIONS

¹⁾ A.V. Belyashov, ²⁾ V.D. Suvorov, ²⁾ E.A. Melnik

¹⁾ *Institute of Geophysical Studies, Kurchatov, Kazakhstan*

²⁾ *Institute of Petroleum-and-Gas Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia*

A comparative analysis of seismic-tomographic method of velocity section construction and direct ray tracking method has been implemented as exemplified by the profile seismic observations conducted via the underground nuclear explosion place at the Semipalatinsk Test Site. It has been established that in the conditions of layer-gradient horizontal-heterogenic geological environment characteristic for the rock formations that were subject to destructive impact of underground nuclear explosions, the seismic-tomographic method of processing has a range of methodical limitations. First of all, the a priori start model matching, which adequately reflects the studied velocity section, is complicated. Besides, nonuniqueness of the final solution of tomographic calculations depending on the start model has been detected. Indicated limitations may lead to the errors in determining the velocity of P-waves up to 1.5 km/sec, which is significant in the scale of described studies. The direct ray tracking method is more time-consuming, but it allows obtaining velocity section with the high resolution that corresponds to the observed wave field.

УДК 550.34:621.039.9(25)

РЕГИОНАЛЬНАЯ СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ УЧАСТКА БАЛАПАН В ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛНАХ

Беляшов А.В., Шайторов В.Н., Русинова Л.А., Ларина Т.Г., Шелехова О.Х.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Рассмотрены результаты построения региональной скоростной модели участка Балапан как территории, длительное время подвергавшейся деструктивному действию ПЯВ. С использованием метода прямого лучевого трассирования подобрана скоростная модель по продольным и поперечным волнам. В районе группы боевых скважин на участке Балапан для глубины кровли фундамента отмечено относительное понижение скорости до 5.3 км/с для Р- и 2.9 км/с для S-волн. Комплексное применение продольных и поперечных волн позволило по линии опорного профиля изучить разрез на глубину порядка 3.0 км (существенно превышающую гипоцентры ПЯВ) с определением в региональном масштабе физико-механических свойств вмещающей геологической среды (коэффициента V_s/V_p , коэффициента Пуассона, динамического модуля Юнга и динамического модуля сдвига). По этим параметрам в сечении опорного профиля выделены блоки различной степени природной и техногенной нарушенности, уточнено плановое положение основных тектонических структур (региональных разломов), даны прогнозные оценки вероятности усиления геоэкологических рисков в связи с активизацией в них постсвзрывных геодинамических процессов.

ВВЕДЕНИЕ

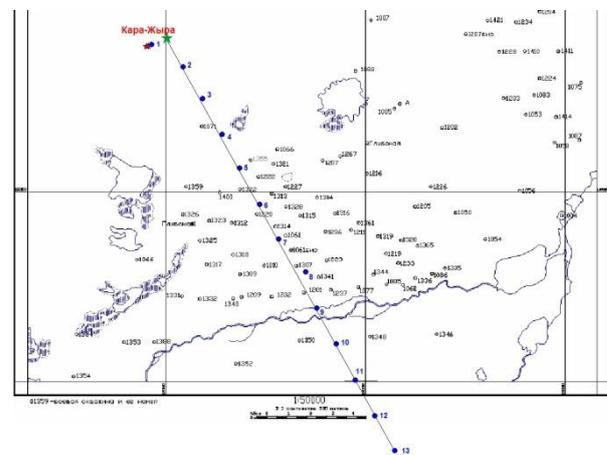
Для контроля за геоэкологической обстановкой на участке Балапан Семипалатинского испытательного полигона (СИП), где на относительно небольшой площади проведено 112 подземных ядерных взрывов (ПЯВ), необходимо иметь информацию о последствиях их интегрального воздействия на вмещающую среду, проявляющегося в виде повышенной дезинтеграции горных пород [1-3]. С учетом активного гидродинамического режима участка Балапан [4-6] высока вероятность переноса радионуклидов из очаговых областей ПЯВ в окружающую среду вдоль разуплотненных структур, представленных единой системой естественных и наведенных взрывами трещин [7-9]. Актуальность оценки геодинамического состояния недр и поверхности полигона особенно важна в связи с активным использованием его территории в хозяйственных целях.

Указанные разуплотненные структуры отличаются аномальными относительно вмещающих пород значениями физико-механических свойств - скоростью продольных и поперечных волн, динамическими упругими параметрами, - и обычно надежно картируются сейсмическими методами [10, 11]. Сейсмическое изучение механических последствий от проведения подземных ядерных взрывов на СИП проводилось и ранее [12-18], но либо применительно к отдельным взрывам, либо к локальным геологическим блокам с ограничением по глубине исследования и без учета эффекта суммированного воздействия на вмещающую среду разных взрывов с образованием протяженных областей дезинтеграции горных пород. В настоящей статье приведены результаты сейсмических наблюдений на участке Балапан, выполненных с целью оценки региональной скоростной структуры в продольных и поперечных волнах вдоль протяженного профиля, что стало воз-

можным благодаря использованию мощных промышленных взрывов на угольном карьере Каражыра.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА УЧАСТКЕ БАЛАПАН

Сейсмические наблюдения методом преломлено-рефрагированных волн осуществлялись вдоль опорного профиля, пересекающего основную группу боевых скважин на участке Балапан (рисунок 1).

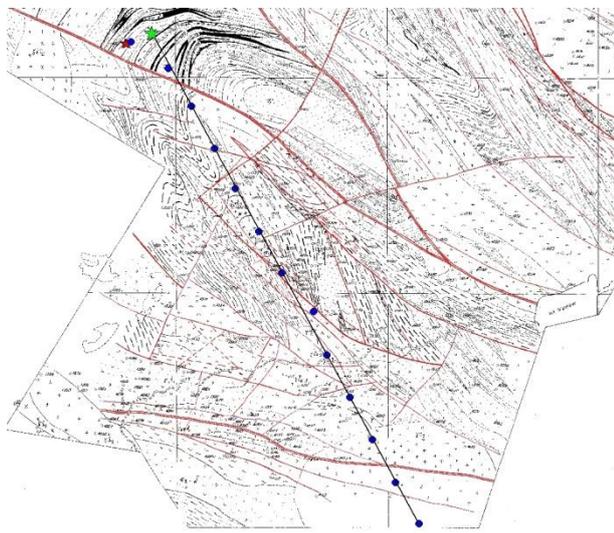


Кружки с номерами: черный – боевая скважина;
синий – пункт наблюдения на профиле.
Звёздочки: красная – эпицентр промышленного взрыва;
зеленая – искусственный ПВ, вынесенный на линию профиля.

Рисунок 1. Фрагмент схемы участка Балапан

Длина профиля 24 км была определена так, чтобы его центральная часть (проекция наиболее глубокой точки проникания сейсмических лучей) совпала с размещением основной группы боевых скважин [19]. Шаг наблюдений 2 км выбран исходя из имевшегося количества сейсмических станций. В ходе регистрации сигналов от промышленных взрывов использовались автономные сейсмические комплек-

сы, состоящие из дигитайзеров DAS 6102 и 6501 (PMD, США), трехкомпонентных сейсмометров СК-1П (Казгеофизприбор, СССР) и CMG-40T (Guralp, Англия). Для отметки момента взрыва использовался датчик сильных движений (акселерометр), расположенный в максимальной близости (до 150 м) к эпицентрам взрыва.



Условные обозначения – на рисунке 1

Рисунок 2. Геолого-тектоническая схема участка Балапан с профилем наблюдения

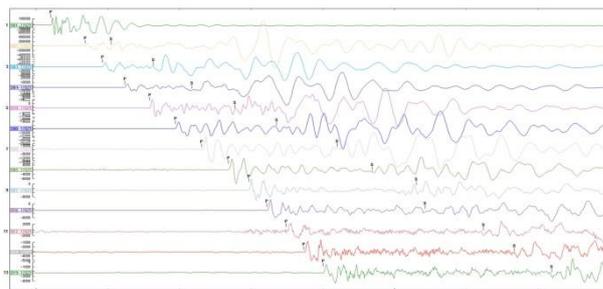
Геологический разрез участка Балапан представлен в основном породами осадочно-метаморфогенной толщи нижнего карбона (рисунок 2). Присутствуют средне-поздне-каменноугольные гранитные и гранодиоритовые интрузии. В северной части площадки залегают юрские осадочные угленосные породы, отделённые от карбоновых отложений региональным Чинрауским разломом. Палеозойский фундамент перекрыт неогеновыми глинами и четвертичными аллювиальными отложениями мощностью 10 - 70 м.

ПЕРВИЧНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Сейсмические записи промышленных взрывов были обработаны с помощью программного пакета Geotool. На сейсмограммах определялись времена вступления основных сейсмических волн – продольной и поперечной (рисунок 3).

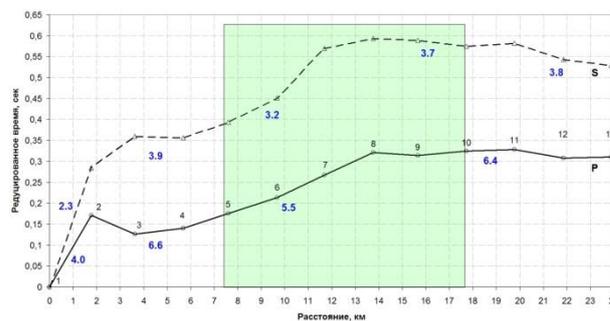
При построении годографов по продольным и поперечным волнам (рисунок 4) в наблюдаемые времена прихода вносились необходимые поправки (за пункт взрыва, за рельеф) [20].

На участке профиля с боевыми скважинами, наблюдается понижение кажущейся скорости сейсмических волн: для продольных волн – до 5.5 км/с (при скорости порядка 6.5 км/с на соседних участках); для поперечных волн – до 3.2 км/с (относительно 3.8 км/с на соседних участках). Этот факт может свидетельствовать о последствиях деструктивного воздействия ПЯВ на вмещающую среду.



На записях отмечены времена вступления продольных (P) и поперечных (S) фаз

Рисунок 3. Пример сейсмограммы одного из промышленных взрывов на карьере Каражыра



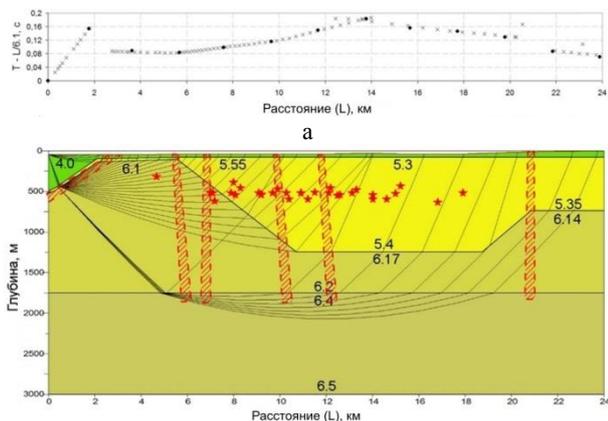
Синий шрифт – значения скоростей P- и S-волн в км/с на разных участках профиля.
Зелёный цвет – участок профиля, проходящий через группу боевых скважин.

Рисунок 4. Годографы в редуцированном масштабе времени (скорость редукации: 6.5 км/с для P-волн и 3.6 км/с для S-волн)

ПОСТРОЕНИЕ СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ

Подбор скоростных моделей выполнен с применением программы SeisWide (Dr. Deping Chian), где использован алгоритм лучевого трассирования [21]. Исходными параметрами модели являются глубина залегания сейсмических границ, представляемых в виде ломаных линий, и скоростей, задаваемых на кровле и подошве каждого из слоев. При этом можно задавать и латеральные изменения скорости в слоях в гладком или скачкообразном (блоковом) представлении. Узлы границ и скоростей устанавливаются независимо, между узлами значения интерполируются линейно, с учетом необходимой точности расчета времен пробега.

Процесс моделирования заключался в последовательном подборе (сверху вниз) методом проб и ошибок таких параметров среды, которые обеспечили минимальные невязки между теоретическими и наблюдаемыми годографами. В нашем случае - не более 0.006 с (рисунки 5-а и 6-а). Количество слоев выбиралось с учетом результатов анализа прослеживаемости изменений кажущейся скорости по системе годографов вдоль профиля. В результате подобрана модель трехслойной покрывающей среды (рисунки 5, 6).



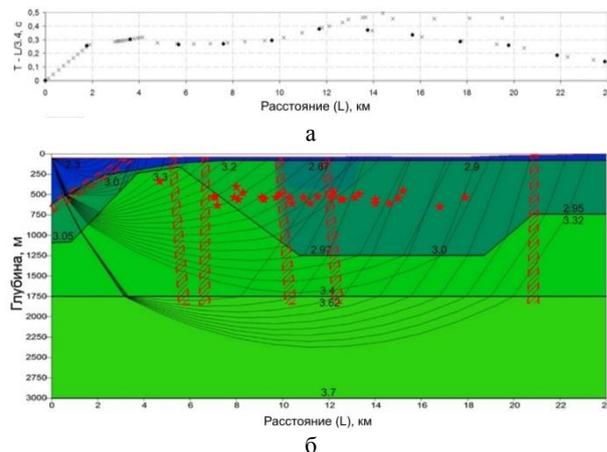
На годографах: точка – наблюдаемое время, крестик – расчетное время пробега преломлено-рефрагированных волн.
 На модели: цифра – скорость в км/с; красная пунктирная линия – тектоническая структура (разлом); красная звездочка – гипоцентр ПЯВ

Рисунок 5. Участок Балапан: а – годографы;
 б – подобранная скоростная модель с лучевой схемой,
 – для продольных волн

Подобранные модели по продольным и поперечным волнам могут быть описаны в виде скоростной структуры со следующими выделенными элементами: 1) первый слой мощностью до 80 м, условно представленный зоной малых скоростей (ЗМС), сформирован верхними четвертичными отложениями, неогеновыми глинами и корой выветривания палеозойского фундамента. В левой части профиля наблюдается утолщение ЗМС за счет рыхлых юрских отложений, которые характеризуются значениями скорости 4.0 км/с для продольных и 2.3 км/с для поперечных волн; 2) второй сейсмический слой представлен породами палеозойского фундамента, залегающими в районе проведения ПЯВ (интервал профиля 7 – 18 км). Это слой, с максимальной глубиной залегания подошвы 1250 м, отличается относительно пониженными значениями скорости: до 5.3 км/с для продольных и до 2.87 км/с для поперечных волн; 3) третий слой сформирован ненарушенными ПЯВ породами палеозойского фундамента и на интервале профиля 2 – 6 км (на участке отсутствия подземных взрывов) подстилает подошву ЗМС. Отличается относительно повышенными значениями скорости: более 6.0 км/с для продольных и более 3.3 км/с для поперечных волн. Подошва этого слоя расположена на глубине 1750 м; 4) подстилающее полупространство характеризуется скоростью в кровле 6.4 км/с для продольных и 3.62 км/с для поперечных волн.

На подобранные скоростные модели были вынесены основные тектонические структуры (разломы), обозначенные на имеющихся геолого-тектонических схемах (рисунок 2). Вынесенные разломы надежно соответствуют выделенным в разрезах скоростным структурам – вертикальным сейсмическим границам и латеральным изменениям скорости внутри

слоев. Таким образом, сейсмическим методом подтверждено местоположение основных тектонических структур на площадке Балапан.



Условные обозначения – на рисунке 5

Рисунок 6. Участок Балапан: а – годографы;
 б – подобранная скоростная модель с лучевой схемой,
 – для поперечных волн

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СРЕДЫ

Комплексное применение продольных и поперечных волн позволило по линии опорного профиля определить в региональном масштабе упругие параметры (динамические модули) вмещающей геологической среды – коэффициента V_s/V_p , коэффициент Пуассона, модуль Юнга и модуль сдвига. По этим параметрам в сечении опорного профиля выделены блоки пород с различной степенью природной и техногенной нарушенности (рисунок 7).

Коэффициент V_s/V_p (рисунок 7-а). Отмечается понижение его значений до 0.45 и менее (при значениях более 0.5 на окружающих участках) в области размещения гипоцентров подземных ядерных взрывов (интервал профиля 7 - 18 км). Такая ситуация характерна для разуплотненных обводненных геологических структур [11], в нашем случае сформированных вследствие воздействия ПЯВ с активным гидрорежимом.

Коэффициент Пуассона (рисунок 7-б) рассчитывался по формуле: $\sigma = (1 - 2(V_s/V_p)^2) / (2 - 2(V_s/V_p)^2)$.

Этот коэффициент, который, как правило, является надежным индикатором изменения литологического и вещественного состава геологической среды [10], в нашем случае продемонстрировал неоднозначный результат. С одной стороны, резко пониженные (до 0.25) значения коэффициента Пуассона в интервале профиля 7 - 10 км соответствуют участку размещения средне-каменноугольной гранитной – гранодиоритной интрузии. Согласно петрофизической классификации [22] этот тип скальных грунтов относится к так называемым хрупким горным породам, для которых характерны пониженные значения коэффициента Пуассона (0.26 – 0.29).

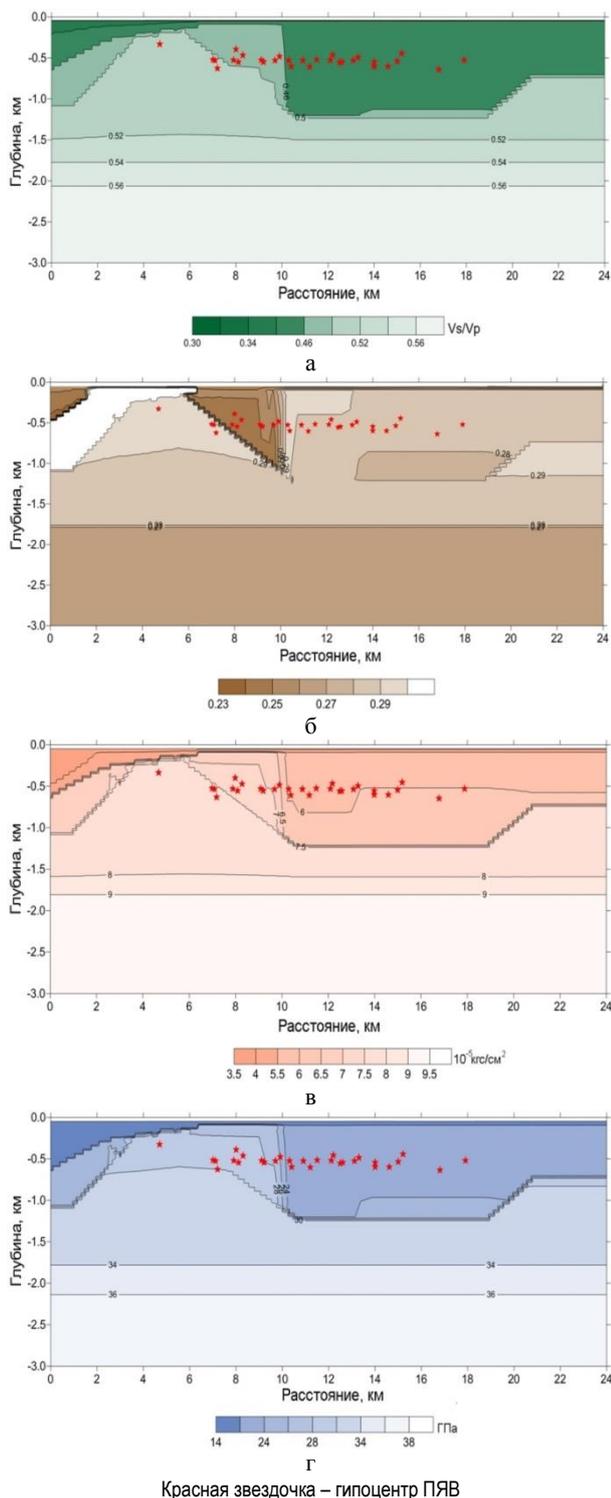


Рисунок 7. Вертикальные разрезы в значениях динамических упругих параметров: а – коэффициента V_s/V_p ; б – коэффициента Пуассона; в – модуля Юнга; г – модуля сдвига

Также отмечаются повышенные до 0.35 значения коэффициента в левой части профиля, соответствующие региональной разломной структуре. С другой стороны, в области размещения подземных ядерных взрывов наблюдаются повышенные (0.29) значения

коэффициента Пуассона, хотя для осадочно-метаморфических пород, слагающих разрез, характерны еще более высокие его значения – 0.3 – 0.35. Ожидались более высокие значения коэффициента в границах разуплотненной взрывами области.

Модуль Юнга (рисунок 7-в) рассчитывался по формуле: $E = 2Vs^2\rho(1 + \sigma)$, где ρ – плотность горной породы (при отсутствии детальной информации о величине плотности на изучаемой глубине после проведения ПЯВ, для расчетов задавалось усредненное значение - 2.71 г/см³). Отмечаются пониженные (до $6.0 \cdot 10^{-5}$ кгс/см² относительно $(8 - 9) \cdot 10^{-5}$ кгс/см² на окружающих участках) значения модуля Юнга в области размещения гипоцентров ПЯВ.

Модуль сдвига (рисунок 7-г) рассчитывался по формуле: $G = Vs^2\rho$. В разрезе отмечаются пониженные значения модуля сдвига в области размещения гипоцентров ПЯВ (24 ГПа относительно 33 – 36 ГПа на окружающих участках). Это вполне объяснимо, т.к. модуль сдвига (при использовании усредненного значения плотности) отображает распределение значений скорости поперечных волн. При детальной параметризации разреза с его дифференциацией по литологическим и, соответственно, плотностным свойствам ожидается получить более контрастную картину с выделением области пониженных значений модуля сдвига в районе боевых скважин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основываясь на результатах сейсмического изучения профиля, пересекающего участок Балапан, можно сделать вывод о последствиях интегрального воздействия большого количества подземных ядерных взрывов на региональную структуру вмещающей геологической среды. В области гипоцентров ПЯВ, находящихся на глубине от 400 до 600 м, выделяется зона с аномальными скоростными и упругими свойствами, прослеживаемая практически от дневной поверхности до глубины 1.2 км и трактуемая как блок горных пород, разуплотненных вследствие взрывного воздействия. Выделенная зона отличается пониженными значениями скорости упругих волн (до 5.3 км/с для Р- и 2.8 км/с для S-волн), коэффициента V_s/V_p , модулей Юнга и сдвига.

Учитывая активность режима грунтово-трещинных вод на участке исследований, в том числе и на глубинах проведения взрывов, а также возможность объединения естественной и наведенной (техногенной) трещиноватости в единую систему, высока вероятность переноса радионуклидных остатков из причаговых областей в окружающую среду. Это делает необходимым дальнейшее изучение глубинных структур, подвергшихся воздействию ПЯВ. Для этого планируется создание сети таких профилей не только на участке Балапан, но и в других местах (Сары-Узень, Дегелен), что позволит существенно повысить достоверность оценок и прогноза экологических опасностей в связи с последствиями ПЯВ на таких территориях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин, В. В. Геомеханика крупномасштабных взрывов / В. В. Адушкин, А. А. Спивак // М.: Недра, 1993. - 319 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. 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.
5. Горбунова, Э. М. Изменение гидрогеологических параметров в техногенно-нарушенных условиях / Э. М. Горбунова, А. И. Иванов // Вестник НЯЦ РК, 2008. – № 1. – С. 27 - 32.
6. Субботин, С. Б. Оценка возможностей протекания процессов катастрофического характера на площадке «Балапан» / С. Б. Субботин, С. Н. Лукашенко, С. В. Генова и др. // Вестник НЯЦ РК, 2011. – № 2. – С. 71 - 81.
7. 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.
8. Такибаев, Ж. С. Рабочая модель миграции радионуклидов из мест подземных ядерных взрывов / Ж. С. Такибаев // Вестник НЯЦ РК. – 2003. – № 3. – С. 37 - 43.
9. Мукушева, М. К. Моделирование миграции долгоживущего радионуклида ⁹⁰Sr 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.
10. Пузырев, Н.Н. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн / Н.Н. Пузырев, А.В. Тригубов, Л.Ю. Бродов // М.: Недра, 1985. – 277 с.
11. Горяинов, Н.Н. Сейсмические методы в инженерной геологии / Н.Н. Горяинов, Ф.М. Ляховицкий // М.: Недра. – 1979. – 142 с.
12. Беляшова, Н. Н. Изучение влияния ядерных взрывов на окружающие горные породы и морфологию поверхности с целью разработки методов Инспекции на местах / Н. Н. Беляшова, Л. А. Русинова, А. В. Беляшов, А. А. Смирнов // Вестник НЯЦ РК, 2000. – № 2. – С. 105 - 111.
13. Жолдыбаев, А. К. Применение сейсморазведки для выявления глубинных зон динамического воздействия подземного ядерного взрыва на геологическую среду / А. К. Жолдыбаев // Вестник НЯЦ РК, 2005. – № 4. – С. 66 - 70.
14. Шайторов, В. Н. Применение сейсморазведки при выделении зон динамического воздействия подземного ядерного взрыва в геологической среде на примере участка Балапан / Шайторов В. Н., Кислый Б. И., Жолдыбаев А. К. и др. // Вестник НЯЦ РК, 2006. – № 1. – С. 67 - 74.
15. Спивак, А. А. Сейсморезонансный метод обнаружения очагов подземных ядерных взрывов / А. А. Спивак, Б. Г. Лукишов, С. Б. Кишкина // Вестник НЯЦ РК, 2010. – № 3. – С. 90 - 95.
16. Русинова, Л. А. Изучение скоростных характеристик среды в районе скважины 1220 Семипалатинского испытательного полигона / Л. А. Русинова, А. В. Беляшов, Т. Г. Ларина // Вестник Национального ядерного центра РК, 2013. – № 1. – С. 116 - 125.
17. Belyashov, A. Application of Geophysical Techniques in Identifying UNE Signatures at Semipalatinsk Test Site (for OSI purposes) / A. Belyashov, V. Shaitorov, M. Yefremov // Pure and Applied Geophysics. March 2014, Vol. 171. – pp. 751 - 761, DOI: 10.1007/s00024-012-0639-5.
18. Беляшов, А. В. Использование сейсморазведки для изучения влияния подземных ядерных взрывов на окружающую геологическую среду / А. В. Беляшов, М. К. Мукушева // Геофизика, 2011. – № 6. – С. 36 - 41.
19. Гурвич, И. И. Сейсмическая разведка. Изд. 3-е, перераб. и доп. / И. И. Гурвич, Г. Н. Боганик. - М.: Недра, 1980. – 551 с.
20. Шерифф, Р. Сейсморазведка. Том 1 / Р. Шерифф, Л. Гелдарт. - М.: «Мир», 1987. – 447 с.
21. Zelt, C. A. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure / C. A. Zelt, R. V. Smith // Geophys. J. Int., 1992. – V. 108. – P. 183 - 204.
22. 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.

ҚУМА ЖӘНЕ КӨЛДЕНЕҢ ТОЛҚЫНДАРДА БАЛАПАН УЧАСКЕНІҢ АЙМАҚТЫҚ ЖЫЛДАМДЫҚ МОДЕЛІ

Беляшов А.В., Шайторов В.Н., Русинова Л.А., Ларина Т.Г., Шелехова О.Х.

Геофизикалық зерттеулер институты, Қурчатова, Қазақстан

Жерасты ядролық жарылыстардың (ЖЯЖ) деструктивті әсеріне ұзақ уақыт ұшыраған аумақ ретінде Балапан учаскенің аймақтық жылдамдық моделін салу нәтижелері қарастырылған. Тікелей сәулелік трассалау әдісін пайдаланумен қума және көлденең толқындар бойынша жылдамдық моделі таңдалған. Балапан учаскесінде ірі соғыс ұңғымалар тобы ауданында іргетас жабынының тереңдігі үшін жылдамдықтың Р-толқындар үшін 5.3 км/с дейін және S-толқындар үшін 2.9 км/с дейін салыстырма төменділуі белгіленген. Қума және көлденең

толқындарды кешенді пайдалануы, аймақтық масштабында сиыстырылушы геологиялық ортаның физика-механикалық қасиеттерін анықтаумен (V_s/V_p коэффициентін, Пуассон коэффициентін, Юнгтің динамикалық модулін және ығыспаның динамикалық модулін) тірек кескіннің сызығы бойы қиманы шамасы 3.0 км. тереңдігіне (ЖЯЖ эпиорталықтардың тереңдігінен едәуір асатын) зерделеуіне мүмкіншілік берген. Бұл параметрлер бойынша әр дәрежесінде табиғи және техногенді бұзылған блоктар бөлінген, негізгі тектоникалық құрылымдардың (аймақтық жарылымдар) кеңістік жатысы анықталған, жарылыстан кейінгі геодинамикалық процесстер қарқындалуына байланысты геологиялық қауіп-қатерлер күшейу ықтималдығының болжамды бағалары берілген.

REGIONAL VELOCITY MODEL OF THE BALAPAN SITE IN P- AND S-WAVES

A.V. Belyashov, V.N. Shaytorov, L.A. Rusinova, T.G. Larina, O.Kh. Shelekhova

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The paper studies the results of regional velocity model creation of the Balapan site as an area, which has been exposed to destructive impact of underground nuclear explosions (UNE) for a long time. Using direct ray tracking method, a velocity model on P- and S-waves has been matched. In the vicinity of emplacement holes group at the Balapan site for the depth of the basement roof the velocity decreases up to 5.3 km/sec for P-wave and 2.9 km/sec for S-waves. Complex application of P- and S-waves along the survey base line allowed detailed study of the section at the depth of around 3.0 km (significantly greater than UNE epicenters) measuring geotech data of enclosing geological environment in regional scale (V_s/V_p ratio, Poisson's ratio, Young's dynamic frame modulus and dynamic shearing modulus). Blocks of various natural and man-made fracturing were detected, planimetric position of main tectonic structures (regional faults) is specified; prognosis estimate of the geo-ecological risks increase probability due to their activation in post-explosion geo-dynamic processes is given.

УДК 550.3; 550.4

ГЕОМАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ НА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ИХ СВЯЗЬ С ДИНАМИКОЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Спивак А.А., Рябова С.А., Горбунова Э.М.

Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия

Приведены результаты совместного анализа локальных длиннопериодных геомагнитных вариаций и уровня безнапорного водоносного горизонта, регистрируемых на территории геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН (54,960N; 37,7740E) за период 2010–2011 гг. Определены основные периодичности локальных фоновых вариаций магнитного поля Земли. Наряду с вариациями 27 – 29 сут, вызываемые периодичностью обращения Солнца вокруг своей оси, зарегистрированы также периоды ~ 1; 6 – 8; 13 – 14; 57 – 60 сут. и около года. Показано, что периодичности фоновых вариаций имеют регулярный и спорадический характер. Определены особенности изменения во времени отдельных спектральных составляющих геомагнитных вариаций. Прослежена годовая цикличность сезонных вариаций уровня подземных вод. В результате сравнения годовой цикличности гидрогеологического режима и геомагнитных вариаций показана значимая корреляция между сезонными вариациями передаточной функции, представленной магнитным типпером, и изменением уровня подземных вод в безнапорном горизонте.

ВВЕДЕНИЕ

Магнитное поле Земли характеризуется как иррегулярными, так и квазипериодическими вариациями, связанными с возмущающим влиянием внутренних и внешних источников. Периодичности временных геомагнитных вариаций, регистрируемых на земной поверхности, определяются не только глобальной составляющей, связанной с изменением солнечной активности и, как следствие, – ионосферными и магнитосферными возмущениями, но также локальной составляющей, отражающей изменения электрических и геомеханических характеристик приповерхностных участков земной коры, таких как электропроводность, структура среды и ее напряженно-деформированное состояние [1-4].

Определенное фундаментальное значение имеет изучение локальных длиннопериодных геомагнитных вариаций с точки зрения установления изменчивости электропроводности, структуры и напряженного состояния верхних участков земной коры в результате возмущений естественного и техногенного происхождения. Представляется естественным также предположение, что длиннопериодные геомагнитные вариации на земной поверхности могут содержать информацию о ходе геодинамических процессов как на приповерхностных участках земной коры, так и в верхних ее слоях. Одним из важных факторов, определяющих механические и электромагнитные свойства среды, а также закономерности развития геодинамических процессов, является водонасыщенность грунтов. Известно, например, что степень водонасыщенности горных пород заметно влияет на их прочностные, деформационные характеристики и определяет их механическую устойчивость в целом [5-7].

Для исследования корреляционной зависимости между геомагнитными вариациями фона и режимом подземных вод в качестве характеристики геомагнитных вариаций корректнее всего выбрать вариации

магнитного типпера, весьма чувствительного к изменениям свойств твердой среды [8-11]. Следует отметить наличие в записи геомагнитного поля различных помех, в том числе промышленных. Например, электромагнитное поле железных дорог вызывает неточности в определении магнитовариационных параметров даже при регистрации полей на расстоянии сотен километров. При расчете магнитовариационных параметров (в частности, типпера) необходимо подавлять влияние электромагнитных полей не магнитотеллурического характера. В настоящее время разработано большое количество методик, реализующих расчет магнитовариационных параметров, которые в той или иной степени подавляют помехи от источников такого характера [12].

Магнитовариационные параметры активно используются в разных регионах с различным геологическим строением для изучения динамики электропроводности [9, 13]. Особое внимание уделяется сейсмоактивным зонам. Это связано с тем, что магнитовариационные параметры откликаются на изменения геодинамических параметров земной коры и мантии.

Немаловажно и прикладное значение изучения вариаций естественного электромагнитного фона при высокоточных измерениях и прецизионном производстве на микро- и наномасштабном уровнях, например, в биотехнологии, при производстве электронных элементов и микросборок для современной электронной и вычислительной техники и т.д. Значительный интерес к вариациям магнитного и электрического поля отмечается в последнее время и в связи с развитием и внедрением нанотехнологий.

В статье кратко рассмотрены результаты синхронной регистрации геомагнитных вариаций и уровня подземных вод безнапорного горизонта на территории Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН (ГФО МНВ) [14, 15].

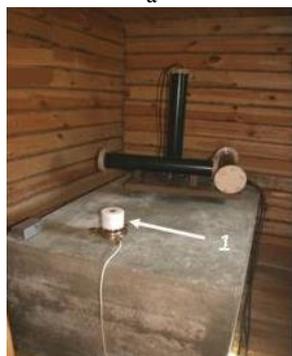
ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных при анализе использовались цифровые ряды, полученные в результате инструментальных наблюдений за геомагнитными вариациями и режимом подземных вод на центральном участке Восточно-Европейской платформы (ГФО МНУ), расположенном в 85 км к югу от города Москвы. Координаты ГФО «Михнево»: 54,959°N; 37,766°E. Территория обсерватории удалена от крупных промышленных объектов и характеризуется относительно ненарушенными, фоновыми параметрами геофизических полей.

Измерения вариаций геомагнитного поля выполнялись в специальном стационарно оборудованном пункте (геомагнитном павильоне), что позволяет уменьшить риск записи геомагнитных вариаций не естественного происхождения (рисунок 1-а). Регистрация локальных геомагнитных вариаций проводится с использованием трехкомпонентного феррозондового магнитометра LEMI-018 (рисунок 1-б), который обеспечивает соответствующее преобразование данных, получаемых с феррозондового датчика, их обработку и накопление. Передача данных в компьютер и в дальнейшем на основной сервер ИДГ РАН осуществляется с помощью интерфейса RS-232. В качестве исходных данных для анализа вариаций привлекались цифровые ряды, сформированные с дискретностью 1 мин.



а



б

1 – магнитометр LEMI-018 (на рисунке 1-б)

Рисунок 1. Магнитный павильон в Геофизической обсерватории «Михнево»: а – общий вид; б – внутренний вид

Наблюдения за режимом безнапорного (каширского) водоносного горизонта проводятся в двух скважинах (рисунок 2), вскрывших верхнюю обвод-

ненную часть лопасненской толщи в интервале 24,9 - 26,5 м и нижнюю обводненную часть нарской толщи в интервале 43 - 56 м. Амплитуда сезонных вариаций уровня обводненной лопасненской толщи не превышает 0,8 м, нарской толщи – 2,6 м.

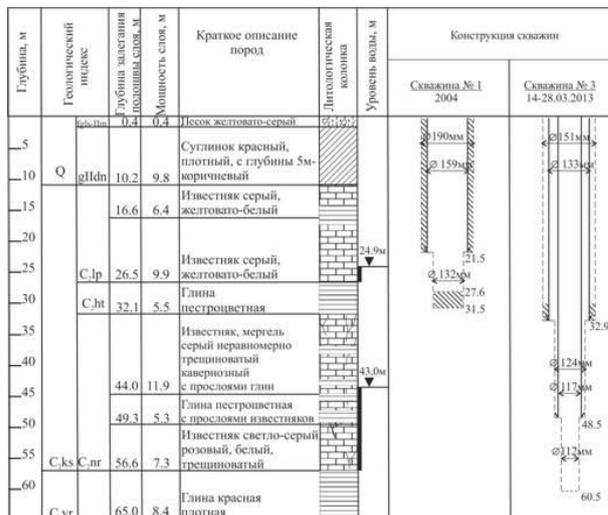


Рисунок 2. Геологический разрез и конструкция наблюдательных скважин, оборудованных на каширский безнапорный водоносный горизонт

На территории ГФО МНУ ведутся наблюдения за режимом нижнего алексинско-протвинского водоносного горизонта, вскрытого в интервале 92 - 115 м. С точки зрения изучения возможного влияния на геомагнитные вариации основной интерес представляет безнапорный водоносный горизонт, так как в этом случае вариации уровня подземных вод пропорциональны изменению мощности водопроницающего слоя, то есть, фактически – эффективной проводимости верхних участков земной коры [16, 17].

Измерения уровня подземных вод выполняются с использованием стандартных электроуровнемеров и прецизионного датчика уровня подземных вод LMP308i (Германия), обеспечивающего автоматическую регистрацию уровня воды с дискретностью 1 с и погрешностью не хуже 0,1 мм (таблица).

Для анализа использованы ряды среднесуточных значений абсолютного уровня (h) подземных вод. Результаты регистрации геофизических полей на ГФО «Михнево» размещены на сайте ИДГ РАН (idg-corpp/chph/ras/ru/~mikhnevo/data/magnet/).

Основной неотектонически активной морфоструктуры района является Приокский участок Нелидово-Рязанского шовной зоны [18]. Свидетельством его возможной активности в новейшее время является приуроченность к нему крупных эрозионных форм, в частности, долины р. Оки. Широкий спрямлённый участок долины реки Оки к востоку от г. Серпухов, с высоким правым бортом и террасированным левым, обладает морфоструктурными признаками тектонической зоны, активизированной в современном поле напряжений.

Таблица. Технические характеристики используемых средств регистрации

Параметр	Значение параметра
<i>Магнитометр LEMI-018</i>	
Количество ортогональных каналов регистрации	3
Диапазон измерений, нТл	± 68 000
Разрешающая способность, пТл	10
Уровень шумов в диапазоне 0,03–0,3 Гц, пТл	<15 ср. кв.
Долговременный дрейф нуля, нТл/год	< ± 5
Температурный дрейф, нТл/год	< 0,2
Частота выборки, с ⁻¹	1
Объем встроенной памяти, Гб	2
Рабочий диапазон температур, °С	-20...+60
<i>Прецизионный датчик уровня подземных вод LMP308i</i>	
Диапазон давлений, бар (м.вод.ст.)	0...0,1 - 0...35 (0...1 - 0...350)
Диапазон термокомпенсации °С	- 20...+80
Рабочий диапазон температур °С	-20...+70
Частота выборки, с ⁻¹	1
Точность измерений, мм	0,1

На первом этапе данные инструментальных наблюдений, представленные в виде цифровых временных рядов, приводились к эквидистантному виду (восстановление пропусков и исключение выбросов). Затем выполнялась их проверка на случайность (с использованием автокорреляционного критерия и фазово-частотного критерия Валлиса-Мура) и стационарность [19]. Возможность корректного применения статистических методов обработки к временным рядам определялась с помощью оценки, выполненной в соответствии с законом Бен-форда [20, 21]. Периодичность геомагнитных вариаций анализировалась на основе результатов вейвлет-анализа данных, выполненного с помощью хорошо локализованного в k - и r -пространствах вейвлета Морле [22]:

$$\Psi(r) = \exp\{ikr\} \exp\left\{-\frac{r^2}{2}\right\},$$

$$\hat{\Psi}(r) = \theta(k) \exp\left\{-\frac{(k-k_0)^2}{2}\right\},$$

где k_0 – порядок вейвлета.

В качестве характеристики геомагнитных вариаций в настоящей работе рассматривается связь между вариациями вертикального и горизонтального магнитного поля в виде индукционной матрицы или магнитный типпер. При этом учитывается, что данный параметр отражает наличие геоэлектрических неоднородностей (в частности, величину электрической проводимости верхних участков земной коры), весьма чувствителен к изменениям свойств земной коры, что позволяет использовать его в качестве ин-

дикатора изменений структуры земной коры, напряженно-деформированного состояния, а также режимов протекающих в ней геодинамических процессов [8-11].

Комплексные коэффициенты типпера W_{zx} и W_{zy} отражают связь величины напряженности вертикальной компоненты магнитного поля с его горизонтальными компонентами:

$$H_z = W_{zx} H_x + W_{zy} H_y \quad (1)$$

где H_x , H_y и H_z – компоненты регистрируемого магнитного поля, а W_{zx} и W_{zy} – компоненты индукционной матрицы (вектора Визе-Паркинсона). Магнитуда типпера (абсолютное значение) T задается выражением

$$T = \sqrt{|W_{zx}|^2 + |W_{zy}|^2} \quad (2)$$

Величины W_{zx} и W_{zy} не зависят от фактического источника тока, а определяются, в частности, электропроводностью среды. Разработанные к настоящему времени методики позволяют по данным поверхностных измерений производить не только вычисление магнитного типпера, но и выполнять подавление помех, связанных с шумами различного происхождения, а также производить корректную робастную оценку типпера с учетом только магнитотеллурических источников его вариаций [23].

АНАЛИЗ ПЕРИОДИЧНОСТЕЙ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ

Имеющиеся данные [1-3, 24] свидетельствуют о том, что величина компонент геомагнитного поля не постоянна во времени. Хорошо фиксируются как медленные, так и быстрые их вариации. Временные вариации классифицируются с учетом источника их происхождения. Так, например, выделяют длиннопериодные вариации с периодом несколько лет, причиной которых являются внутренние источники Земли, регулярные вариации магнитного поля с периодом около 27 сут., связанные с солнечной активностью, иррегулярные магнитные бури и суббури (глобальные и локальные), суточные вариации и пульсации, которые вызываются внешними ионосферными и магнитосферными источниками. Известны и другие низкоамплитудные (0,1–10 нТл) короткопериодные геомагнитные пульсации, например, Pc и Pi – с периодами от 0,2 до 600 с, вызываемые ионно-циклотронными и гидромагнитными волнами в магнитосфере Земли. В данной работе анализировались локальные длиннопериодные геомагнитные вариации с периодами $T \geq 0,5$ сут. Полученные данные свидетельствуют о сложном характере геомагнитных вариаций, зарегистрированных на ГФО «Михнево». На рисунке 3 приведен пример результатов вейвлет-анализа геомагнитных вариаций за февраль-август 2011 г.

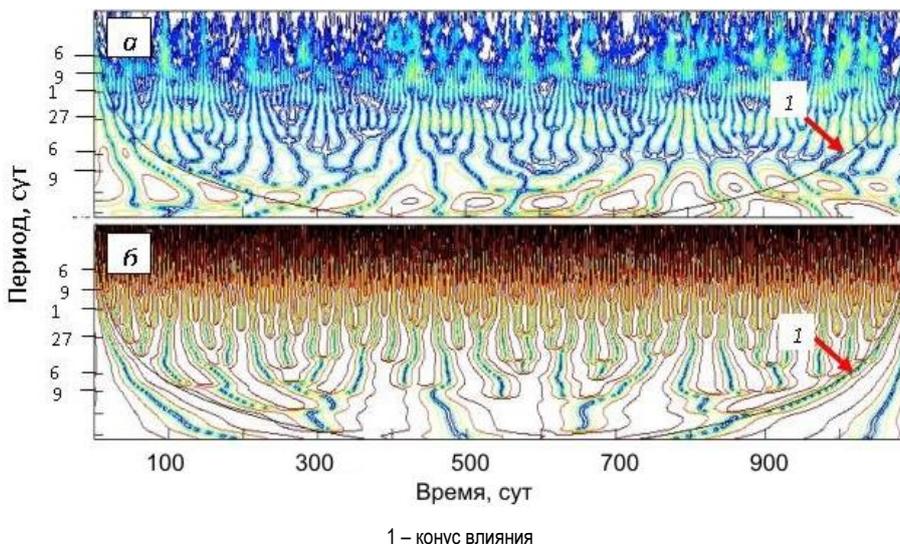
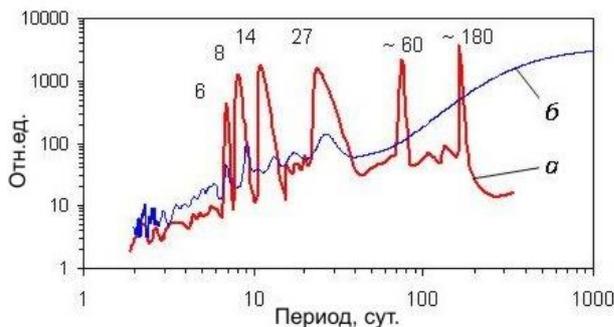


Рисунок 3. Результаты вейвлет-анализа горизонтальной компоненты B_x геомагнитных вариаций, зарегистрированных на ГФО МНУ за период 2010 – 2012 гг.: а – амплитуда, б – фаза

Из скалограммы на рисунке 3 видно, что в вариациях магнитного поля Земли выделяется несколько хорошо выраженных периодичностей. Полная обработка данных показала, что наряду с известными вариациями с периодом около 27 суток и двумя гармониками указанной периодичности в ~6–8 и ~12–14 сут. наблюдаются периодичности локальных вариаций магнитного поля Земли с периодом 57–60 сут, около 180 сут. (рисунок 4).

На рисунке 5 приведена скалограмма геомагнитных вариаций, зарегистрированных в ГФО МНУ за период февраль-август 2011 г. Из рисунка 5 видно, что вейвлет-спектры существенно более отчетливо выделяют периодичности по сравнению со спектром Фурье, традиционно привлекаемым для анализа данных. Следует отметить, что периодичности геомагнитных вариаций имеют спорадический характер.



Цифры в поле рисунка – характерные значения периодов
Рисунок 4. Результаты вейвлет-анализа геомагнитных вариаций: а – глобальный вейвлет-спектр; б – спектр Фурье

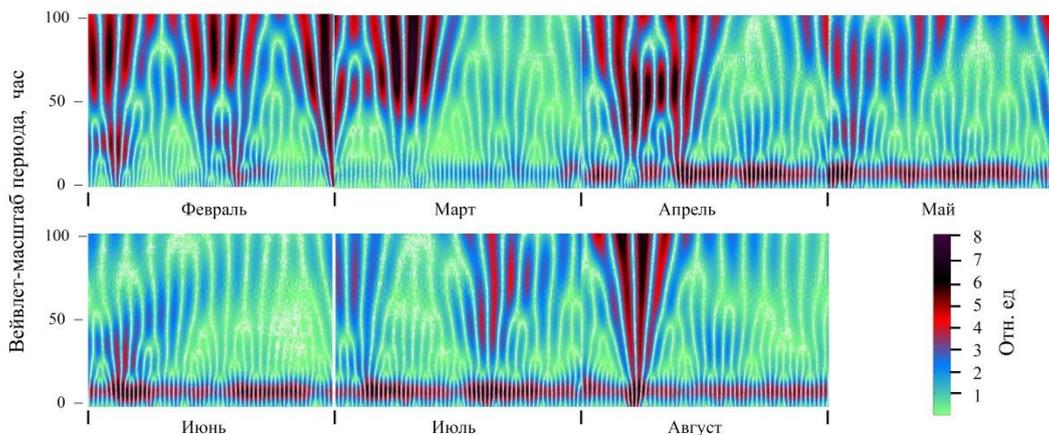


Рисунок 5. Скалограмма геомагнитных вариаций, зарегистрированных ГФО МНУ за период февраль–август 2011 г.

Как видно из рисунка 5, временные интервалы, когда наблюдаются ярко выраженные периодичности геомагнитных вариаций, сменяются периодами спада амплитуды вариаций и даже полным отсутствием некоторых из установленных периодичностей. Так, например, на рисунке 5 вариации с периодом 6–8 сут. отчетливо проявляются в феврале – первой половине марта, в первой половине апреля, частично во второй половине мая, в течение недели июля и в первой половине августа, но практически отсутствуют во второй половине марта, в третью неделю апреля, в первой половине мая и полностью отсутствуют в июне и во второй половине августа. Установленная особенность вариаций представляет несомненный интерес для исследований и свидетельствует о сложных процессах формирования и деградации источников геомагнитных вариаций на средних широтах.

Другой особенностью наблюдаемых периодичностей геомагнитных вариаций является их фрактальный характер. Приведенный на рисунке 6 фрагмент скалограммы иллюстрирует иерархическую структуру анализируемого множества. Хорошо просматриваются линии локальных максимумов. Каж-

дый этап каскадного процесса, каждое дробление масштаба проявляется на скалограмме ветвлением, появлением характерной «вилочки»: каждая из линий, характеризующих положение локальных максимумов, раздваивается, расходясь на два независимых локальных максимума. Это повторяется с увеличением масштаба, свидетельствуя о самоподобии и монофрактальности процесса [22].

Многообразие возможных источников, влияющих на локальное магнитное поле, приводит к тому, что геомагнитные вариации в разных частотных диапазонах могут иметь индивидуальные особенности. По этой причине, а также с целью установления источников возмущений необходимо анализировать изменение во времени отдельных спектральных составляющих геомагнитных вариаций. При этом особый интерес вызывают их периодические вариации. Изменение амплитуды отдельных спектральных составляющих хорошо демонстрирует пример на рисунках 7 и 8, где приведены соответственно временные вариации спектральных составляющих с периодами 1, 14 и 28 сут. за 2011–2012 гг., а также огибающая вариаций спектральной составляющей с околосуточным периодом.

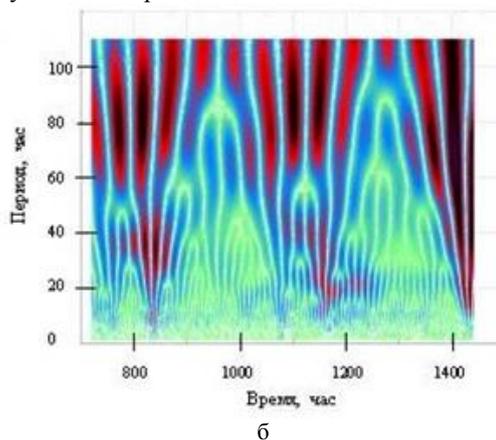
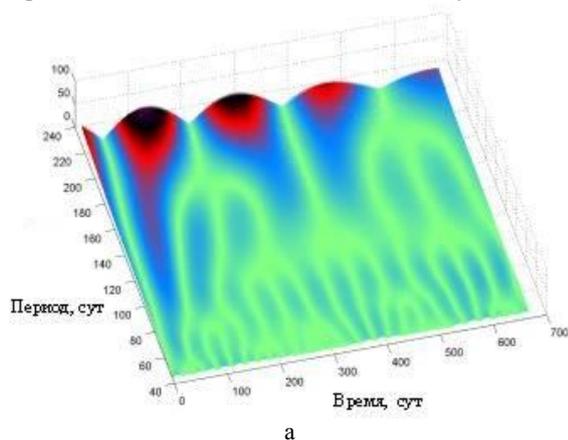


Рисунок 6. Скалограммы геомагнитных вариаций за 2011 – 2012 гг. в интервале периодов: (а) 60 – 240 сут. (за февраль 2011 г.); (б) 0,5 – 110 сут.

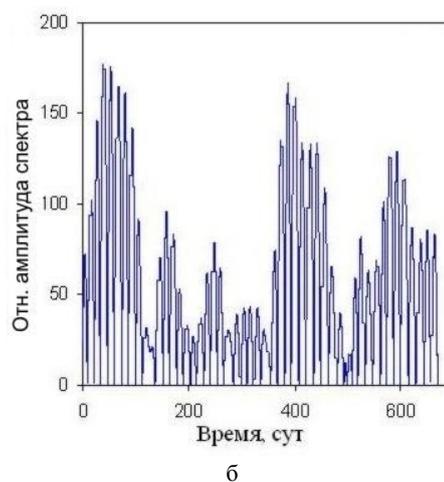
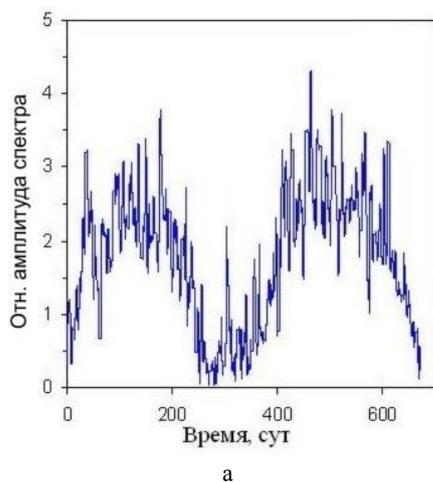


Рисунок 7. Модуль спектральных составляющих геомагнитных вариаций с периодами: а – 1 суток; б – 27 суток

Все вышерассмотренные данные свидетельствуют о том, что в целом геомагнитные вариации и их отдельные спектральные составляющие сложным образом меняются со временем и имеют спорадический характер. Установленные на ГФО МНУ особенности геомагнитных вариаций позволяют предполагать, что таковые, скорее всего, являются характерными для средних широт, т.е. можно ожидать, что спорадический и скейлинговый характер геомагнитных вариаций прослеживается и в других районах, расположенных в пределах средних широт.

Периодичности вариаций уровня подземных вод

На рисунке 9 приведены результаты регистрации среднесуточных значений уровня безнапорного каширского водоносного горизонта (лопасненская толща) в скважине на ГФО МНУ за период 2009 – 2013 гг.

Отмечена хорошо выраженная годовая цикличность вариаций уровня этого водоносного горизонта (рисунок 10).

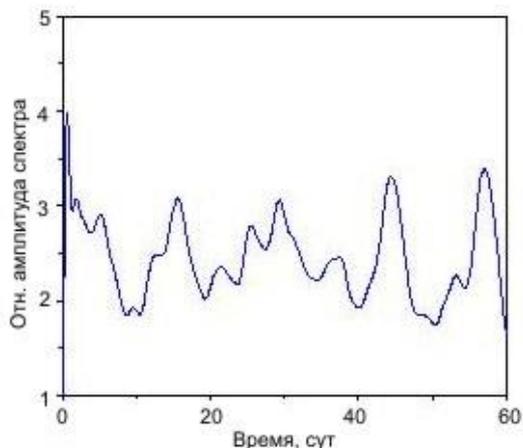


Рисунок 8. Огибающая спектральной составляющей геомагнитных вариаций с периодом 1 сутки

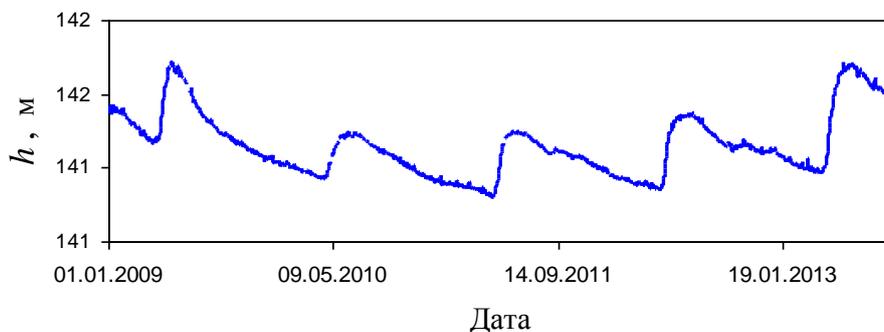


Рисунок 9. Изменение уровня безнапорного каширского водоносного горизонта (абс.отм., м)

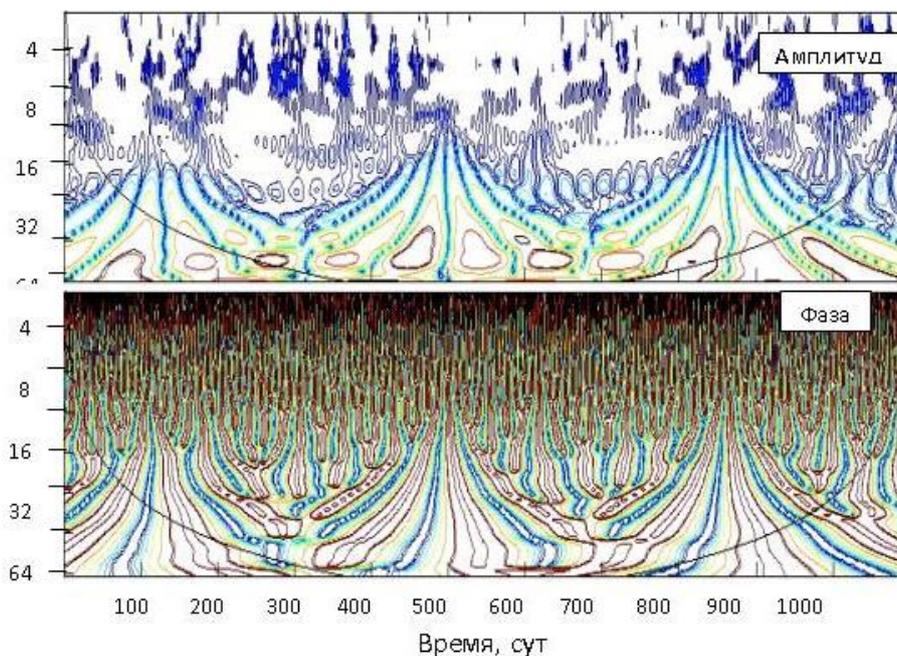


Рисунок 10. Результаты вейвлет-анализа вариаций уровня подземных вод за период 2010 – 2012 гг.

Амплитуда сезонных вариаций зависит от водности предшествующего года. Минимальные значения уровня безнапорного каширского водоносного горизонта в 2011 г. обусловлены засушливым летом 2010 г. Область питания верхнего безнапорного каширского водоносного горизонта приурочена к водоразделам, в пределах которых преобладают режимы нисходящей фильтрации. Разгрузка подземных вод осуществляется в долинах эрозионной сети [16].

Наряду с сезонными отчетливо выделяются периодичности с периодами 7; 8; 9,5; ~ 14; ~ 60 и ~ 120 сут. (рисунок 11).

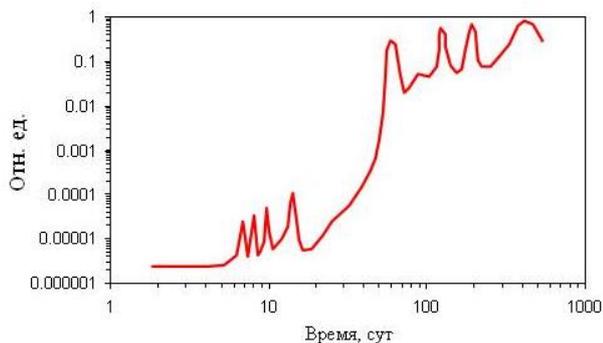


Рисунок 11. Периодограмма вариаций уровня подземных вод безнапорного горизонта

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ С ИЗМЕНЕНИЕМ УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД БЕЗНАПОРНОГО ГОРИЗОНТА

На рисунке 12 приведены вычисленные вариации амплитуды магнитного типпера, а также сезонные изменения уровня подземных вод безнапорного каширского водоносного горизонта.

Из рисунка 12 следует, что имеется синхронность в вариациях магнитного типпера и уровня подземных вод. Оценка тесноты (силы) связи между двумя рядами данных проведена путем вычисления коэффициента линейной корреляции Пирсона ($K_{П}$), коэффициентов ранговой корреляции Спирмена (K_C) и Кендалла (K_K) [25]. Результаты расчета коэффициента линейной корреляции Пирсона ($K_{П} = 0,85$) сви-

детельствуют о наличии тесной тесной ($|r| > 0,93$) линейной корреляционной связи между магнитным типпером и уровнем подземных вод. Генеральный коэффициент корреляции с вероятностью 99% лежит в интервале $0,935 < \rho < 0,987$. При использовании коэффициентов ранговой корреляции было установлено, что коэффициенты корреляции Спирмена и Кендалла составили 0,95 и 0,78, соответственно. При использовании критерия Стьюдента было обнаружено, что эмпирические значения для коэффициентов корреляции Спирмена и Пирсона попадают в критическую область, что подтверждает нулевую гипотезу о значительной корреляционной зависимости между вариациями магнитного типпера и уровнем подземных вод.

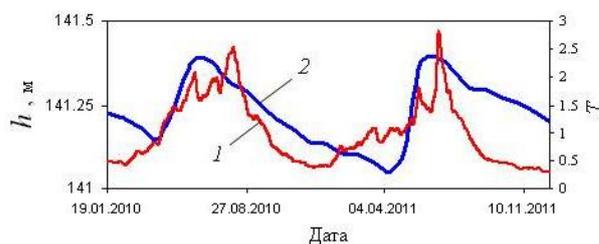
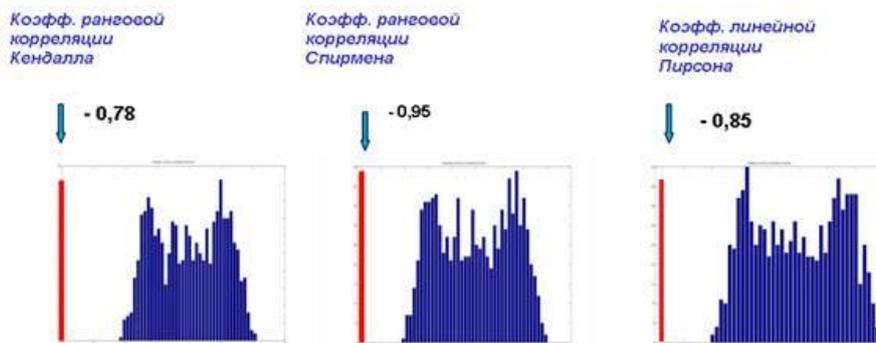


Рисунок 12. Сопоставление вариаций магнитного типпера (1) и уровня подземных вод (2) на ГФО МНУ

С целью проверки возможной функциональной взаимосвязи между вариациями магнитного типпера и уровня подземных вод (и одновременно – подтверждения статистической значимости корреляционного соотношения между вариациями h и T) выполнено сравнение коэффициентов корреляции между суррогатными рядами данных, сформированных из исходных (оригинальных) временных рядов на основе рандомизации их фазовых спектров [26] и полученными значениями $K_{П}$, K_C и K_K . Результаты вычисления коэффициентов корреляции приведены на рисунке 13 в виде гистограмм (количество реализаций с фиксированным коэффициентом корреляции при количестве итераций $N = 1000$).



Синий цвет – вероятности (количество реализаций из общего числа $N = 1000$ случайно сформированных рядов данных)

Рисунок 13. Результаты оценки тесноты корреляционной зависимости и неслучайности между магнитным типпером и уровнем подземных вод

Коэффициенты корреляции K_L , K_C и K_K , вычисленные для оригинальных рядов данных, также представлены в поле рисунка. В рассматриваемом случае коэффициенты корреляции исходных рядов не попадают в интервал значений, соответствующих построенным случайным гистограммам, что свидетельствует не только о значимой корреляции, но также о взаимной функциональной связи между уровнем подземных вод в безнапорном горизонте и магнитным типпером.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сравнения сезонных вариаций гидрогеологического режима и годовой цикличности геомагнитных вариаций показана значимая корреля-

ция между сезонными вариациями одного из основных параметров магнитного поля – магнитного типпера, – и изменением уровня подземных вод в безнапорном горизонте.

Обнаруженная связь между локальными вариациями магнитного поля и изменением уровня подземных вод может оказаться существенной и более сложной в регионах с другими гидрогеологическими режимами подземных вод.

Исследования выполнены по Программе 7 Отделения наук о Земле РАН «Интеллектуальный анализ геофизических данных, геоинформатика и математическая геофизика» при поддержке РФФИ (грант 14-05-00073-а).

ЛИТЕРАТУРА

1. Адушкин, В.В. Физические поля в приповерхностной геофизике / В.В. Адушкин, А.А. Спивак. - М.: ГЕОС, 2014. - 360 с.
2. Колесник, А.Г. Электромагнитная экология / А.Г. Колесник, С.А. Колесник, С.В. Побаченко. - Томск: ТМЛ-пресс, 2009. - 336 с.
3. Атлас временных вариаций природных процессов, 1994. - Т. 1. - М.: ОИФЗ РАН. - 176 с.
4. Экология человека в изменяющемся мире / Колл. авторов. - Екатеринбург: УрО РАН, 2006. - 570 с.
5. Адушкин, В.В. Подземные взрывы / В.В. Адушкин, А.А. Спивак. - М.: Наука, 2007. - 579 с.
6. Флюиды и геодинамика: материалы. Всерос. симпозиума "Глубинные флюиды и геодинамика" (Москва, 19- 21 нояб. 2003 г.) / Отв. ред. Ю.Г. Леонов, И.Г. Киссин. - М.: Наука, 2006. - 283 с.
7. Merifield, P.M., Lamar D.L. Possible strain events reflected in water levels in wells along San Jacinto fault zone, Southern California / P.M. Merifield, D.L. Lamar // PAGEOPH, 1985. - Vol. 122. - pp. 245–254.
8. Бердичевский, М.Н. Магнитовариационное зондирование: новые возможности / М.Н. Бердичевский [и др.] // Физика Земли, 2003. - № 9. - С. 3–30.
9. Labson, V.F. Natural field and very low-frequency tipper profile interpretation on contacts / V.F. Labson, A. Becker // Geophysics, 1987. - Vol. 52, No. 12. - pp. 1697–1707.
10. Naidu, G.D. Deep crustal structure of the Son-Narmada-Tapti lineament, central India. - Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2012. - 147 p.
11. Vozoff, K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins / K. Vozoff // Geophysics, 1972. - No.1, Vol. 37. - pp. 98–141.
12. Жданов М.С., Электроразведка. - М.: Недра, 1986. - 316 с.
13. Мороз Ю.Ф., Смирнов С.Э., Мороз Т.А. Результаты мониторинга вариаций геомагнитного поля на Камчатке / Ю.Ф. Мороз, С.Э. Смирнов, Т.А. Мороз // Физика Земли, 2006. - № 3. - С. 49–56.
14. Адушкин, В.В. Синхронные вариации магнитного поля земли и уровня подземных вод // В.В. Адушкин [и др.] // Доклады академии наук, 2013. - Т. 449, № 5. - С. 579–581.
15. Адушкин, В.В. Особенности геомагнитных вариаций в центральной части Восточно-Европейской платформы / В.В. Адушкин, А.А. Спивак, В.А. Харламов // Физика Земли, 2014. - № 2. - С. 66–72.
16. Горбунова, Э.М. Гидрогеологическое районирование Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны / Э.М. Горбунова / Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер // М.: ГЕОС, 2005. - С. 134–141.
17. Санина, И.А. Вариации амплитудно-частотных характеристик волнового поля в зависимости от изменения гидрогеологического режима / И.А. Санина [и др.] // Геофизика межгеосферных взаимодействий. - М.: ГЕОС, 2008. - С. 50–57.
18. Иванченко, Г.Н. О геоморфологических признаках неотектонической активности Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны / Г.Н. Иванченко // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. Сборник трудов ИДГ РАН. - Москва, 2003. - Кн.1. - С. 119–129.
19. Закс, Л. Статистическое оценивание / Л. Закс. - М.: Статистика, 1976. - 598 с.
20. Berger, A. A basic theory of Benford's law / A. Berger // Probability Surveys, 2011. - Vol. 8, No. 1. - P. 1–126. ISSN: 1549-5787. Doi: 10.1214/11-PS175.
21. Durtisch, C. The effective use of Benford's law to assist in detecting fraud in accounting data / C. Durtisch, W. Hillison, C. Pacini // J. of Forensic Accounting. 2004. - Vol. 5. - P. 17–34.
22. Астафьева, Н.М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения / Н.М. Астафьева // Успехи физических наук, 1996. - Т. 166, № 11. - С. 1145–1170.
23. Larsen, J.C. Transfer functions: smooth robust estimates by least-squares and remote reference methods / J.C. Larsen // Geophys. J., 1989. - Vol. 99. - P. 645–663.
24. Мороз, Ю.Ф. Результаты мониторинга вариаций геомагнитного поля на обсерваториях "Магадан" и "Паратунка" / Ю.Ф. Мороз, Т.А. Мороз, С.Э. Смирнов // Физика Земли, 2011. - № 8. - С. 49–61.

25. Кендэлл, М. Ранговые корреляции / М Кендэлл. - М.: Статистика, 1975. – 598 с.

26. Middleton, G.V. Data analysis in the Earth sciences using MatLab. - New-Jersey: Prentice Hall Upper Saddle River, 2000. – 246 p.

ЖЕР БЕТІНДЕГІ ГЕОМАГНИТТІ ТҮРЛЕНДІРМЕЛЕР ЖӘНЕ ОЛАРДЫҢ ЖЕР АСТЫ СУЛАРЫНЫҢ ДИНАМИКАСЫМЕН БАЙЛАНЫСЫ

Спивак А.А., Рябова С.А., Горбунова Э.М.

РФА Геосфера динамикасы институты, Москва, Ресей

Ұзақ мерзімді жергілікті геомагнитті түрлендірмелер мен 2010-2011ж.ж. РФА ГДИ (54,960N; 37,7740E) «Михнево» геофизикалық обсерваториясының аумағында тіркелген, су сорғыш жиегінің қысымсыз деңгейінің бірлескен талдауының нәтижелері келтірілген. Жердің магнитті өрісінің жергілікті бір түсті түрлендірмелерінің негізгі мерзімділігі анықталды. Күннің, өзінің айналу білігін айналуы мерзімділігімен туғызылған, 27 – 29 тәулік түрлендірмелерімен қатар, мынадай мерзімдер де тіркелді - ~ 1; 6 – 8; 13 – 14; 57 – 60 тәулік және бір жылға тауяу. Бір түсті түрлендірмелердің мерзімділіктері тұрақты және кездейсоқ сипатта болады. Геомагнитті түрлендірмелердің жеке спектрлік құрамдарының уақыт ішінде өзгерулерінің ерекшеліктері анықталды. Жер асты сулары деңгейінің мезгілдік түрлендірмелерінің жылдық кезеңділігі бақыланды. Гидрогеологиялық режимнің және геомагниттік түрлендірмелердің жылдық кезеңділігін салыстыру нәтижесінде магнитті типпермен ұсынылған, тапсыратын қызметінің мезгілдік түрлендірмелерімен және қысымсыз жиектегі жер асты сулары деңгейінің өзгеруі арасындағы маңызды арақатынастық көрсетілген.

GEOMAGNETIC VARIATIONS ON THE EARTH SURFACE AND ITS CONNECTION WITH UNDERGROUND WATER DYNAMICS

A.A. Spivak, S.A. Ryabova, E.M. Gorbyunova

Institute of Geosphere Dynamics RAS, Moscow, Russia

The results of joint analysis of local long period geomagnetic variations and the level of water-table aquifer recorded on the territory of the Geophysical Observatory “Mikhnevo” IGD RAS (54,960N; 37,7740E) for the period 2010-2011 are shown. The main recurrences of local background variations of the Earth magnetic field were determined. Along with variations 27 – 29 days caused by the Sun revolve around its axis, the periods ~ 1; 6 – 8; 13 – 14; 57 – 60 days and about 1 year were also recorded. It is shown that recurrence of background variations have regular and sporadic manner. The features of temporal variations of individual spectral components of geomagnetic variations were determined. The annual cyclicity of seasonal variations of underground water level was observed. The results of comparison of annual cyclicity of hydrogeological mode and geomagnetic variations show the significant correlation between seasonal variations of response function represented by magnetic tipper and underground water level change in free-flow level.

УДК 550.83

ПРЕИМУЩЕСТВЕННАЯ ФОРМА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЕЩЕСТВ В ЛИТОСФЕРЕ И АТМОСФЕРЕ

Романов А.М.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Приведены результаты оценки справедливости двух априорных предположений о преимущественных формах распространения веществ в окружающей среде: 1) конусной, при наличии потоков; 2) равномерной, при неподвижных водах. Установлена преимущественно линейная форма распределения веществ при моментальных разовых выбросах в атмосферу, а также при миграции и отложении веществ с потоками вод в гидродинамических структурах недр и на поверхности земли. Высокая вероятность пропуска узких, протяженных аномалий и сложность увязки точечных аномалий при стандартных сетях съемок осложняют мониторинговые и поисковые работы и определяют необходимость изменить подход к выбору сети наблюдений.

В практике геологических, геофизических и экологических съемок важную роль играет форма распределения в пространстве радиоактивных, рудных и токсичных веществ. Исходное представление о наиболее вероятной форме распределения веществ определяют выбор сети и методики наблюдений. Ошибочные исходные представления могут привести к пропуску искомого объекта или существенно исказить информацию о нем.

В случае поступления веществ в накопители с малоподвижными водами (пруды, озера, моря и т.п.) предполагается равномерное распределение концентрации по всему объему в результате диффузии. При миграции веществ с потоками вод или воздуха априорно принимается (особенно при экологических съемках) конусная форма распределения концентраций (т.н. «факел Гаусса»). Такие формы распределения относят к главным, наиболее вероятным, для геосферы. Выполнена оценка этих предположений о формах распределения в реальных геологических условиях. В качестве элемента-индикатора выбраны радионуклиды.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОНУКЛИДОВ В АТМОСФЕРЕ

Атмосфера является самой подвижной частью геосферы. Распространение веществ в ней с потоками воздуха происходит наиболее быстро. Распространение сопровождается осаждением веществ (в т.ч. и радионуклидов) на поверхность земли. На таких крупных объектах, как аварийные атомные электростанции радионуклиды поступают в атмосферу длительное время. В процессе выбросов направление потоков воздуха (ветра) меняется многократно. Соответственно загрязнение территории носит площадной характер. Установить характер распространения радионуклидов с отдельным потоком воздуха – в данном случае невозможно.

Мгновенный, кратковременный выброс радионуклидов сопровождается образованием ореола осаждения по направлению ветра. Примером этого является залповое аварийное событие на предприятии «Маяк». Ореол осаждения имеет преимущественно

линейную форму. Он протягивается на расстояние свыше тысячи км («Челябинский след») [1] (рисунок 1) практически без расширения по мере удаления от места выброса.

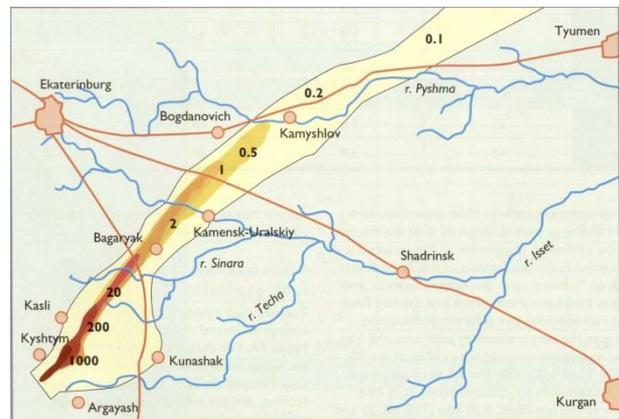


Рисунок 1. Распространение радионуклидов с воздушным потоком при разовом выбросе («Челябинский след») [1]

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОНУКЛИДОВ В ОЗЕРАХ И ПРУДАХ

Воды прудов и озер характеризуются малой подвижностью. Согласно общепринятым представлениям при поступлении в пруды и озера порций растворов с повышенными концентрациями веществ ожидается, что последние должны равномерно распределяться по всему объему воды. Соответственно равномерно по всей площади контакта твердой и жидкой фаз (дну накопителя) предполагается прохождение межфазных реакций, в т.ч. и с осаждением поступивших веществ. Фактически данное предположение в реальных геологических условиях выполняется далеко не всегда. Так, в донных отложениях временного пруда-накопителя шахтных вод уранового месторождения Заозерное (озеро Коксор вблизи поселка Айсары), службой радиационной безопасности РУ-3 ЦГХК (Целиноградский горно-химический комбинат) выявлено локальное повышение активности. Начало аномалии – в месте сброса шахтных вод, – имеет сложную форму. Далее, на рассто-

янии свыше 300 м от места сброса, аномалия приобретает линейную форму. Здесь ширина ее составляет 50 - 100 м, протяженность – свыше 1 км. Линейная форма аномалии в центре озера свидетельствует об отсутствии расширения загрязнения по мере удаления от источника (места сброса шахтных вод). Аномалия расположена на расстоянии 200 - 400 м от берегов пруда. Аналогичные результаты получены по участкам сброса рудничных вод на других уранодобывающих предприятиях.

Следующим примером является специфическое радиоактивное загрязнение карты-отстойника пластовыми водами, сбрасываемыми при нефтедобыче [2]. Карта-отстойник представляет собой неправильный прямоугольник длиной около 200 м и шириной 20 м. Сброс пластовых вод осуществлялся через трубу на короткой стороне прямоугольника (рисунок 2). Направление выпускного отверстия трубы (потока сбрасываемых вод) – к левому длинному краю карты. Гамма-съемкой установлены повышенные значения МЭД до 20 - 70 мкЗв/ч на левом берегу, на правом берегу МЭД сопоставимо с фоновыми значениями – 10 - 12 мкЗв/ч. Подобное различие указывает на низкую степень рассеивания радионуклидов в общем объеме карты-отстойника и распространение радионуклидов с потоком вод явно выраженного линейного характера.



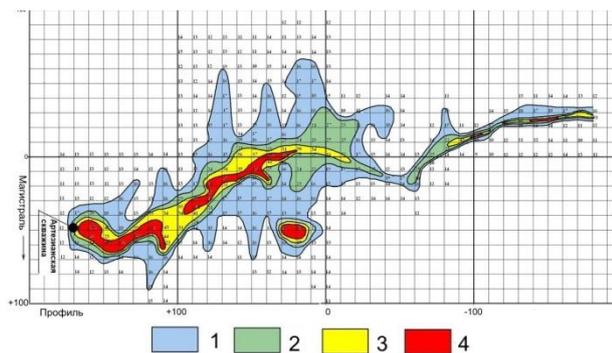
Рисунок 2. Различие радиоактивной загрязненности берегов узкой карты-отстойника пластовых вод нефтедобывающего предприятия

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОНУКЛИДОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Водные потоки на поверхности земли характеризуются более устойчивым положением по сравнению с воздушными потоками. За редким исключением, при отсутствии техногенного вмешательства, воды могут протекать по одному и тому же руслу в течение десятков – сотен лет и более. Рассмотрены результаты радиозоологического обследования, выполненного перед началом рекультивационных работ на участке месторождения Ишимское (РУ-4 ЦГХК) РГП «Уранликвидрудник». В ходе обследования выполнена площадная гамма-съемка по сети 50x50 м вокруг отвала беднотоварных урановых руд. Повышенные активности радионуклидов в почве от-

мечены со стороны уклона рельефа к реке. Ширина зоны повышенных активностей не превышает 1 - 5 м. Кроме того, обнаружены редкие точечные низкоамплитудные повышения гамма-активности на удалении от границ отвала. На карте гамма-съемки эти повышения не имеют видимой связи друг с другом, а также с отвалом беднотоварных руд. С целью детализации выполнена гамма-съемка (сеть 1x1 м) в русле временного ручья, выходящего из отвала, которая выявила узкую протяженную радиометрическую аномалию по руслу ручья [3]. При этом установлена взаимная связь ранее выявленных низкоамплитудных повышений активности, а также наличие интенсивных повышений активности на отдельных участках русла. Согласно результатам опробования грунта на удельную суммарную альфа-активность максимумы значений отмечены: 1) вблизи выхода ручья из отвала; 2) на участке расширения русла; 3) на участке протекания ручья по коренным породам. Аномалия прослежена до впадения ручья в реку Ишим и выходит за пределы санитарно-защитной зоны предприятия РУ-4 ЦГХК.

Аналогичные распределения активности выявлены РГП «Уранликвидрудник» на участке отвала беднотоварных урановых руд месторождения Шокпак и на участке сброса рудничных вод месторождения Косачиное [2]. Сходные результаты получены также при обследовании участка радиоактивного загрязнения на одном из экзогенных месторождений урана [2]. Загрязнение сформировалось в результате самоизлива подземных вод из скважины, вскрывшей рудоносный горизонт. Местность представляет плоскую равнину без явно выраженного уклона. Соответственно растекание вод и поверхностное загрязнение имеют площадной характер. Визуально русло потока на местности вблизи скважины не выделяется. На расстоянии 270 м от скважины проявлен слабый уклон на восток, обнаружено сухое русло временного ручья. В настоящее время скважина ликвидирована, водный поток на поверхности отсутствует. Наибольший уровень радиоактивности отмечен вблизи скважины. Существенное повышение гамма-активности отмечено на примыкающем участке площадного разлива потока вод. По мере удаления от скважины уровень активности уменьшается (рисунок 3). К востоку от скважины наклон поверхности увеличивается и русло ручья прослеживается контрастно. В этом месте уровень активности в 10-20 раз ниже, чем на участке площадного разлива. Значимое распространение радиационного загрязнения на глубину отсутствует. Подобные распределения радионуклидов отмечены и по сбросам из других артезианских скважин на участках экзогенных урановых месторождений [2].



1 – 15 – 20 мкР/ч; 2 – 20 – 30 мкР/ч; 3 – 30 – 45 мкР/ч; 4 – свыше 45 мкР/ч

Рисунок 3. Распределение МЭД на участке артезианской скважины, пробуренной на рудный горизонт

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОНУКЛИДОВ В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

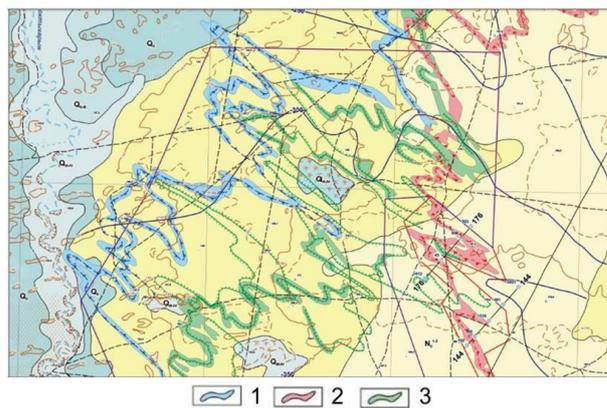
Типичное распределение природных радионуклидов непосредственно в рыхлых отложениях (недрах) представлено на примере карты рудных зон одного из крупных экзогенных месторождений урана показано на рисунке 4.

На всех трех подгоризонтах в рыхлых отложениях рудные зоны имеют линейно вытянутую форму, которая характерна для рудных зон экзогенных месторождений урана в Южном Казахстане [2]. Следует заметить, что эти зоны находятся в песках и не ограничиваются по ширине водонепроницаемыми породами (глинами и суглинками). Аналогичные формы выявлены в Северо-Казахстанской урановорудной провинции. Так например, в Балкашинском урановорудном районе (общая площадь 2500 км²), где формы распределений активности природных радионуклидов в рыхлых отложениях изучались по данным гамма-каротажа картировочных скважин, выделены два типа форм аномалий по соотношению длины и ширины радиометрических ореолов в плане:

- 1) изометричные (отношение длины к ширине от 1:1 до 3:1) - 5 объектов;
- 2) линейные (соотношение 3:1 и более) – 23 объекта (82% от общего количества).

Таким образом, форма распределений природных радионуклидов в рыхлых отложениях Балкашинского урановорудного района также преимущественно линейна.

На территории Семипалатинского испытательного полигона по результатам изучения Институтом радиационной безопасности и экологии НЯЦ РК распределения водного трития в грунтовых водах, вблизи одной из боевых скважин, обнаружен интервал с повышенными активностями трития. Эти активности не распространяются в примыкающие грунтовые воды: повторные измерения, проведенные через год, с точностью 95% подтвердили предыдущие результаты, т.е. смешение вод в пределах одного и того же водоносного горизонта за год не произошло.



Условные обозначения: 1 – 3 - проекция на поверхность рудных залежей: 1 – среднеинкудукского; 2 – нижнеинкудукского; 3 – нижнемынкудукского подгоризонтов.

Рисунок 4. Линейная вытянутость рудных зон экзогенного месторождения урана

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИОНУКЛИДОВ В КОРЕННЫХ ПОРОДАХ [4]

Распределение радионуклидов в коренных породах рассмотрено также на примере Балкашинского урановорудного района. По самым крупным гидротермальным месторождениям урана Восток и Звездное мощность рудных зон, как правило, не превышает 10 м, ширина – 250 м. На глубину эти зоны прослежены до 1,5 км. Формы рудных тел преимущественно столбообразные, линейные (соотношение длины к ширине рудных тел составляет 5,2:1 и более). Отмечается высокая контрастность рудных тел на участках примыкания к безрудным породам. По данным опробования концентрации урана могут изменяться от первых процентов до фоновых значений на расстоянии 1 м.

Аналогичные результаты получены на месторождениях золота и фосфоритов. Участки с повышенными концентрациями радионуклидов имеют контрастные границы без явно выраженного проникновения радионуклидов во вмещающие породы.

Это позволяет утверждать, что диффузия радионуклидов из потоков в окружающую среду пренебрежимо мала. Распространение и осаждение радионуклидов происходит преимущественно в пределах потоков рудоносных растворов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании вышеизложенного можно утверждать: 1) форма распределения веществ, мигрирующих с потоками поверхностных и подземных вод в большинстве случаев (свыше 80%) - линейная; 2) линейность свойственна ореолам осаждения веществ из водных потоков в озерах; 3) линейность свойственна ореолам выпадения веществ из воздушных потоков при мгновенных («залповых») выбросах; 4) равномерное или конусообразное распространение веществ с потоками вод в литосфере произошло намного реже (менее 20%).

Таким образом, на поверхности земли, в рыхлых и в коренных породах отмечается преимущественно линейная форма отложения природных радионуклидов из потоков вод [3, 4]. Это же относится и к отложениям веществ воздуха при залповом выбросе. Исключением являются площадные загрязнения территорий от длительно действующих источников выброса в условиях изменения направления воздушных потоков. Предполагается, что распространению искусственных радионуклидов из участков ядерных взрывов свойственна также преимущественно линейная форма.

Причина линейности: скорости переноса веществ воздушными и водными потоками, а также скорости межфазного перехода веществ намного превышают скорость диффузии веществ из потоков в окружающую среду.

Протяженность линейных зон миграции радионуклидов измеряется километрами – сотнями километров. Соответственно возможен выход потоков

загрязнений не только за пределы санитарно-защитных зон радиационно-опасных объектов, но и за пределы зон влияния (наблюдения). Отсюда вытекает вывод о необходимости исходного принятия преимущественно линейной формы распространения веществ с потоками вод и воздуха. Следствием этого является существенное изменение сети наблюдений.

Линейность распределения веществ в литосфере заметно осложняет проведение мониторинга. Для выявления линейных распределений веществ требуется сгущение и соответствующее перераспределение сети наблюдений. Необходимость этого диктуется требованиями Законодательства Республики Казахстан о радиационной безопасности. В противном случае возможен пропуск загрязнений и неконтролируемое воздействие радиоактивных (а также вредных) веществ на окружающую среду и население.

ЛИТЕРАТУРА

1. Sources contributing to radioactive contamination of the Techa river and areas surrounding the Mayak production association, Urals, Russi / Joint Norwegian – Russian Group for Investigation of radioactive contamination in the Northern Areas. - Norway: Trykkery, 1997. – 134 с.
2. Романов, А.М.. Миграция долгоживущих загрязняющих веществ в литосфере / А.М. Романов. - Алматы: КАПЭ, 2005. - 147 с.
3. Романов, А.М. Возможные погрешности оценки безопасности отвалов урановых руд / А.М. Романов, А.В. Гуськов // Материалы международной научно-практической конференции «Медико-биологические и экологические проблемы в уранодобывающих регионах». - Астана: Медицинский журнал Астаны, 2003. - № 4 - С. 21 - 23.
4. Романов, А.М. Взаимодействие вод с горными породами / А.М. Романов. - Алматы: ИВТ НАК «Казатомпром», 2003. - 247 с.

ЛИТОСФЕРА МЕН АТМОСФЕРАДА ЗАТТАР ТАРАЛУДЫҢ АРТЫҚША ТҮРІ

Романов А.М.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Геологиялық ортада заттар таралудың басымды түрлері туралы: 1) конустық, ағындар бар болуында; 2) бірқалыпты, қозғалыссыз сулар болуында, екі априори жорамалдардың шындығын бағалаудың нәтижелері келтірілген. Атмосфераға бір реттік тез шығарындылар жасалуында, сондай-ақ жер қойнауының гидродинамикалық құрылымдарында және жер бетінде су ағындарымен заттардың жылыстау мен шоғырлануында, заттар таралудың көбінесе сызықты түрі белгіленген. Түсірулердің стандартты желілерінде жіңішке, созылған аномалияларды өткізіп алуына жоғары ықтималдығы және нүктелі аномалияларды байланыстыру күрделілігі мониторингтік және іздеу жұмыстарын қиындатады және бақылау желісін таңдауында өзгерістер қажеттілігін белгілейді.

THE PREDOMINANT FORM OF SUBSTANCES DISTRIBUTION IN THE LITHOSPHERE AND THE ATMOSPHERE

A.M. Romanov

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The paper provides results of assessment of the justification of two a priori proposals on predominant forms of materials' dispersion in geological environments: 1) cone one, when the flows are present; 2) equidistant, during still waters. Linear form of materials' dispersion during momentous single discharges into the atmosphere has been mainly established, as well as during the migration and deposit of materials with the water flows in hydrodynamic structures of the interior and on the surface. High possibility of penetration of shallow, stretched anomalies and the complexity of leveling of point-source anomalies under standard networks of the survey complicate the monitoring and survey works as well as determine the necessity of changes in the choice of observations network.

УДК 550.348.436+550.34

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ РАЗМЕЩЕНИЯ АЭС В РЕСПУБЛИКЕ БЕЛАРУСЬ

Аронов А.Г.

Центр геофизического мониторинга Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь

Обсуждаются вопросы, влияющие на принятие решения о выборе площадки размещения АЭС и учитывающие запрещающие и ограничивающие факторы, наличие или превышение заданных уровней которых может повлиять на безопасную эксплуатацию объекта. На примере АЭС Республики Беларусь показан состав современных исследований по оценке сейсмической опасности для перспективных пунктов и площадок возможного строительства АЭС, включающих комплекс вопросов. Из этого комплекса к основным относятся изучение региональной и местной сейсмичности, сеймотектонических условий, организация и проведение непрерывных инструментальных наблюдений по контролю за сейсмической обстановкой, оценка степени сейсмических воздействий.

ВВЕДЕНИЕ

Накоплен большой международный опыт, позволивший выработать основные базовые принципы и критерии обеспечения безопасного размещения АЭС, регламентированные требованиями и рекомендациями международных и национальных нормативных документов [1–4]. Однако такой опыт не может быть автоматически, без соответствующей корректировки, перенесен из одного региона в другой, так как сеймотектонические условия и геодинамические факторы обусловлены спецификой геологического развития и существенно различаются в разных районах.

Территории Беларуси, стран Балтии, западных регионов России и платформенная часть территории Украины составляют единый сеймотектонический регион, расположенный на западе Восточно-Европейской платформы (ВЕП), имеющий сходное геологическое развитие и общие современные геодинамические условия. Регион характеризуется относительно невысокой сейсмической активностью, однако и в его пределах выявлены очаги сейсмических событий с магнитудой $M \leq 5,5$ [5–8]. Проявления сейсмичности в регионе связаны с существованием ряда крупных сейсмогенерирующих тектонических структур, среди которых следует выделить современный формирующийся рифт в пределах Ботнического и Финского заливов Балтийского моря, Припятско-Донецкий авлакоген, зоны сочленения древнего Восточно-Европейского кратона с молодой Западно-Европейской платформой (зона Тейссейра-Торнквиста) и Русской плиты с Балтийским щитом.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧНОСТИ БЕЛАРУСИ

Изучение сейсмичности Беларуси базировалось на информации, собранной из разных литературных и архивных источников [10–14] и результатов непрерывных инструментальных наблюдений. В результате был составлен каталог землетрясений территории Беларуси с 1887 по настоящее время, положенный в основу карты эпицентров сейсмических событий территории Беларуси (рисунок 1).

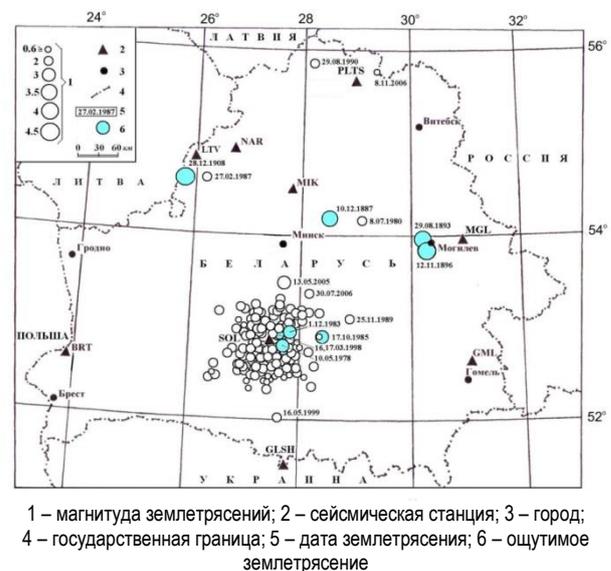


Рисунок 1. Эпицентры сейсмических событий на территории Беларуси за период 1887–2013 гг.

В каталог вошли более 1300 сейсмических событий с $M \leq 4,5$, в том числе четыре сильных исторических землетрясения 1887, 1893, 1896, 1908 гг. Происходящие в Беларуси слабые и средней силы землетрясения несут информацию о динамике разломов, строении земной коры, позволяют трассировать зоны разрывных нарушений и тектонических напряжений, а также выявлять закономерности распределения землетрясений на всей территории [9]. Концентрация эпицентров землетрясений невысокого энергетического уровня наблюдается в южной части Беларуси, где она приурочена к зоне сочленения северо-западной части Припятского прогиба и Белорусской антеклизы. Эта зона характеризуется проявлением индуцированной сейсмичности, связанной с масштабными горнопромышленными работами на Старобинском месторождении калийных солей (Солигорский горнопромышленный район). Участки повышенного уровня слабой сейсмичности распространяются и к северу от этой зоны.

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Значения сейсмических воздействий, характеризующих степень сейсмической опасности и используемых в нормативных документах, определяются в терминах максимального расчетного землетрясения (МРЗ) и проектного землетрясения (ПЗ). При этом под ПЗ понимается землетрясение с максимальными сейсмическими воздействиями повторяемостью один раз в 1000 лет. Величина ПЗ принимается ниже значения МРЗ на один балл. В соответствии с требованиями общих положений по обеспечению безопасности атомная электростанция должна быть безопасной при сейсмических воздействиях до МРЗ включительно, а выработку электрической и тепловой энергии должна обеспечивать до уровня ПЗ включительно.

По результатам комплексных изыскательских работ для размещения Белорусской АЭС была выбрана площадка в Островецком районе Гродненской области. В качестве нормативной основы для оценки степени сейсмической опасности этой площадки использована карта общего сейсмического районирования Северной Евразии ОСР-97-D масштаба 1:10 000 000, включающая территорию Беларуси [15] – рисунок 2. Согласно карте повторяемость сейсмического эффекта в среднем составляет один раз в 10000 лет (среднегодовой риск – 10^{-4}) и вероятность $P=0.5\%$ возникновения и возможного превышения в течение 50 лет сейсмического эффекта, указанного на ней в баллах шкалы MSK-64. Карта предназначена для оценки сейсмической опасности районов расположения атомных станций, радиоактивных захоронений и других чрезвычайно ответственных сооружений, разработана в ОИФЗ РАН (1991–1997 гг.) с участием белорусских специалистов и в 2001 г. и принята в качестве для Российской Федерации в пределах её территории нормативной (приложение к СНиП II-7-81 [16]). В Республике Беларусь фрагмент этой карты, включающей территорию Беларуси и прилегающие районы, был принят в качестве временной нормативной основы в 2008 г. [4]. Указанные на карте уровни вероятностей соответствуют уровню максимального расчетного землетрясения. Проведенные детализационные исследования были основаны на карте сеймотектонического районирования западной части Восточно-Европейской платформы с выделенными зонами ВОЗ масштаба 1:1500 000 [17, 18].

Согласно карте ОСР-97-D площадка Белорусской АЭС расположена в 7 балльной зоне (уровень МРЗ) - (рисунок 2). Величина проектного землетрясения ПЗ в соответствии с установившейся практикой оценивается ниже МРЗ на один балл, т.е. в данном случае ПЗ составляет 6 баллов.

Площадка Белорусской АЭС испытывает сейсмические воздействия как от удаленных, так и от близких землетрясений.

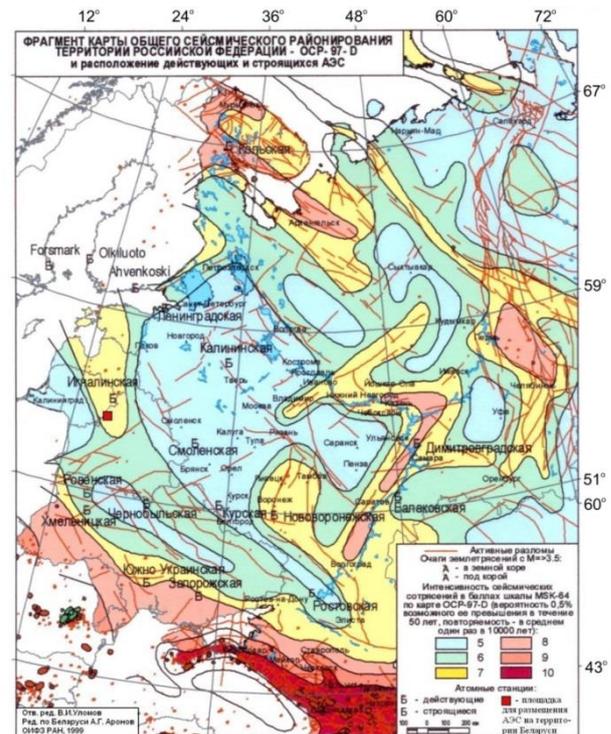
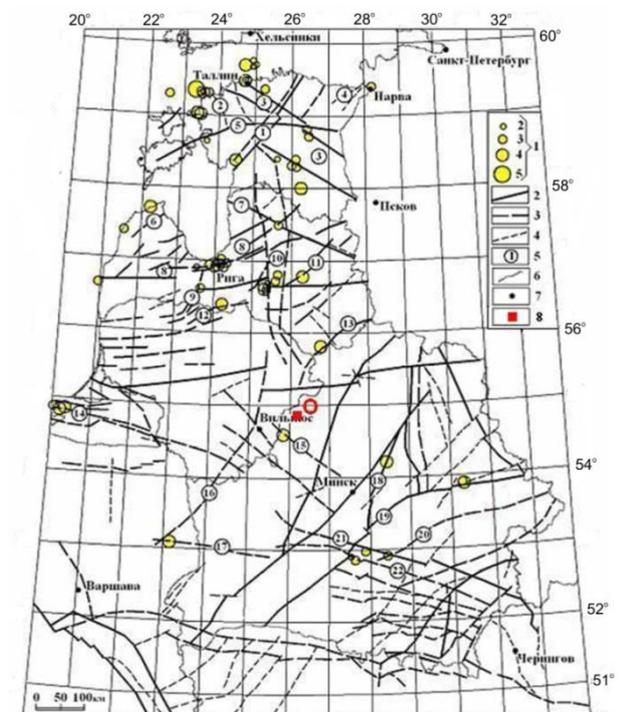


Рисунок 2. Фрагмент карты ОСР-97-D Северной Евразии для территории Беларуси

Удаленные землетрясения. На севере - это очаги землетрясений Фенноскандии и Арктики, на востоке и юго-востоке – землетрясения Сибири и Средней Азии, на юге – землетрясения Кавказа и Крыма, на юго-западе и западе - сейсмические очаги Европы. Амплитуда смещений почвы на территории Беларуси, вызываемых сейсмическими волнами от удаленных землетрясений, в основном незначительна. Исключение составляют землетрясения из сейсмогенной зоны Вранча, расположенной на крутом изгибе горной дуги в месте сочленения Восточных и Южных Карпат (восточная часть Румынии). Очаги этих землетрясений имеют глубину до 200 км, а ощутимый эффект сейсмических волн от землетрясений с магнитудой 7.0–7.6 наблюдается на большей территории Восточной Европы. Землетрясения очаговой зоны Вранча занимают незначительную часть литосферы, примерно $100 \times 100 \times 200$ км, в которой выделяется аномально большое количество энергии, сравнимое по величине с наиболее сейсмически активными участками земной коры. Согласно расчетам, в районе Вранча возможны землетрясения с магнитудой $M=8.0$. Магнитуда $M=7.5 \pm 0.5$ землетрясения 10 октября 1446 г. подтверждает этот вывод. Сильные землетрясения в районе Вранча возникают сравнительно часто. За второе тысячелетие здесь произошло 35 разрушительных землетрясений с $M \geq 7.0$ и интенсивностью в эпицентре $I_0 \geq 8$ баллов по шкале MSK-64. Только за последние 60 лет четыре из них – в 1940, 1977, 1986, 1990 гг. – ощущались на

территории Беларуси с интенсивностью 3–5 баллов. Отличительной особенностью воздействия Карпатских землетрясений является вытянутость изосейст в северо-восточном направлении от очага землетрясения [19]. Этот фактор объясняет осязаемое воздействие Карпатских землетрясений на обширную территорию Восточно-Европейской платформы.

Ближние землетрясения. В результате изучения литературных и архивных источников, баз данных международных и национальных сейсмологических центров были собраны материалы о 52 исторических и 17 современных инструментально зарегистрированных осязаемых землетрясениях западной части ВЕП за период 1602 - 2013 гг. На основе каталога составлена карта эпицентров осязаемых землетрясений и основных разрывных нарушений западной части ВЕП (рисунок 3).



1 – магнитуда землетрясения; 2–4 разломы и зоны разломов: 2 – супер-региональный, ограничивающий крупнейшие надпорядковые структуры; 3 – региональный; 4 – субрегиональный; 5 – номер разлома/зоны (цифра в кружке): 1 – Пяну-Талаская зона, 2 – Вихтерпалуский, 3 – Палдийско-Псковская зона, 4 – Ахтмеский, 5 – Тартуский, 6 – Курземско-Пярнская зона, 7 – Северо-Латвийский, 8 – Лиепайско-Рижская зона, 9 – Таурагско-Огрский, 10 – Восточно-Латвийская зона, 11 – Гулбекский, 12 – Тяльшайско-Эрглинская зона, 13 – Восточно-Литовский, 14 – Прегольская зона, 15 – Ошмянский, 16 – Верхненеманский, 17 – Свислочский, 18 – Борисовский, 19 – Стоходско-Могилевский, 20 – Кричевский, 21 – Северо-Припятский, 22 – Речицкий; 6 – государственная граница; 7 – город; 8 - площадка АЭС

Рисунок 3. Эпицентры осязаемых землетрясений и основные разрывные нарушения в западной части ВЕП [20]

Из рисунка 3 следует, что землетрясения распределены по площади неравномерно. Высокая концентрация эпицентров наблюдается в северной части суши региона и ее береговой линии. Здесь наиболее

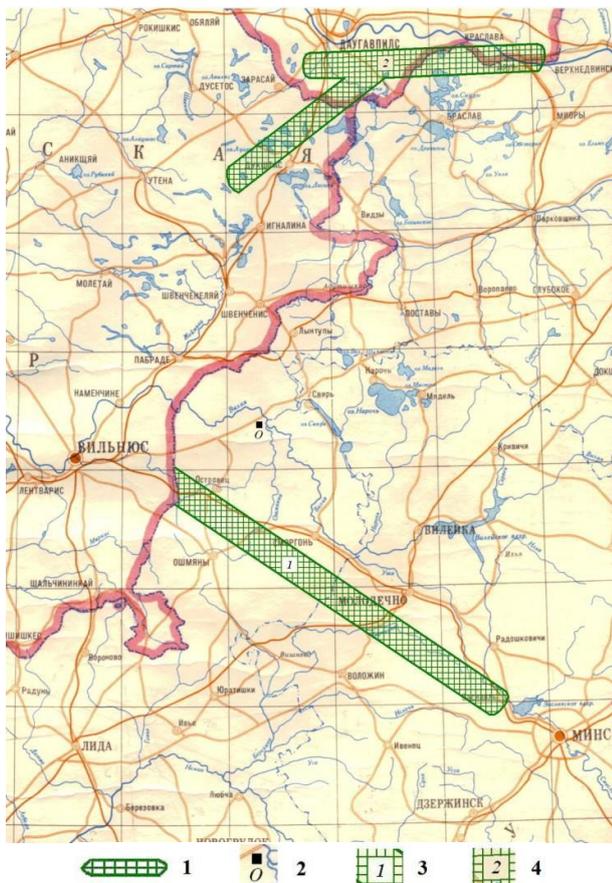
характерными являются местные тектонические землетрясения, связанные с сейсмогенными зонами, приуроченными к доплатформенным и платформенным тектоническим разломам. Землетрясения с максимальной интенсивностью приурочены к восточной части Литвы и Латвии, а также к северо-западной части Латвии, значительной части западной Эстонии, включая ее прибрежные острова, к Калининградской области России. С позиции тектоники эти районы Прибалтики относятся к прибортовой зоне Балтийской синеклизы.

Сопоставление распределения эпицентров землетрясений с разломной тектоникой региона (рисунок 3) показывает, что очаги землетрясений расположены в основном в зонах разломов. Крупные субширотные и субмеридиональные разломы создают сложную блоковую структуру региона. Некоторые разломы или их звенья не проявили пока сейсмической активности, однако, это не свидетельствует о том, что они не являются сейсмогенными.

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

На основе комплексного анализа геологических, геофизических и сейсмологических данных выделены зоны возможного возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) Белорусско-Прибалтийского региона и определены их параметры [17, 18]. При проведении анализа были рассмотрены все потенциальные сейсмотектонические активные структуры. При этом сначала проводилась оценка общего уровня тектонической активности в пределах отдельных участков структур, а затем – геолого-геофизическая оценка мест расположения известных очагов землетрясений. Основным критерием отнесения изучаемых структур к сейсмогенерирующим, которые можно отождествлять с зонами ВОЗ, было установление в их пределах эпицентров землетрясений. Таким образом, выделение зон ВОЗ проводилось на основе сейсмогеологических данных, с одной стороны, и с прогнозной оценкой их сейсмотектонического потенциала M_{max} , – с другой. В результате выполнена окончательная оценка M_{max} для каждой сейсмогенной зоны и уточнены границы зон ВОЗ.

При уточнении геолого-геофизических и сейсмологических условий были составлены сейсмотектонические карты районов расположения конкурентных пунктов возможного размещения АЭС с выделенными зонами ВОЗ и параметрами этих зон, рассчитаны сейсмические воздействия как от ближайших зон ВОЗ, так и от сильных землетрясений из зоны Вранча. Ближайшими к Островецкой площадке размещения АЭС, выбранной по результатам изысканий, являются две зоны ВОЗ: Ошмянская и Даугавпилсская (рисунок 4). Следует рассмотреть и Калининградско-Литовскую сейсмогенную зону, учитывая осязаемый характер для территории Беларуси серии землетрясений сентября 2004 г из этой зоны.



1 – зона очагов землетрясений; 2 – Островецкая площадка размещения АЭС; 3 – Ошмянская сейсмогенная зона ($M_{\max}=4,5$; $D = 19$ км; $H=5$ км); 4 – Даугавпилсская сейсмогенная зона ($M_{\max}=4,5$; $D = 67,5$ км; $H=8$ км)

Рисунок 4. Схема расположения зон ВОЗ, ближайших к площадке размещения АЭС

Ошмянская сейсмогенная зона является продолжением Вильнюсской зоны. Выделяется по геолого-геофизическим данным, по материалам дистанционных исследований как линейная зона с соответствием линейных морфоаномалий разрывным нарушениям; находится вблизи узла пересечения активных разломных структур. В качестве сейсмотектонической основы был определен фрагмент активно северо-западного разлома, проявляющийся в фундаменте, в чехле, в современном рельефе и совпадающий с территорией повышенного сейсмотектонического потенциала. Эта зона разломов по своей кинематике выделена как сбросо-сдвиговая или сдвиговая; в ее пределах локализуется эпицентр землетрясения 1908 г. Структура относится к сейсмогенному типу с сейсмотектоническим потенциалом $M_{\max}=4,5$; $H=5$ км.

Даугавпилсская сейсмогенная зона. Эпицентр землетрясения в пределах этой зоны расположен к западу от узла пересечения двух структур: меридиональной полосы активных разломов, идущей почти по линии 26° восточной долготы, и широтной Курземско-Полоцкой зоны разломов. Даугавпилсская зона довольно активно проявляется на новейшем

этапе. Вблизи эпицентра землетрясений проходит западная граница Латгальского блока, а несколько восточнее – полоса активных региональных и локальных разломов северо-восточного простирания. Эпицентр землетрясения лежит в узле пересечения локальных активных разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Территориальное обособление сейсмогенной зоны обусловлено тем, что координаты эпицентра землетрясения были определены с некоторой ошибкой, и он мог локализоваться как в широтной зоне разломов, так и в зоне разлома северо-восточного направления. Поэтому оба этих разрыва были приняты за сейсмотектонический каркас сейсмогенной зоны. В ходе формализованного сейсмотектонического районирования именно здесь было установлено четыре ячейки с $M_{\max}=4,5$. Полученные данные позволили отнести зону к сейсмогенному типу с сейсмотектоническим потенциалом $M_{\max}=4,5$; $H=8$ км.

Калининградско-Литовская сейсмогенная зона расположена на западном продолжении крупной Курземско-Полоцкой зоны разломов и состоит из 3 подзон: Северной, Центральной и Южной.

Северная подзона выделена по комплексу геолого-геофизических данных. Проявляется в чехле, фундаменте и современном рельефе как линейная полоса над разрывным нарушением. Контролирует дифференцированное изменение мощности осадочного чехла и линейных форм рельефа. Здесь же отмечаются повышенные значения теплового потока (до 90 мВт/м²). Сейсмотектонический потенциал: $M_{\max}=4,0$; $H=5$ км.

Центральная подзона проявляется в фундаменте и чехле малоамплитудными разрывными смещениями. Полоса разломов выделена на основе геолого-геофизических данных. Подзона выделена в пределах регионального активного разлома, контролирующего линейные формы рельефа и отраженного на космотектонической карте. Эта структура соответствует линейной градиентной зоне неотектонических деформаций между изобазы $+25$ и -75 м. Сейсмотектонический потенциал: $M_{\max}=4,0$; $H=5$ км.

Южная подзона включает два широтных разлома, выделенных на основе геолого-геофизических данных. Они проявляются в фундаменте и чехле малоамплитудными смещениями и выделены как активные на сейсмотектонической карте. Рассматриваемые разломы находятся в зоне относительно высоких неотектонических деформаций. Обособляются как линейные формы рельефа. Сейсмотектонический потенциал: $M_{\max}=4,0$; $H=5$ км.

Оценка магнитуд зон ВОЗ проведена с использованием данных по вертикальным новейшим движениям, корреляционных зависимостей между новейшими движениями, M_{\max} и другими параметрами зоны ВОЗ. Были использованы соотношения для оценки M_{\max} по протяженности зоны ВОЗ или активного

участка разлома, градиента скорости долговременных тектонических движений и наклона графика повторяемости магнитуд землетрясений. Альтернативные оценки интенсивности сотрясений получены с учетом известного соотношения между интенсивностью и балльностью [Н.В. Шебалин] и среднемировых коэффициентов зависимости затухания интенсивности от удаления очага землетрясения. Детерминистские оценки магнитуды землетрясений на основании геодинамических данных и соответствующие оценки интенсивности сотрясений на средних грунтах площадки для уровня ПЗ и МРЗ были дополнены вероятностными оценками согласно имеющимся каталогам землетрясений. Вероятностные оценки сейсмической опасности получены на основании каталога исторических землетрясений района размещения АЭС за период 1602 - 2013 гг.

Выполненные исследования по уточнению геодинамических и сейсмотектонических условий (уточнение исходной сейсмичности) для района радиусом 300 км от площадки (масштаб 1:500 000) и ближнего района радиусом 30 км (масштаб 1:50 000) подтвердили представительность расчетных сейсмических воздействий по ОСР. По данным уточнения исходной сейсмичности (УИС) интенсивность МРЗ равна 7 баллов, интенсивность ПЗ равна 6 баллам с учетом округления полученных значений сотрясаемости до целочисленных баллов согласно НП-031-01 [21].

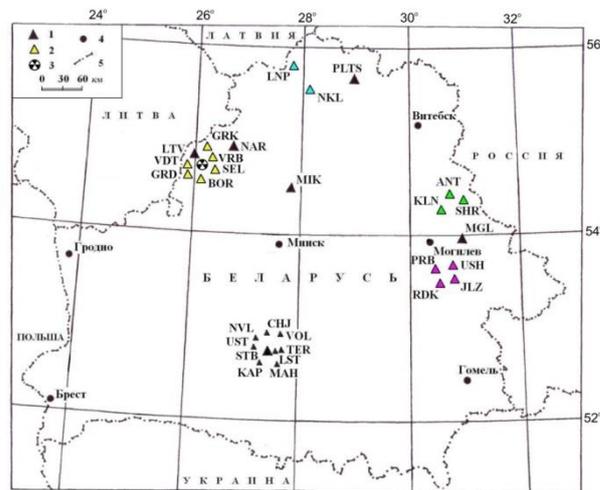
С целью уточнения оценки сейсмической опасности Островецкой площадки с учетом реальных грунтовых условий в 2009–2012 гг. было выполнено сейсмическое микрорайонирование (СМР) инструментальными (регистрация взрывов и микросейсм) и расчетным (сейсмических жесткостей) методами. По результатам СМР значение приращения сейсмической интенсивности сейсмических воздействий за счет грунтовых условий не превысило +0,5 балла. Таким образом, для Островецкой площадки размещения Белорусской АЭС были приняты следующие значения: для уровня ПЗ – 6 баллов; для уровня МРЗ – 7 баллов.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ

Сейсмологический мониторинг для исследований по выбору перспективных пунктов и площадок размещения АЭС осуществлялся системой непрерывных круглосуточных наблюдений за происходящими сейсмическими событиями естественного и искусственного происхождения в широком диапазоне энергий и расстояний. Контроль сейсмической обстановки на региональном уровне обеспечивался стационарной сетью сейсмических станций «Минск», «Нарочь», «Старобин», «Могилев», «Полоцк» [22] (рисунок 5).

Для проведения сейсмических наблюдений в пределах перспективных пунктов размещения АЭС были организованы локальные временные сети сей-

смических станций (рисунок 5), в том числе на Быховском пункте (нас. п. Прибережье, Усушек, Железинка, Радьков); Шкловско-Горецком пункте (нас. п. Широкие, Антипенки, Клин, Пилещено); Верхнедвинском пункте (н. п. Полоцк, Леонполь, Николаево); Островецкой площадке (Вадатишки, Градовщица, Бояры, Селище, Воробьи, Горная Каймина, Литвяны).



1 – сейсмические стационарные станции региональной сети (МИК – Минск, NAR – Нарочь, PLTS – Полоцк, MGL – Могилев, STB – Старобин) и локальной сети (VOL – Волаты, TER – Терушки, UST – Устронь, CHJ – Чижовка, KAP – Капацевичи, NVL – Новый луг, MAH – Махановичи, LST – Листопадковичи); 2 – сейсмические станции временной сети: Островецкая площадка: Вадатишки – VDT, Градовщица – GRD, Бояры – BOR, Селище – SEL, Воробьи – VRB, Горная Каймина – GRK, Литвяны – LTV; Кранопольская площадка: PRB – Прибережье, USH – Усушек, J LZ (GLZ) – Железинка, RDK (RAD) – Радьков; Кукшиновская площадка: SHR – Широкие, ANT – Антипенки, KLN – Клин, PLN (MGL) – Пилещено (Могилев); 3 – площадка строящейся Белорусской АЭС; 4 – город; 5 – государственная граница

Рисунок 5. Сеть сейсмических станций, расположенных на территории Беларуси

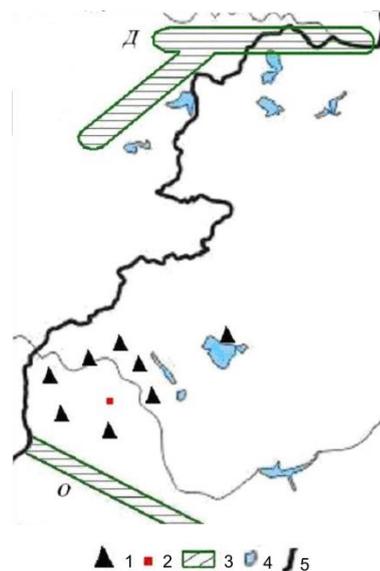
За период наблюдений проведена детальная обработка и анализ зарегистрированной информации, составлены бюллетени и каталоги сейсмических событий. На основе проведенных инструментальных наблюдений и сведений об исторических землетрясениях изучена сейсмичность перспективных для строительства АЭС территорий. К северо-западу от Быховского пункта и к юго-западу от Шкловско-Горецкого выявлены эпицентры двух исторических землетрясений, которые произошли вблизи г. Могилёва в 1893 и 1896 гг. с ощутимым эффектом 5–6 баллов по 12-балльной шкале MSK-64 [23]. К юго-западу от Островецкого пункта вблизи нас.п. Гудогай находился эпицентр землетрясения интенсивностью 6–7 баллов, которое произошло в 1908 г. В этом же районе в 1987 г. инструментально зарегистрировано слабое землетрясение с эпицентром, расположенным в 10 км к востоку от г. Островца (лесополоса, река Лоша), но оно не имело ощутимого характера. В пределах Верхнедвинского пункта инструмен-

тально зарегистрировано землетрясение в 1990 г. в 10 км к юго-востоку от нас. п. Кохановичи (лесополя) и также без ощутимого эффекта.

Нормативные документы, регламентирующие все аспекты жизнедеятельности АЭС, начиная с этапа предпроектных изысканий и заканчивая этапом ее ликвидации, предусматривают проведение мониторинга природной среды, включая сейсмологический мониторинг [1–3, 21]. Основная цель системы сейсмологического мониторинга в районе расположения площадки Белорусской АЭС заключается в следующем: 1) уточнение влияния удаленных землетрясений на сейсмичность площадки АЭС; 2) определение наличия (или отсутствия) современной местной сейсмичности и ее параметров; 3) уточнение параметров сейсмической активности геоструктур; 4) уточнение оценок сейсмичности площадки АЭС для уровней ПЗ и МРЗ.

При этом в процессе проведения наблюдений должны быть решены задачи: 1) регистрация удаленных землетрясений; 2) надежная регистрация близких и местных сейсмических событий, микроземлетрясений; 3) определение природы сейсмического события (эндогенные, экзогенные, техногенные сейсмические события (взрывы, карьерные взрывы)); 4) регистрация микросейсм и определение параметров микросейсмического фона; 5) определение параметров зарегистрированных землетрясений и микроземлетрясений (координаты эпицентра (гипоцентра), глубина очага, локальная магнитуда; 6) составление каталогов удаленных, местных землетрясений, списка техногенных сейсмических событий; 7) привязка зарегистрированных местных землетрясений к ранее выявленным потенциально сейсмоопасным участкам разломов; 8) определение вариаций характера микросейсм в зонах разломных нарушений; 9) выявление, уточнение положения зон ВОЗ относительно площадки, уточнение параметров зон ВОЗ; 10) определение наиболее активных локальных участков земной коры и тектонических структур, отслеживание изменений, которые могут быть вызваны антропогенной деятельностью; изучение геодинамического режима территории.

Локальная сейсмологическая сеть в районе Островецкой площадки размещения АЭС была организована в 2008 г. Для размещения сейсмических станций предварительно были изучены геолого-геофизические условия местности. Результаты измерения сейсмического шума показали, что по своему частотному составу он близок к фоновым характеристикам для большей части территории Беларуси. Локальная сейсмическая сеть, развернутая в районе площадки АЭС, в настоящее время состоит из 7 пунктов наблюдений (рисунок 6), что дает возможность обеспечить регистрацию сейсмических событий в требуемом диапазоне эпицентральных расстояний и энергий с необходимой точностью.



1 – сейсмическая станция; 2 – Островецкая площадка;
3 – зоны ВОЗ: О – Ошмянская, Д – Даугавпилская; 4 – озеро;
5 – государственная граница

Рисунок 6. Расположение сейсмических станций относительно района размещения площадки АЭС и ближайших зон ВОЗ

Непрерывные наблюдения проводятся с использованием регистраторов сейсмических сигналов «Дельта-03» (изготовитель – фирма «ГЕОТЕХ», Россия) и короткопериодных сейсмоприемников «Le 3DLite» (изготовитель – фирма «LENNARTZ», Германия). Развернутая сеть сейсмических станций обеспечивает точность локализации возможных сейсмических событий в районе ближайшей точки Ошмянской зоны ВОЗ с ошибкой не более ± 1 км. Минимальная магнитуда сейсмического события в этой зоне, которую способна уверенно зарегистрировать сеть, составляет $M = -0.3$. Для повышения надежности, качества и оперативности оценки сейсмической обстановки помимо данных локальной сети режимных наблюдений привлекаются данные широкополосной сейсмической станции геофизической обсерватории «Нарочь», которая расположена в 45 км от площадки АЭС. В процессе обработки изучаются весь спектр зарегистрированных сейсмических событий – техногенные, далекие сильные и региональные землетрясения. Составлены волновые портреты и изучены спектральные свойства различных типов сейсмических помех: локальных, возникающих от различного рода передвижений вблизи установки аппаратуры; помех от движения автотранспорта; сезонных помех, в частности морозобойных ударов и т.д. По результатам обработки исходных данных сформированы бюллетени зарегистрированных событий и каталоги землетрясений локальной сети сейсмических станций. Проанализированы пространственно-временные вариации параметров зарегистрированной сейсмичности.

ОСОБЕННОСТИ РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Каталоги землетрясений, зарегистрированных локальной сетью сейсмических станций, расположенных в районе Островецкой площадки, составлены за весь период наблюдений, начиная с 2008 г. Локальной сетью в районе АЭС уверенно регистрируются региональные землетрясения ($\Delta \leq 1000$ км) с магнитудного уровня 3.5. На рисунке 7 приведен пример записи регионального землетрясения, произошедшего в акватории Черного моря в 2012 г.

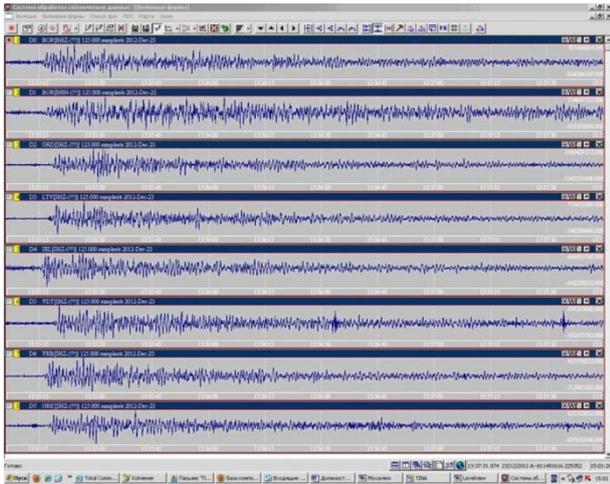


Рисунок 7. Запись регионального землетрясения 23.12.2012 г. в Черном море станциями локальной сети

Достаточно уверенно регистрируются карьерные взрывы, производимые в районе доломитового карьера в поселке Руба, Витебской области, на удалении от пунктов наблюдений около 300 км. Вес взрываемых зарядов достигает 15–17 тонн ВВ. На рисунке 8 показана запись одного из таких взрывов.

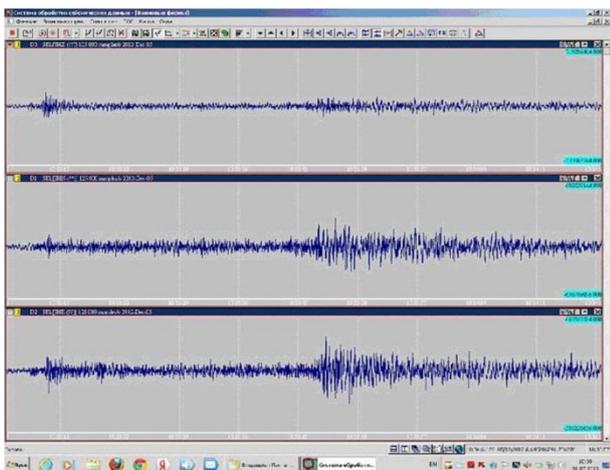


Рисунок 8. Запись карьерного взрыва 05.12.2012 г. в поселке Руба. Пункт наблюдений «Селищи» (SEL)

Из рисунка 8 видно, что хорошо регистрируются группа продольных и поперечных волн. Эффективным инструментом для экспресс-анализа обнаруже-

ния полезного сигнала является «прослушивание» зарегистрированной сейсмической записи. Методика заключается в том, что диапазон сейсмических частот транспонируется в акустическую область, что обеспечивает реальную возможность их прослушивания. При этом по тембровой окраске волновой картины слабых полезных сейсмических сигналов значительно отличается от сейсмических шумов. Сочетание визуального просмотра зарегистрированных сейсмических сигналов, включая спектральный портрет, с акустическим, значительно повышает эффективность обнаружения слабых сигналов на фоне интенсивных шумов. Для выделенных таким образом участков с записями полезных сигналов проводилась дальнейшая обработка. Коэффициент транспонирования частот для короткопериодной части сейсмического поля составлял 100–200.

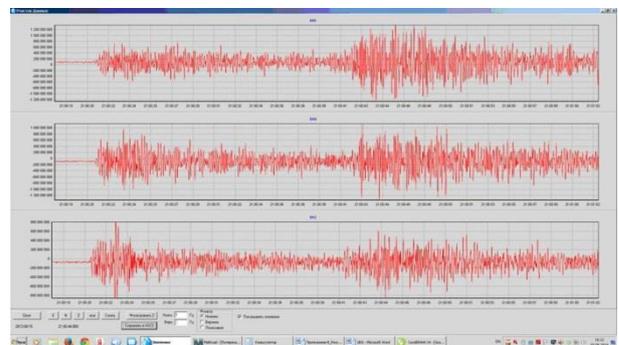


Рисунок 9. Запись взрыва 15.08.2013г. Пункт наблюдений «Градовщизна»(GRD)

Локальной сетью в районе площадки АЭС в августе 2013 г была зарегистрирована серия специальных взрывов, проведенных в рамках международного сейсмического эксперимента «GEORIFT» для изучения внутреннего строения зоны палеорифта Припятского прогиба на юго-востоке Беларуси и северной части Украинского щита. Пункты взрыва, ближайшие к станциям локальной сейсмической сети, находились на расстоянии примерно 180–190 км. Технология проведения взрывов предназначалась специально для эффективного возбуждения сейсмических волн: взрывы производились в затомпированных скважинах, мощность заряда составляла порядка одной тонны ВВ. Качество записи взрывов было достаточно хорошим. На рисунке 9 приведен пример записи такого взрыва, произведенного 15.08.2013 г. в районе г. Несвижа, и зарегистрированного пунктом наблюдений «Градовщизна» (GRD). Из записи видно, что уверенно выделяются группа Р-волн и группа S-волн. Поляризационный анализ записей волн показал, что в группе первых вступлений регистрируется продольная волна с углами выхода близкими к вертикали. Были выделены также и обменные волны типов PS и SP. При этом поляризация этих типов волн и времена запаздывания относительно породивших их первичных волн

(Р и S) указывали, что обмен произошел на границе осадочного слоя и кристаллического фундамента. Расчеты проведены с использованием литологических разрезов, полученных при проведении изысканий в районе площадки строительства Белорусской АЭС. Всего в рамках данного международного экс-

перимента было произведено и зарегистрировано 14 взрывов. Этот эксперимент позволил проследить пути распространения основных типов волн и построить региональный годограф для продольных и поперечных волн.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководства по безопасности. Оценка сейсмической опасности участков размещения ядерно- и радиационно опасных объектов на основании геодинамических данных (РБ-019-01). Федеральный надзор России по ядерной и радиационной безопасности (Госатомнадзор России). – Москва, 2001. – 29 с.
2. Технический кодекс установившейся практики. Размещение атомных станций. Основные критерии и требования по обеспечению безопасности (ТКП 097-2007 (02300)). Министерство по чрезвычайным ситуациям Республики Беларусь. – Минск, 2007. – 26 с.
3. Технический кодекс установившейся практики. Размещение атомных станций. Основные требования по составу и объему изысканий и исследований при выборе пункта и площадки АС (ТКП 098-2007 (02250/02300)). Министерство архитектуры и строительства, Министерство по чрезвычайным ситуациям Республики Беларусь. – Минск, 2007. – 75 с.
4. Технический кодекс установившейся практики. Высотные здания. Строительные нормы проектирования (ТКП 45-3.02-108-2008 (02250)). Министерство архитектуры и строительства РБ. – Минск, 2008. – 85 с.
5. Аронов, А.Г. Сейсмичность территории Беларуси / А.Г. Аронов, Р.Р. Сероглазов, Т.И. Аронова // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. / Кн. 1: Землетрясения. Отв. ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 357–364.
6. Аронов, А.Г. Сейсмоструктурные критерии долгосрочного прогноза Калининградских землетрясений // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года / А.Г. Аронов, Т.И. Аронова. Отв. ред. А.В. Николаев. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – С. 136–150.
7. Аронов, А.Г. Сейсмичность Беларуси / Аронов А.Г. [и др.] // Природные ресурсы, 2009. – № 2. – С. 90 – 97.
8. Аронов, А.Г. Некоторые аспекты сейсмической безопасности при строительстве ответственных сооружений в Минске / Аронов А.Г. [и др.] // Літасфера, 2009. – № 2 (31). – С. 119–125.
9. Аронов, А.Г. Сейсмическая активность разломов / А.Г. Аронов, Т.И. Аронова // Разломы земной коры Беларуси: монография / Р.Е. Айзберг [и др.]. Отв. ред. Р.Е. Айзберг. – Минск: Красико-Принт, 2007. – С. 331–340.
10. Мушкетов, И.В. Каталог землетрясений Российской империи / И.В. Мушкетов, А.П. Орлов // Записки Императорского русского географического общества по общей географии. – Санкт-Петербург: тип. Императорской акад. наук, 1893. – Т. XXVI. — С. 125 – 255.
11. Мушкетов, И.В. Материалы для изучения землетрясений России / И.В. Мушкетов // Известия Императорского Русского Географического общества. – С. – Петербург: тип. Императорской акад. наук, 1899. - Приложение к т. XXVI. – С. 91 – 102.
12. Гудогай // Наша Нива, 1909. – N 3. — С. 43.
13. Doss, V. Die Erdstosse in der Ostseeprovinzen in Dezember 1908 und Anfang 1909 / V. Doss // Korrespondenzblatt der Naturforschen - Vereins zu Riga, 1910. – LIII. — S.73–107.
14. Kurjor Litewshi Tuzesienic Ziemli u nas, 1909. - N 11 (24).
15. Уломов, В.И. Сейсмогеодинамика и вероятностное сейсмическое районирование Северной Евразии / В.И. Уломов, Л.С. Шумилина // Геофизика на рубеже веков. – Избр. труды ученых ОИФЗ РАН, 2000. – С. 216 – 252.
16. СНиП II-7-81. Строительство в сейсмических районах. – М.: Стройиздат, 1982. – 49 с.
17. Айзберг, Р.Е. Сейсмоструктура Беларуси и Прибалтики / Р.Е. Айзберг [и др.] // Літасфера, Минск, 1997. – № 7. – С. 5 – 18.
18. Айзберг, Р.Е. Сейсмоструктурное районирование западной части Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. / Р.Е. Айзберг [и др.] // Кн. 1: Землетрясения. Отв. ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 368 – 381.
19. Москаленко, Т.П. Карты изосейст Карпатского региона / Т.П. Москаленко / Карпатское землетрясение 4 марта 1977 г. и его последствия. – М.: Наука, 1981. – С. 86–105.
20. Аронова, Т.И. Исторические и современные ощутимые землетрясения / Т.И. Аронова // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. / Кн. 1: Землетрясения. Отв. ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 342 – 350.
21. НП-031-01. Нормы проектирования атомных станций. – Госатомнадзор РФ. – Москва, 2001. – 26 с.
22. Аронов, А.Г. Сеть сейсмических станций Беларуси / А.Г. Аронов, Р.Р. Сероглазов, Т.И. Аронова // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. / Кн. 1: Землетрясения. Отв. ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 350 – 353.
23. Медведев, С.В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64 / С.В. Медведев, В., Шпонхойер, В. Карник / Отв. ред. С.В. Медведев. – М.: МГК АН СССР, 1965. – 11 с.

**БЕЛАРУСЬ РЕСПУБЛИКАСЫНДА АЭС ОРНАЛАСТЫРУ ҮШІН
СЕЙСМОГЕОЛОГИЯЛЫҚ ЗЕРТТЕУЛЕРІ**

Аронов А.Г.

Беларусь Ұлттық академиясының Геофизикалық мониторингі орталығы, Минск, Беларусь Республикасы

АЭС орналастыру алаңын таңдау туралы шешім қабылдауына әсер ететін және, объектіні қауіпсіз пайдалануына әсер етуіне мүмкін немесе олардың берілген деңгейінен асу мүмкін, тыйым салатын және шектейтін факторларды есепке алатын мәселелер талқылануда. Беларусь Республикасының АЭС үлгісінде АЭС ықтимал құрылыстың перспективті пункттері мен алаңдардың сейсмикалық қауіптілігін бағалау бойынша қазіргі заманғы зерттеулердің, мәселелер кешенін шешуін қосатын, құрамы көрсетілген. Бұл кешенінен негізгілеріне аймақтық және жергілікті сейсмикалалақты, сейсмодектоникалық жағдайларды зерделеуі, сейсмикалық жағдайын бақылау бойынша үздіксіз аспапты байқауларын ұйымдастыру мен жүргізуі, сейсмикалық әсерлердің дәрежесін бағалауы жатады.

**SEISMOLOGICAL INVESTIGATIONS FOR LOCATING NUCLEAR POWER PLANTS
IN THE REPUBLIC OF BELARUS**

A.G. Aronov

Center of Geophysical Monitoring of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Republic of Belarus

Issues that impact the decision-making on selecting the site for locating nuclear power plant (NPP) and considering prohibiting and limiting factors, presence or excess of the set levels of which may impact the safe operation of the facility, are being discussed. As exemplified by NPP of the Republic of Belarus, the composition of modern research on assessment of seismic hazard for perspective facilities and sites of possible NPP construction, including the solving of a range of issues, is shown. In this range the main issues are the study of regional and local seismicity, seismic and tectonic conditions, organization and implementation of continuous instrumental observations to monitor seismic environment, seismic impact assessment.

УДК 550.348.436+550.34

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В РАЙОНЕ РАСПОЛОЖЕНИЯ РЕАКТОРА ВВР-К ИНСТИТУТА ЯДЕРНОЙ ФИЗИКИ

Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Аристова И.Л.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Представлены результаты повторных мониторинговых исследований сейсмоструктурной обстановки района расположения реактора ВВР-К близ города Алматы по прошествии 20 лет со времени предыдущих работ. Исследования включали новые виды работ и анализ новых данных: детальное дешифрирование космических снимков, уточнение тектонической обстановки, анализ локальной сейсмичности, изучение параметров сейсмического режима. Более детально рассмотрены материалы по ближней зоне реактора в радиусе 25 км. Подтверждён вывод предыдущих исследований о нахождении площадки реактора в устойчивом консолидированном тектоническом блоке геологических образований.

ВВЕДЕНИЕ

В 1993 - 1995 гг. в Алматинском регионе были проведены работы по оценке фактической сейсмостойкости строительных конструкций здания реактора ВВР-К в пос. Алатау, входящего в состав Института ядерной физики (ИЯФ), в том числе путем изучения сейсмоструктурных условий места его расположения [1]. В 2013 – 2014 гг. вновь проведены исследования, направленные на оценку сейсмических условий и сейсмостойкости здания реактора. Это вызвано изменившимися требованиями новых Строительных норм и правил, а также новыми данными по сейсмичности района и новыми возможностями в изучении сейсмоструктурных и инженерно-геологических условий. Уточнение сейсмоструктурных условий проводилось в пределах общей площади 240×190 км, включающей Илийскую переходную зону с Алматинской впадиной и Кунгей-Заилийскую систему горных поднятий Северного Тянь-Шаня, на стыке которых расположена площадка реактора, чуть к северу от разделяющего их Алматинского разлома [2, 3]. Исследования повышенной детальности проведены для локальной территории с радиусом охвата в 25 км вокруг площадки реактора ИЯФ.

Новые исследования предусматривали выявление и уточнение местоположения тектонических разломов, ответственных за наиболее опасные сейсмические воздействия на реактор, оценку характера возможных изменений сейсмической обстановки в районе расположения площадки реактора, оценку правомерности выводов прежних исследований о низкой сейсмической активности того блока пород, в пределах которого расположен реактор. Особое внимание уделено изучению тектонической обстановки непосредственно на площадке и вблизи неё.

В процессе исследований собраны и проанализированы данные по тектонике, сейсмичности, геофизике из архивных и опубликованных материалов прошлых лет. Предпочтение отдавалось специализированным работам и обобщающим тематическим работам за последние 15 - 25 лет, в число которых

входили карты ОСР, ДСР (общего и детального сейсмического районирования), карты сейсмогенерирующих зон Казахстана. Проведено детальное дешифрирование многоспектральных космических снимков среднего разрешения (28 и 14 м на пиксел изображения), включая и инфракрасные каналы электромагнитного спектра, а также космические снимки высокого разрешения (1 - 5 м на пиксел изображения).

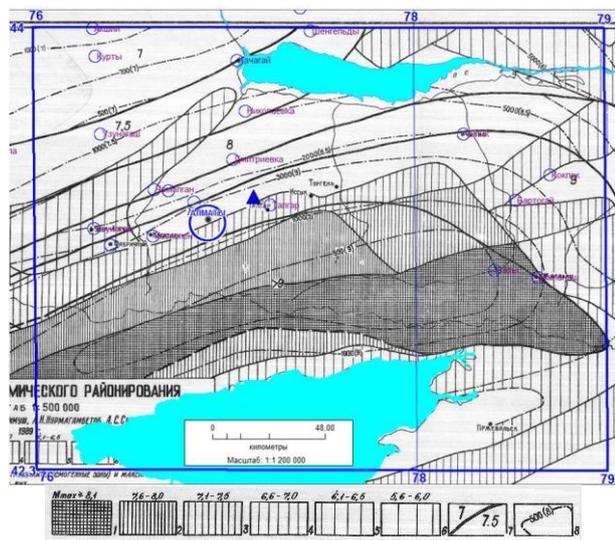
АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

На карте детального сейсмического районирования Алматинского промрайона масштаба 1:500000, составленной Институтом сейсмологии Казахстана в 1989 г. [2], кроме зон возможного возникновения очагов землетрясений и зон интенсивности ожидаемых землетрясений, указаны изолинии периодов повторения сотрясений (в годах) в зонах их максимальной интенсивности (рисунок 1). Площадка реактора согласно этой карте расположена у границы (в 2,3 км на СВ) зоны возможного возникновения очагов землетрясений с максимальной магнитудой 6,6 - 7 в зоне максимальной интенсивности сотрясений в 9 баллов с периодом повторения около 2000 лет.

В 2012 г. по комплексу геофизических, геолого-тектонических и сейсмологических данных Институтом сейсмологии республики Казахстан составлена Карта сейсмогенерирующих зон Казахстана и прилегающих территорий масштаба 1:2500000 [3]. На фрагменте карты (рисунок 2) видно, что площадка реактора находится к северу примерно в 2 км от Алматинской сейсмогенерирующей зоны (номер 34 на рисунке 2) с магнитудой возможных землетрясений до 7. Далее на юг, в 11 км от площадки реактора, расположена Заилийская сейсмогенерирующая зона (номер 35 на рисунке 2) с магнитудой возможных землетрясений до 8, а еще южнее в 36 км находится самая потенциально опасная на Северном Тянь-Шане Кеминская сейсмогенерирующая зона (номер 36 на рисунке 2) с магнитудой возможных землетрясений более 8. К северо-западу от площадки реактора в 33 км находится Дегересская сейсмо-

генерирующая зона (номер 33 на рисунке 2) с магнитудой возможных землетрясений до 6.

Район площадки реактора расположен в Алматинской впадине, имеющей глубину до 3,5 км (рисунок 3) и заполненной вулканогенно-осадочными отложениями (в верхней части разреза - преимущественно андезит-базальтового состава).



(1 – 6) - зоны возможного возникновения очагов землетрясений (сейсмогенные зоны) с максимальной магнитудой ожидаемых землетрясений в них; 7 – граница между зонами максимальной интенсивности сотрясений в баллах; 8 – изолинии периодов повторения сотрясений (годы) в зонах максимальной интенсивности; синий треугольник – площадка реактора ИЯФ

Рисунок 1. Фрагмент карты детального сейсмического районирования Алма-Атинского промрайона [2]

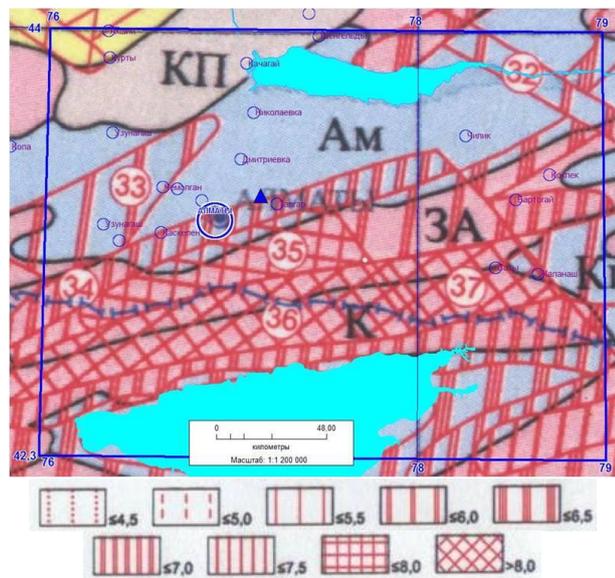
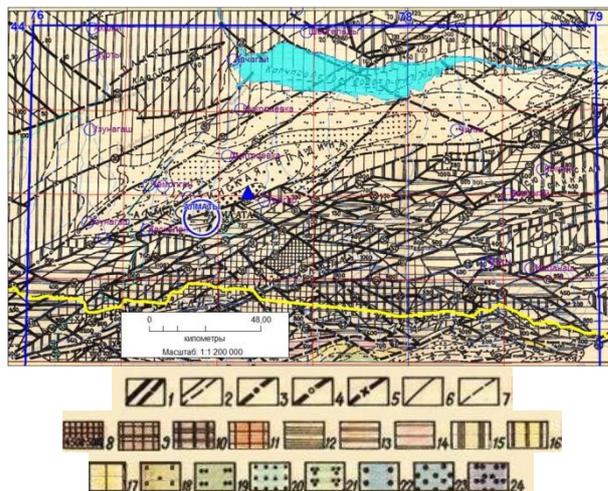


Рисунок 2. Фрагмент карты сейсмогенерирующих зон Казахстана и прилегающих территорий с M_{max} . [3]

За пределами впадины, в 7 км к югу за Алматинским разломом и в 13 км к юго-востоку, геологические образования консолидированного фундамента

представлены интрузивными массивами гранодиорит-гранитового состава. Это предопределяет распространение гранитоидных интрузий и под вулканогенно-осадочными отложениями Алматинской впадины, в том числе в районе расположения площадки реактора, на глубине более 3,5 км, что подтверждает наличие отрицательной гравитационной аномалии в локальном гравиметрическом поле силы тяжести.



Разломы по геологическим данным (достоверные и предполагаемые): 1 – рельефообразующий; 2 – прочие (цифра - величина относительного превышения одного блока над другим, штрих на разломе - направление в сторону опущенного блока). Глубинные разломы по геофизическим данным: 3 – проникающий в мантию; 4 – проникающий в базальтовый слой; 5 – в гранитном слое. Изогипсы кровли палеозойского фундамента во впадинах: 6 – по бурению и по геологическим данным; 7 – по геофизическим данным; (8 – 24) – высотное положение поверхности эпигерцистического пенопласта (с номером разлома).

Рисунок 3. Фрагмент карты новейшей тектоники [2]

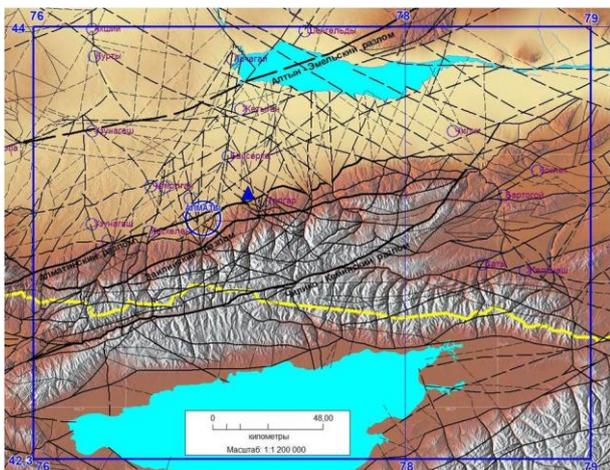
УТОЧНЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

По результатам анализа материалов геолого-геофизической изученности и дешифрирования космических снимков построена современная тектоническая схема района расположения реактора (рисунок 4).

На тектонической схеме показано уточнённое местоположение главных сейсмогенерирующих разломов Алтын-Эмельского, Алматинского, Заилийского и Чилико-Кеминского, а также других основных и второстепенных разломов. Из схемы видно преобладание основных и главных разломов СВ и СЗ направления, менее широко распространены разломы меридионального направления. Главные сейсмогенерирующие разломы субпараллельны общему простираению горных хребтов Северного Тянь-Шаня. На рисунке 5 приведена локальная более детальная тектоническая схема района расположения площадки реактора в пределах кругового контура радиусом 25 км.

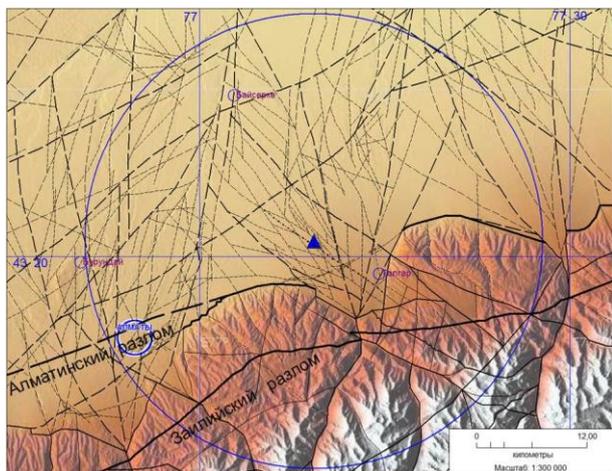
Показано уточненное местоположение самого ближайшего (3,5 км на юг от реактора) сейсмоактивного Алматинского разлома. Выделены и уточнены

все ближайшие основные и второстепенные разломы и тектонические трещины (мелкий пунктир). В районе площадки реактора со стороны Талгарского ущелья Алматинский разлом перекрыт толщей рыхлых отложений конуса выноса вертикальной мощностью до 300 м и более. Однако по космическому снимку высокого разрешения это местоположение дешифрируется как линейная зона с серией субпараллельных прерывистых трещин, имеющая горизонтальную мощность 300 - 500 м. Зона имеет небольшой изгиб в сторону гор, что может дополнительно свидетельствовать о ЮВ падении Алматинского разлома и о том, что площадка реактора расположена в 3,5 км от зоны Алматинского разлома.



Условные обозначения на рисунке 5

Рисунок 4. Тектоническая схема Алматинского региона в контуре 240×190 км



Тектонические нарушения в коренных породах, перекрытые рыхлыми отложениями (пунктиром): 1 – главные; 2 – основные; 3 – второстепенные; 4 – трещина-разлом и трещины; 5 – площадка реактора ИЯФ

Рисунок 5. Детальная тектоническая схема района площадки реактора в радиусе 25 км

В процессе дешифрирования космических снимков установлена также конфигурация консолидированного тектонического блока, в пределах которого находится площадка реактора. Этот блок, вытянутый в СЗ направлении, имеет размер 8×18 км, включает Алматинский разлом в средней части и заходит в горную часть, не доходя до Заилийского разлома, как блок заметно опущенный. В центральной части данного тектонического блока рядом с площадкой реактора (точнее в 350 м на юго-запад) выявлена прямолинейная тектоническая трещина-разлом мощностью 20 - 25 м, вытянутая также в СЗ направлении. Она хорошо прослеживается на космическом снимке высокого разрешения (рисунок 6).



Рисунок 6. Космический снимок высокого разрешения с местоположением тектонической трещины-разлома в районе площадки реактора

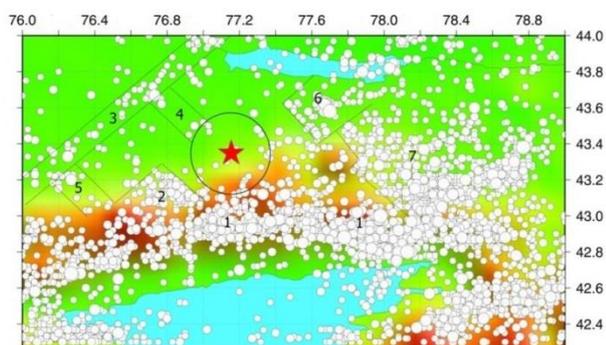
АНАЛИЗ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

В пределах общей площади исследований собраны и проанализированы исторические сведения, а также данные по современной локальной сейсмичности за последние 22 года – после проведения предыдущих исследований, использованных в [1], а также данные по механизмам очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня за последние 50 лет. Получены и проанализированы сейсмические данные регистрации землетрясений полевыми сейсмическими станциями, установленными ИГИ РК непосредственно на площадке расположения реактора. Составлен каталог землетрясений исследуемого района Северного Тянь-Шаня за период 1992 - 2013 гг., включая и слабые землетрясения с энергетическим классом 2,7 и более. Всего каталог включает данные по примерно 4700 землетрясениям из района, ограниченного координатами: 42,3 – 44° с.ш. и 76 – 79° в.д.

Сейсмические данные позволили уточнить современную пространственную структуру сейсмического поля исследуемого района: выделены активные элементы сейсмических структур, включающие полосы и зоны высокой плотности эпицентров землетрясений разных энергетических классов (рисунок 7).

За последние 22 года на исследуемой территории не происходили землетрясения с магнитудой более 6,5. Наиболее сильные из них, как и в предыдущие

годы, приурочены в основном к хребту Кунгей Алатау, имеющему близширотное простирание. Расстояние от реактора до осевой части Кунгей-Зайлийской зоны высокой плотности эпицентров в южном направлении составляет примерно 40 км. К западу от города Алматы, примерно в 23 км от реактора, также выделяется зона высокой плотности эпицентров, как и при предыдущих исследованиях. За истекший период в этой зоне не произошло ни одного землетрясения с энергетическим классом более 10.



Звездочка – место расположения реактора ИЯФ;
кружки разных размеров – разные энергетические классы событий

Рисунок 7. Структура сейсмического поля в районе Северного Тянь-Шаня с активными полосами и зонами высокой плотности эпицентров землетрясений

На северо-востоке, в 50 км от реактора, произошло наиболее ощутимое на площадке реактора по интенсивности событие последних 22 лет. Это - Капчагайское землетрясение 2011 г. с магнитудой m_b 5,6, которое ощущалось на площадке реактора с интенсивностью 4 - 5 баллов [4]. На общем фоне возросшей сейсмичности в Илийской переходной зоне территория ближней зоны реактора (радиусом 25 км) отличается достаточно низким уровнем сейсмичности. Зарегистрированы лишь слабые землетрясения, энергетический класс которых не превышал 8. Всего произошло 228 событий с $K_{min}=2,9$, представительных землетрясений с классом более 6 среди них – 79. Ближайшие очаги находились на расстоянии 3,2 - 5 км.

ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Для характеристики сейсмического режима территории Северного Тянь-Шаня построен график повторяемости землетрясений в энергетических классах и диаграмма распределения очагов землетрясений по глубине (рисунок 8). Кроме того, рассчитаны параметры сейсмического режима - сейсмическая активность A_{10} (значение уровня графика повторяемости при $K=10$, нормированное к площади 1000 km^2 и времени 1 год) и значение тангенса угла наклона графика повторяемости γ .

На графике повторяемости (рисунок 8-а) видно, что для всего рассматриваемого района представительным энергетическим классом землетрясений является $K_{min}=6 - 6,5$. Землетрясения с меньшей энер-

гией непредставительны, то есть определяются с пропусками. Рассчитанная для этой территории сейсмическая активность $A_{10} = 0,088$, значение $\gamma=-0,46$. Сравнение значения сейсмической активности с долговременным средним для Северного Тянь-Шаня, равным 0,1 [5], показало, что сейсмическая активность в последнее время незначительно ниже среднего. В целом, сейсмический режим последних двух десятилетий по средним характеристикам не отличается от предыдущего периода. Как видно из рисунка 8-б, практически вся сейсмическая активность происходит на глубинах до 30 км, при этом отмечено, что к большей глубине тяготеют землетрясения с большей энергией. Максимальное количество событий приурочено к глубине примерно 10 км.

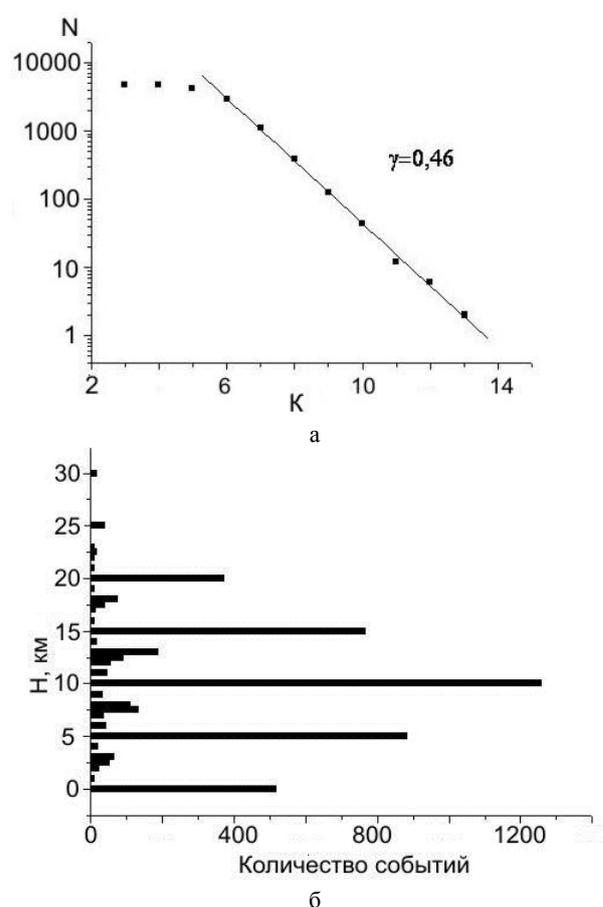


Рисунок 8. Характеристики сейсмического режима и очагов землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня: а – график повторяемости землетрясений в энергетических классах; б – распределение очагов землетрясений по глубине

Для характеристики сейсмического режима в зоне, ближней к реактору, также построен график повторяемости землетрясений в энергетических классах и диаграмма распределения очагов землетрясений по глубине (рисунок 9).

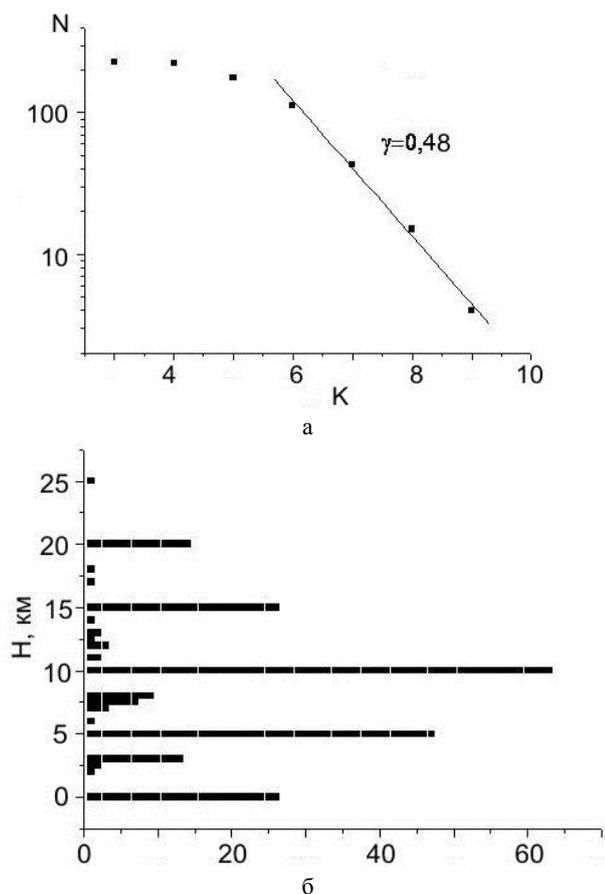


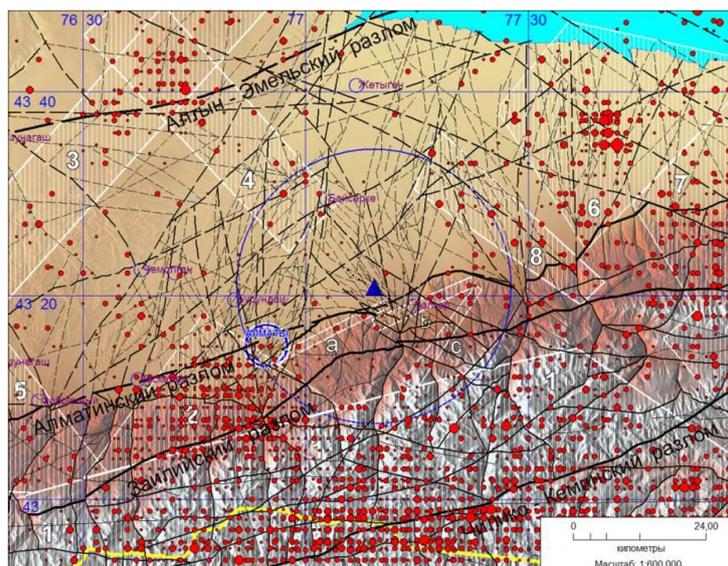
Рисунок 9. Характеристики сейсмического режима и очагов землетрясений на территории ближней зоны реактора: а – график повторяемости землетрясений в энергетических классах; б – распределение очагов землетрясений по глубине

Для этой зоны представительным является энергетический класс $K=6$, сейсмическая активность здесь значительно ниже, чем для территории Северного Тянь-Шаня: $A_{10}=0,025$, $\gamma=-0,48$. Практически вся сейсмическая активность сосредоточена на глубинах до 20 км. Максимум распределения очагов событий приходится на глубину 10 км.

СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Совместный анализ сейсмических и тектонических данных на исследуемой площади проводился путём сопоставления выделенных активных элементов пространственной структуры сейсмического поля (полос и зон высокой плотности эпицентров землетрясений с энергетическим классом от 2,7 до 8 – 9 и более) с местоположением тектонических нарушений в пределах Кунгей-Заилийской системы горных хребтов и Илийской переходной зоны.

Полосы повышенной сейсмичности в ближней зоне реактора (а, б, с на рисунке 10) связаны с зонами влияния сейсмогенных Алматинского и Заилийского разломов, а также с пересечениями этих зон с второстепенными разломами СЗ, СВ и субмеридионального направлений. Довольно активная полоса сейсмичности – Караойская (номер 4 на рисунке 10), – расположена к СЗ от реактора, простирается в СЗ направлении в одном створе с реактором, но до реактора не доходит, заканчиваясь в 16 км от него. Здесь, в районе пос. Байсерке, зона упирается в систему тектонических разломов СВ и субмеридионального направлений. Полоса простирается на СЗ более 50 км и пересекает более мощную и активную Кастек-Каратобинскую полосу сейсмичности (номер 3 на рисунке 10) СВ простирая.



Красный кружок – эпицентр землетрясения с энергетическим классом: 1 – (2,6 - 6); 2 – (6 - 8); 3 – (8 - 10); 4 – (10 - 12); 5 – (12 - 14). Синий кружок – населенный пункт; желтая линия – государственная граница Казахстана с Кыргызстаном; большой круг – зона с радиусом 25 км вокруг реактора; контур с белой штриховкой, обозначенный буквой или цифрой - активные зоны сейсмичности

Рисунок 10. К результатам анализа сейсмических и тектонических данных

Следует отметить активную полосу сейсмичности (номер 8 на рисунке 10) в 20 км к СВ от реактора, совпадающую с зоной Тургенского тектонического разлома СЗ направления. В пределах этой полосы зарегистрирован ряд землетрясений с энергетическим классом более 8–9. Эпицентры наиболее ощутимых из них с энергетическим классом 9,4 и 9,6 расположены в 19 и 25 км от реактора.

В ближней зоне реактора самой активной является зона сейсмичности Акжарский треугольник (номер 2 на рисунке 10), расположенная в 23 км от реактора на ЮЗ в сторону г. Алматы и приуроченная к сложному пересечению тектонических разломов различных направлений. Территория зоны преимущественно находится между главными Алматинским и Заилийским тектоническими разломами и чуть выходит на север за Алматинский разлом, на площадь мощного конуса выноса рыхлых отложений из основных горных ущелий рек Малой и Большой Алматинки и реки Аксай. В верховьях реки Аксай находится Акжарский обвал, совпадающий с эпицентром одного из самых разрушительных землетрясений - Верненского 1887 г. Наиболее удалены от площадки реактора следующие зоны сейсмичности (номера в соответствии с рисунком 10):

1. Кунгей-Заилийская зона высокой плотности эпицентров землетрясений. Осевая часть зоны расположена в 40 км на юг от реактора, приурочена к зоне главного Чилико-Кеминского разлома и далее на восток к зоне Северо-Кунгейского разлома.

5. Узунагач-Майтобинская полоса сейсмичности. Расположена в 70 км на запад-юго-запад от реактора за зоной сейсмичности 2 и подобно Караойской полосе сейсмичности 4 простирается в СЗ направлении, ортогонально пересекая Кастек-Каратобинскую полосу сейсмичности СВ простирания.

6. Зона сейсмичности района Капчагайского землетрясения 2011 г. Расположена в 40 км от реактора

на СВ и приурочена к узлу пересечений тектонических разломов и трещин СВ, СЗ и меридионального направлений.

7. Бокайдынская зона сейсмичности. Расположена в 60 км от реактора на северо-восток и восток, приурочена к орогенной части Северного Тянь-Шаня и к восточному сочленению трёх главных разломов: Алматинского, Заилийского и Чилико-Кеминского (с горным поднятием Бокайдынтау в центральной части).

Следует отметить, что самые мощные и протяженные полосы и зоны сейсмичности (такие как Кунгей-Заилийская, Кастек-Каратобинская и Бокайдынская) в исследуемом районе (кроме зоны 2 - Акжарского треугольника) совпадают с зонами локальных аномалий силы тяжести или явно тяготеют к ним в градиентных зонах. Такое же совпадение, только менее явное, можно отметить и для менее протяженных и мощных полос сейсмичности (таких как Узунагач-Майтобинская, СЗ полоса Тургенского разлома).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сбора и совместного анализа сейсмических, тектонических и других геолого-геофизических данных на исследуемой площади установлено, что территория ближней зоны реактора ВВР-К в пос. Алатау в радиусе 25 км находится в относительно спокойной сейсмотектонической обстановке. Это обусловлено наличием массива кристаллических гранитоидов на глубине под толщей вулканогенно-осадочных пород Алматинской впадины. Современными работами подтверждён вывод исследований 20 летней давности о нахождении площадки реактора в благоприятном устойчивом консолидированном тектоническом блоке геологических образований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сейсмотектоническое состояние площадки реактора ВВР-К и мероприятия по повышению сейсмостойкости сооружений и технологического оборудования исследовательского реактора ВВР-К: отчет для Международного Агентства по атомной энергии. – Алматы, 1995.
2. Курскеев, А.К. Детальное сейсмическое районирование Алма-Атинского промрайона / А.К. Курскеев [и др.] // Карта ДСР А-Атинского промрайона. Объяснительная записка. – Алма-Ата, 1989.
3. Тимуш, А.В. Сейсмогенерирующие зоны Казахстана / А.В. Тимуш, Т.В. Тарадаева, Н.П. Степаненко, А.Б. Садыкова, А. Сыдыков // Карта СГЗ земной коры Казахстана. – Алматы: Хай Технолоджи, 2012. – 82 с.
4. Михайлова, Н.Н. Капчагайское землетрясение / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко // Вестник НЯЦ РК, 2013. – Вып. 1. – С. 102 – 111.
5. Михайлова, Н.Н. Энергетические и магнитудные характеристики землетрясений в практике сейсмических наблюдений на Северном Тянь-Шане / Н.Н. Михайлова, Н.А. Калмыкова, Н.П. Неверова // Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. – М: НИА, 1999.

**ЯДРОЛЫҚ ФИЗИКАСЫ ИНСТИТУТЫНЫҢ ВВР-К РЕАКТОРЫ ОРНАЛАСҚАН АУДАНЫНДА
СЕЙСМОТЕКТОНИКАЛЫҚ ЖАҒДАЙЫ**

Михайлова Н.Н., Великанов А.Е., Аристова И.Л.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Бұрын жүргізілген жұмыстардан кейін 20 жыл өткенде Алматы қаласы жанындағы ВВР-К реакторы орналасқан ауданның сейсмодектоникалық жағдайын қайталап зерттеудің нәтижелері келтірілген. Зерттеулері жұмыстардың жаңа түрлерін және жаңа деректерді өңдеуін қосқан: ғарыштық фотосуреттерін толық жете бажайлау, тектоникалық жағдайын нақтылау, жергілікті сейсмикалықлығын талдау, сейсмикалық режимінің параметрлерін зерделеу. 25 км. радиусында реактордың жақындағы зонасы бойынша материалдары одан толық жете қарастырылған. Реактор алаңы геологиялық жаралымдардың орнықты нығайлы тектоникалық блогында болу туралы бұрынғы зерттеулердің тұжырымы расталған.

**SEISMOTECTONIC ENVIRONMENT IN THE REGION OF VVR-K REACTOR
OF THE INSTITUTE OF NUCLEAR PHYSICS**

N.N. Mikhailova, A.E. Velikanov, I.L. Aristova

Institute of Geophysical Research Kurchatov, Kazakhstan

The results of repeated monitoring studies of seismotectonic environment on the territory of VVR-K reactor location in the vicinity of Almaty after 20 years are presented. The studies included new works and the analysis of new data: detailed interpretation of satellite imagery, revision of tectonic environment, analysis of local seismicity, study of seismic mode parameters. The more detailed studies were conducted in near zone of the reactor within the radius of 25 km. The conclusion of the previous studies about reactor location in solid consolidated tectonic block of geological formations was confirmed.

УДК 550.34

PRELIMINARY RESULTS FROM A DATA-INTENSIVE STUDY OF CHINA SEISMICITY TO DETECT SMALL EVENTS AND IMPROVE LOCATION ESTIMATION FOR EVENT CLUSTERS¹⁾ P.G. Richard, ²⁾ S. Heck, ¹⁾ D.P. Schaff, ²⁾ M. Slinkard, ²⁾ C. Young¹⁾ *Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, New York, USA*²⁾ *Sandia National Laboratories, Albuquerque, New Mexico, USA*

The paper describes the results of studies that have been conducted since 2011 for the purposes of creation and assessment of capabilities of seismic monitoring using large and ever expanding data archives of continuous wave signals. In particular, for the zones of active seismicity (earthquakes or explosions on the fields) the technology included the obtaining of samples of regional wave signals (usually, *Lg*) for events included into the bulletins (for instance, late events of PTS/CTBT); search of analog signals (using cross-correlation detector) in abundant archives. Since analog signals clusters are detected with a lower magnitude, there is a necessity of establishing the reality of such events as well as the necessity in assessing their relative localization. Several ways of checking the detected events, such as including into the bulleting of local or regional seismicity, detecting in several stations; detecting with very high cross-correlation coefficient, are applicable. Such general approach in application to the seismicity of Kazakhstan for the period of 2006 till 2008 was presented in the publication of Slinkard et al. [1], where a particular attention is drawn to the establishment, assessment and frequency of false alarms for cross-correlation detector.

We are beginning to get results from a study of the seismicity of China using a sparse network for which continuous data has been archived since the 1980s. Using cross-correlation methods, first to detect small events whose waveforms are similar to waveforms in a template archive, and second to measure the relative arrival times of signals from neighboring events as recorded at common stations, we find it possible to make estimates of the relative location of events within a cluster with precision at the level of a few hundred meters or even just a few tens of meters, even when the waveform data come from stations at far regional distances (several hundred km, or more). Our approach is part of a broad effort to take advantage of the information contained in large and ever-expanding archives of continuous seismic waveform data, for purposes of improving the characterization of seismic events occurring today.

In this paper, we first summarize a recently-completed study of the seismicity of Kazakhstan and parts of Central Asia that successfully demonstrated the effectiveness of cross-correlation methods to detect small events. We then go on to report preliminary results in which cross correlation is used additionally to measure the relative arrival times of similar signals, with sub-sample precision, for clusters of events recorded at a sparse network of regional stations. We find such a network enables estimates of relative event locations to be made with much higher quality (orders of magnitude improvement) than those made via the traditional approach, based typically on a larger number of stations, in which events are studied one-at-a-time.

SUMMARY OF A RECENTLY-COMPLETED STUDY OF THE SEISMICITY OF KAZAKHSTAN AND NEARBY REGIONS

To explore several issues related to routine application of waveform correlation as a detector in broad regional monitoring, we studied the seismicity of a large

region of Kazakhstan (35 – 60° N, 45 – 90° E) over a three year period, 2006 to 2008, using just three high-quality stations, namely the two arrays MKAR, BVAR, and the three-component station KURK. This work, described in [1] Slinkard *et al.*, relied upon the development by Sandia National Laboratories of a high-performance distributed computing software package known as SeisCorr, which enabled the efficient search of multiple years of continuous data for the occurrence of waveforms similar to those of thousands of template events.

Our SeisCorr software found more than 19,000 detections during the 3 year period using 1938 templates, each of which was based upon a 25-second *Lg* window, passed in the band between 0.5 to 5 hz, for an event reported in the Late Event Bulletin (LEB) of the CTBTO's International Data Centre. Slinkard *et al.* [1] describe the reasons for this choice of template, and the procedure for setting a cross-correlation value for each template that corresponds to a predetermined false alarm rate (chosen to be not more than once per year per template). Figure 1 shows an example of a large cluster of more than 90 detections, made using a template recorded by the 9-component array MKAR.

The success in getting about 19,000 detections from 1938 templates raises the question of how to validate the detected events, i.e. how to be sure that they are indeed additional seismic events and not artifacts of processing. Slinkard *et al.* [1] used three different methods of confirming detections, namely: bulletin confirmation, multi-station validation, and high correlation with a template. Roughly 25% of the detections turned out to be in the LEB or in the regional bulletin published by the Kazakhstan National Data Centre (We note that the KNDC regional bulletin is primarily intended for earthquake studies and therefore excludes mine blasts, so it was to be expected that it did not confirm many of the

detections of the type described in Figure 1.) Roughly 70% of the detections at a given station were confirmed by a detection at another station with an origin time that was the same to within a few seconds, and this turned out to be the best method for validating detections. Most of the events with a very high cross-correlation value (> 0.7) were also confirmed by one of the other two methods.

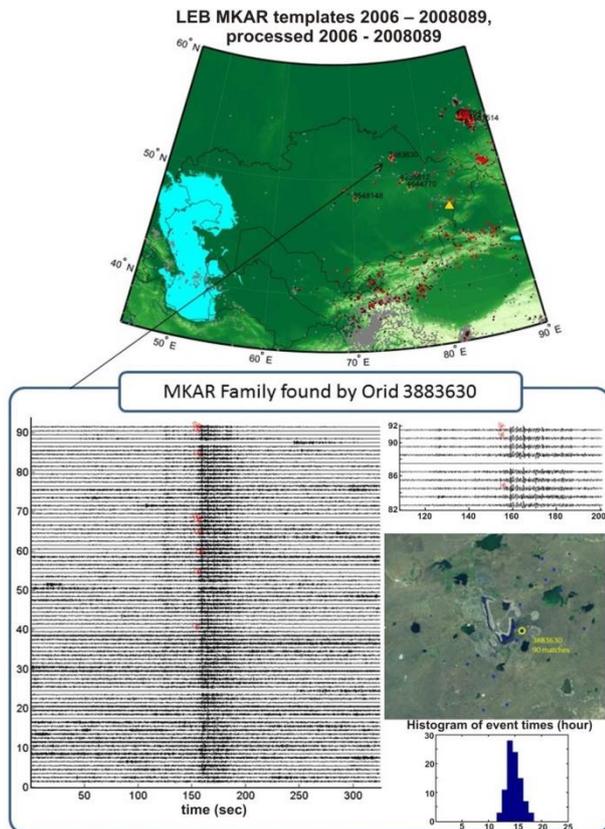


Figure 1. Here are shown waveforms from a cluster of more than 90 seismic events, recorded in the period 2006 to 2008 at the primary array station MKAR of the International Monitoring System. They were detected via a search of the continuous data using cross-correlation against a template for an event reported in the LEB. On the basis of a Google map of the source region and the histogram of event times, these events are taken to be mine blasts

The computational effort in this study of three years of seismicity in and near Kazakhstan was found to be quite manageable. With about 800 nine-channel waveforms for the MKAR array, about 500 (nine-channel) for the BVAR array and about 1500 (three-components) for the KURK station, the cross-correlation search for detections in three years of continuous data took only 2.5 days using a 32 processor network.

To summarize this study of the effectiveness of cross-correlation methods as a detector of small seismic events using a sparse regional network: *the set of about 1900 templates were used to detect about ten times as many events over a three-year period; and most of these detections were found to be valid seismic events.*

These are encouraging results, and they have led us to take the next steps in application of cross-correlation to broad areas of active seismicity, specifically to obtain improvements in event location.

PRELIMINARY INVESTIGATION OF CAPABILITY TO OBTAIN PRECISE RELATIVE LOCATIONS

Several studies have demonstrated the utility of regional seismic signals, from a sparse network, in obtaining precise relative locations of neighboring events. The earliest such work using cross-correlation methods appears to have been in Iceland in the 1980s, as reported by Slunga *et al.* [2]. Figure 2 shows results reported by Schaff and Richards [3] for a series of earthquakes in Liaoning Province, China, for which high-quality relative locations were obtained from a small set of stations at around 500 km distance. Figure 3 shows the seismicity of a part of China for a period of more than seven years beginning in 2006, and here we report some early results on the application of cross-correlation methods to event sub-clusters within the smaller boxed region of dense seismicity west of station BJT.

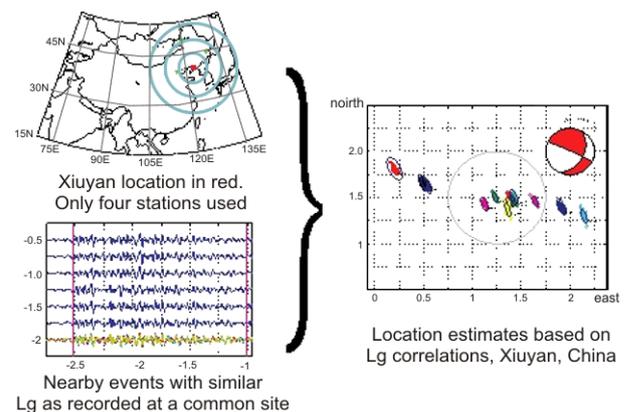


Figure 2. At top left is shown the location in Liaoning Province, China, of the Xiuyan sequence of earthquakes, which occurred in 1999; and four far-regional stations used to obtain precise relocations. At bottom left are the Lg-waves as recorded at the MDJ station. On the right are the double-difference relocations, obtained from measuring relative Lg arrivals (via cross correlation), and the mechanism of a nearby event in 2000. Adapted from [3]

Thus, for the sub-cluster shown in Figure 4, there are ten events, within an area about ten km across, separated typically by about two km from each other, which is comparable to the linear dimensions of the 95% confidence ellipses. The cross-correlation coefficients (on Lg only) range from 0.25 to 0.58. This precision is better than that of typical regional bulletins based upon tens or even hundreds of stations.

For the sub-cluster shown in Figure 5, there are nine events close together, within an area that is only about one km across. Remarkably, the precision here is at the level of only a few tens of meters. The Lg cross correlation coefficients range from 0.25 to 0.7 and 60% of them are less than 0.5.

PRELIMINARY RESULTS FROM A DATA-INTENSIVE STUDY OF CHINA SEISMICITY
TO DETECT SMALL EVENTS AND IMPROVE LOCATION ESTIMATION FOR EVENT CLUSTERS

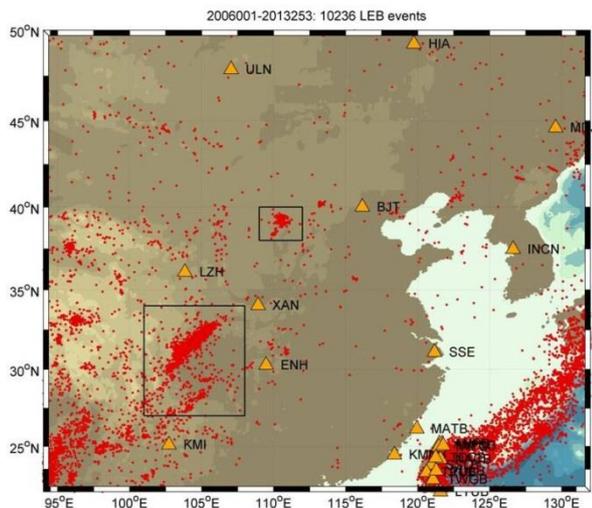


Figure 3. The seismicity of part of East Asia is shown for a period of slightly more than seven and a half years, as reported in the Late Event Bulletin of the IDC. The larger box includes many aftershocks of the Wenchuan earthquake of May 2008. We have studied sub-clusters of seismic events in the smaller box, relocating them on the basis of their Lg-wave signals as recorded on just three stations, ULN, BJT, and XAN, operated jointly by the China Earthquake Administration and the US Geological Survey

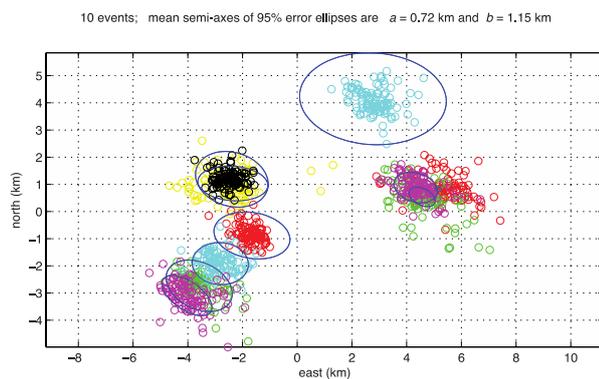


Figure 4. Shows the relative location of ten events clustered in the time period from December 2009 to August 2012 at about 39.0°N, 110.6°E, using the method of Schaff & Richards [3]. These locations, lying within the smaller box shown in Figure 3, are more than 300 km from BJT, 1000 km from ULN, and 600 km from XAN (the three stations at which Lg signals from these events were cross correlated to obtain precise relative arrival times). The mean sigma of the residuals is 0.26 s. The bootstrap errors (bubbles) agree well with the error ellipses

If such precision can be confirmed for other clusters of neighboring events, for example in dense aftershocks of a larger event, then such results have potential utility for the detailed study of earthquake interactions.

DISCUSSION

It is truly remarkable that with just three stations at distances of several hundred km it is possible to achieve the precision of a few tens of meters as indicated in Figure 5, for a sub-cluster of events occurring within a region about one km across.

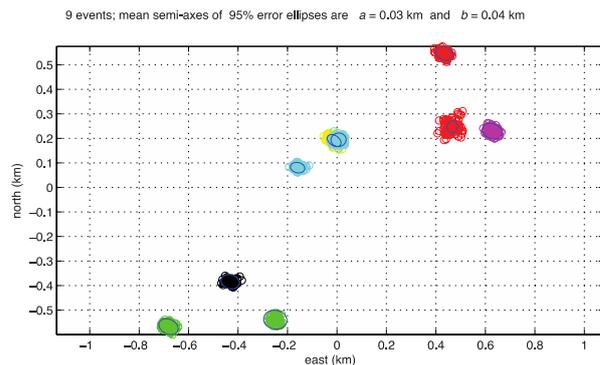


Figure 5. Similar to Fig. 4 but here for the relative location of nine events clustered in the time period from April 2006 to August 2006 at about 39.2°N, 112.5°E. These locations are about 500 km, 1000 km, and 550 km, from stations BJT, ULN, XAN, respectively. The mean sigma of the residuals is only 0.012 s.

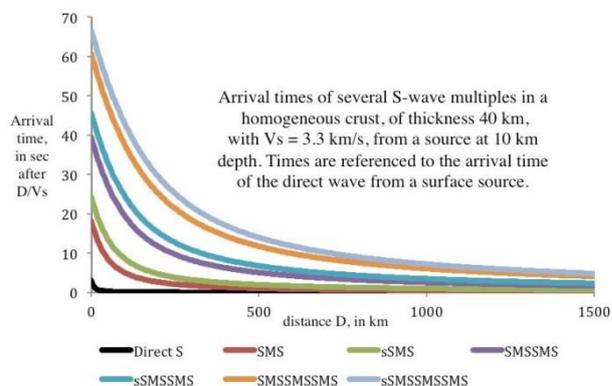


Figure 6. Travel times as a function of distance D , of shear waves within a homogeneous crust of thickness 40 km having shear velocity $V_s = 3.3$ km/s, from a source at 10 km depth. Times are with reference to a horizontally-traveling shear wave. After the direct arrival from 10 km depth, the next arrival is SMS (downgoing from the source and reflected at the Moho), followed shortly afterwards by sSMS. The travel times for four later multiples are also shown

The Lg-wave is thought to be composed of shear waves trapped within the crust due to their low phase velocity (which is too low to allow propagation into the mantle as either P or S). The system of interfering waves comprising Lg is discussed in some detail by Vogfjörd and Langston [4, 5], and for a very simple (crude) crustal model the travel time for several different multiples is as shown in Figure 6. Layering within the crust would add more multiples.

Our procedure for estimating relative event location is based currently on the assumption that, for two events at slightly different distances from a common station, the travel-time difference ΔT associated with the maximum cross-correlation value can be interpreted as due entirely to a delay ΔT in the whole Lg wavetrain, so that the difference in distance is just $\Delta T \times 3.3$ km for ΔT in s and $V_s = 3.3$ km/s as in Figure 6. Though this may be an adequate assumption when the Lg path from two

events to a common station is very similar, as for event pairs in Figure 5, it may be less adequate for purposes of interpreting the cross-correlation measurement ΔT for events with greater separation. For them, as indicated by the changes in travel time of interfering waves as shown in Figure 6, there is the possibility of a change in waveform that may need to be taken into account in a best interpretation of the ΔT measurement. Nevertheless, making the simpler interpretation that ΔT is due only to

a time shift in the whole waveform, we still get much more precise locations (as for example in Figure 4) than can be obtained by the traditional approach of locating events separately (one at a time).

Acknowledgements: Paul Richards appreciates collaborations with seismologists in Kazakhstan over more than twenty years. This work was supported by the US Defense Threat Reduction Agency under award number HDTRA1-11-1-00027 to Columbia University.

REFERENCES

1. Slinkard, M. Multi-station validation of waveform correlation techniques as applied to broad regional monitoring / M. Slinkard, D.P. Schaff, N.N. Mikhailova, S. Heck, C. Young, P.G. Richards // Bulletin of the Seismological Society of America, 2014.
2. Slunga, R. Absolute and relative location of similar events with application to microearthquakes in southern Iceland / R. Slunga, S. Rögnvaldsson, R. Bóðvarsson // Geophysical J. Int., 1995. – 123. – pp. 409 – 419.
3. Schaff, D.P. Lg-wave cross correlation and double-difference location: application to the 1999 Xiuyan, China, sequence / D.P. Schaff, P.G. Richards // Bulletin of the Seismological Society of America, 2004. – 94. – pp. 867– 879.
4. Vogfjörð, K.S. Analysis of regional events recorded at NORESS / K.S. Vogfjörð, C.A. Langston // Bulletin of the Seismological Society of America, 1990. – 80. – pp. 2016 – 2031.
5. Vogfjörð, K.S. Characteristics of short-period wave propagation in regions of Fennoscandia, with emphasis on Lg / K.S. Vogfjörð, C.A. Langston // Bulletin of the Seismological Society of America, 1996. – 86. – pp. 1873– 1895.

ШАҒЫН ОҚИҒАЛАРДЫ АНЫҚТАУ ЖӘНЕ ОҚИҒАЛАР КЛАСТЕРЛЕРІН БАҒАЛАУЫН ЖАҚСARTУ ҮШІН ДЕРЕКТЕРДІҢ ОРАСАҢ КӨП САНЫМЕН ҚЫТАЙДЫҢ СЕЙСМИКАЛЫЛЫҒЫН ЗЕРТТЕУДІҢ АЛДЫҢ АЛА НӘТИЖЕЛЕРІ

¹⁾ Ричардс П.Г., ²⁾ Хек С., ¹⁾ Чафф Д.П., ²⁾ Слинкард М., ²⁾ Янг К.

¹⁾ Колумбия университетінің Ламонт-Доуэрти Жер, Нью-Йорк, АҚШ

²⁾ Сандиядағы Ұлттық лабораториялары, Альбукерке, Нью Мексико штаты, АҚШ

Үздіксіз толқынды сигналдар деректерінің үлкен және одан әрі кеңітілетін архивтерін пайдаланумен сейсмикалық мониторингін жасау үшін және мүмкіншілігін бағалау үшін 2011 ж. бері жүргізіліп жатқан зерттеулердің нәтижелері сипатталады. Атап айтқанда, белсенді сейсмикалық зоналар үшін (жерсілкінулер немесе кенорнындарындағы жарылыстар) технология бюллетеньдерге (мысалы УТК/ЯСЖТШ кеш оқиғалардың Бюллетені) қосылған оқиғалар үшін аймақты толқындық сигналдардың (әдетте Lg) үлгілерін алуын; кең архивтерде тәрізді сигналдарды іздеуін (кросскорреляциялық детекторын пайдаланып) қосқан. Тәрізді сигналдардың кластерлері төмен магнитудасымен табылатындықтан сондай оқиғалар нақты болуын белгілеу қажеттілігі; сондай-ақ олардың салыстырмалы жергіліктеуін бағалау қажеттілігі пайда болады. Табылған оқиғаны тексерудің бір неше жолдарын қолдануға болады – жергілікті немесе аймақтық сейсмикалық бюллетеніне қосу; бір неше станцияда табу; өте жоғары корреляциялық коэффициентімен табу. 2006-2008 ж.ж. кезеңіне Қазақстанның сейсмикалық қатысты осындай жалпы көзқарас Слинкард ж.б. жарияланымда [1] көрсетілген болған, онда ерекше назары кросскорреляциялық детектор үшін жалған дүрлігін белгілеуіне, бағалауына және жиілігіне аударылған.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ КИТАЯ С ОГРОМНЫМ КОЛИЧЕСТВОМ ДАННЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МАЛЫХ СОБЫТИЙ И УЛУЧШЕНИЯ ОЦЕНКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ КЛАСТЕРОВ СОБЫТИЙ

¹⁾ Ричардс П.Г., ²⁾ Хек С., ¹⁾ Чафф Д.П., ²⁾ Слинкард М., ²⁾ Янг К.

¹⁾ Лаборатория Земли Ламонт-Доуэрти Колумбийского Университета, Нью-Йорк, США

²⁾ Национальные лаборатории в Сандии, Альбукерке, штат Нью Мексико, США

Описаны результаты исследований, проводимых с 2011 г., для создания и оценки возможностей сейсмического мониторинга с использованием больших и все расширяющихся архивов данных непрерывных волновых сигналов. В частности, для зон активной сейсмичности (землетрясения или взрывы на месторождениях) технология включала получение образцов региональных волновых сигналов (обычно Lg) для событий, включенных в бюллетени (например, в Бюллетене поздних событий ВТС/ДВЗЯИ); поиск аналогичных сигналов (с использованием кросскорреляционного детектора) в обширных архивах. Поскольку кластеры аналогичных сигналов обнару-

живаются с более низкой магнитудой, возникает необходимость установления реальности таких событий; а также необходимость оценки их относительной локализации. Применимы несколько путей проверки обнаруженного события, такие как включение в бюллетень локальной или региональной сейсмичности; обнаружение на нескольких станциях; обнаружение с очень высоким кросскорреляционным коэффициентом. Такой общий подход в применении к сейсмичности Казахстана за период с 2006 г. по 2008 г. был представлен в публикации Слинкард и др.[1], где уделено особое внимание установлению, оценке и частоте ложных тревог для кросскорреляционного детектора.

УДК 550.344

УНИФИЦИРОВАННЫЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН И ПРИЛЕГАЮЩИХ РЕГИОНОВ (С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН ДО 2009 Г.)

Михайлова Н.Н., Аристова И.Л., Мукамбаев А.С.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Описана технология создания для территории Республики Казахстан и прилегающих регионов унифицированного каталога землетрясений, охватывающего период с древнейших времен до 2009 г. – последнего года, для которого ко времени составления каталога имелись данные Международного сейсмологического центра (ISC), и которые использованы для сопоставления решений по землетрясениям средней силы и сильным. Созданный каталог землетрясений использован в качестве информационной основы для построения карт сейсмического зонирования территории, а также в расчетах для оценки опасности и уязвимости.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

В задачу настоящей работы входил сбор информации как можно за более длительный период – с древнейших времен до последних лет, – поэтому были использованы самые различные источники данных и не только по Казахстану, но и по окружающим его странам. Следует отметить, что до 1990 г. – года распада Советского Союза, – сейсмические наблюдения, обработка данных, создание каталогов, построение карт сейсмического районирования происходило во всех республиках бывшего СССР координированно, по сходным подходам и методикам. Существовало тесное взаимодействие ученых разных стран в рамках Единой сети сейсмических наблюдений (г. Москва, руководитель ЕССН Н. В. Кондорская), в рамках Среднеазиатского Центра по прогнозу землетрясений (г. Душанбе, Таджикский Институт сейсмостойкого строительства и сейсмологии, руководитель Негматуллаев С.Х.). Это сотрудничество, касалось, в первую очередь, составления каталогов землетрясений различного уровня оперативности. Результатом усилий сейсмологов СССР явился «Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен по 1990 г.» (отв. ред. Н. В. Кондорская, В. И. Уломов [1]), который был использован при расчете комплекта карт районирования сейсмической опасности территории России (ответственные составители В. И. Уломов, Л. С. Шумилина [2]). После 1990 г. налаженная совместная работа сейсмологов разных стран бывшего Союза была нарушена. Прекратили свое существование оба Центра – ЕССН и Среднеазиатский. Резко сократилось количество работающих сейсмических станций в сопредельных с Казахстаном странах Центральной Азии. Было прервано составление оперативных бюллетеней Средней Азии и Казахстана. Почти исчезла система обмена данными. Покинули свои организации многие квалифицированные специалисты. Существовавшие до этого унифицированные подходы и методики претерпели изменения. Последствия этих негативных изменений не преодолены и до сих пор. Стало очевидным, что однородность каталогов для всей тер-

ритории нарушена, восстановление сейсмологических баз данных за период с 1991 г. стало проблемой.

Первым шагом на пути современного сбора данных по землетрясениям Центральной Азии явились работы по проекту МНТЦ CASRI (ISTC Project No. KR-1176 “Seismic Risk Assessment in Central Asia”) [3]. Проект выполнялся в 2006 – 2009 гг. с участием стран Центральной Азии Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана и Таджикистана. Задача составления каталога касалась только сильных землетрясений с магнитудой более 4,5 и выполнялась при координации Центра данных Института геофизических исследований. Каталог был составлен по событиям до 2005 г.

Следующими были работы 2009 г. – 2014 гг. по проекту создания модели землетрясений Центральной Азии (EMCA), который, в свою очередь, являлся составной частью глобального проекта GEM – «Глобальная модель землетрясений». Эта работа координировалась Центром изучения Земли (GFZ) Потсдам, Германия. Составление каталога для Центральной Азии, также как и по проекту CASRI, было поручено Центру данных Института геофизических исследований. Исследуемая территория была расширена по сравнению с проектом CASRI за счет Туркменистана, каталог включал данные по 2009 г., нижней магнитудой землетрясений была $M=3,5$. Создание каталога землетрясений территории Казахстана и прилегающих территорий должно было быть связано с созданием каталога Центральной Азии, так как исследуемые территории в значительной части перекрываются, а источники информации совпадают.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДАННЫХ

Исходя из опыта проектов CASRI и EMCA, отдельно рассмотрены два периода: 1) с древнейших времен до 1990 г., 2) с 1991 г. по 2009 г.

Для периода до 1990 г. включительно за основу взят «Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии» [1], Фрагмент этого каталога для территории Казахстана и сопредельных территорий был любезно предоставлен сотрудниками Института

**УНИФИЦИРОВАННЫЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
И ПРИЛЕГАЮЩИХ РЕГИОНОВ (С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН ДО 2009 Г.)**

Физики Земли Российской Академии наук. Был проведен анализ этого каталога и выполнена его корректировка. Так, например, из каталога исключены события, являющиеся взрывами, в том числе и ядерными, дополнительно включен ряд пропущенных землетрясений. Из разных региональных каталогов стран Центральной Азии в него были включены дополнительные события и дополнительные параметры. Окончательно каталог землетрясений сформирован после анализа и принятия решений по всем поступившим новым событиям был. Он включает 10523 события. Распределение событий по магнитудам показано на рисунке 1, карта эпицентров – на рисунке 2.

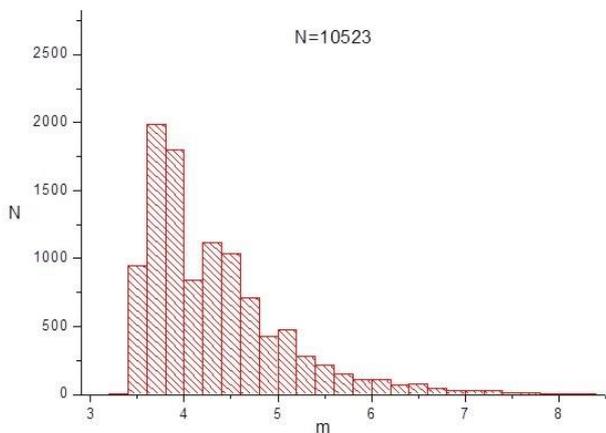


Рисунок 1. Распределение событий по магнитудам каталога Центральной Азии до 1990 г.

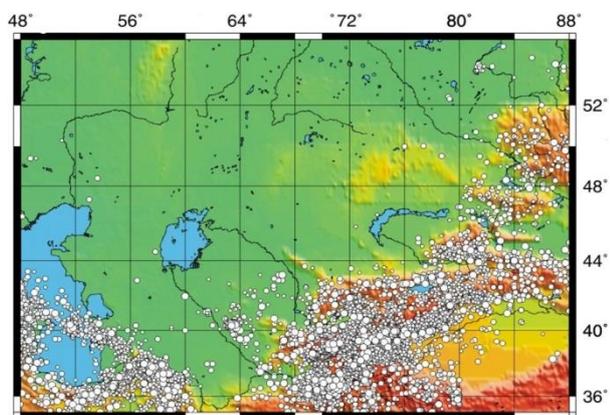
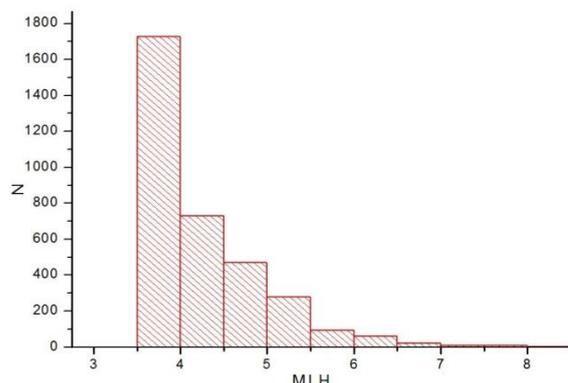
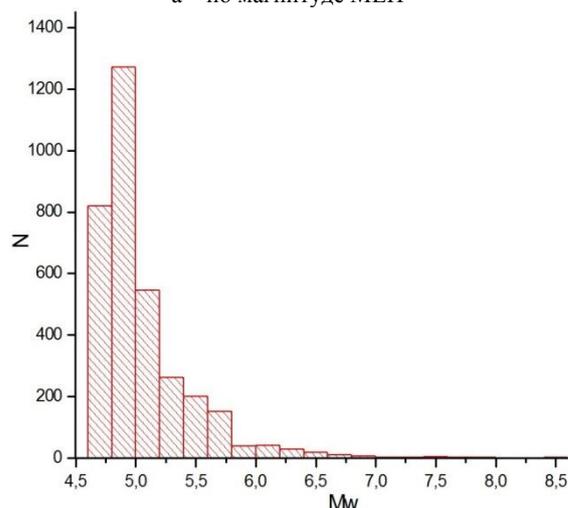


Рисунок 2. Карта эпицентров землетрясений каталога Центральной Азии с древнейших времен по 1990 г

Как следует из [1], с древнейших времен до 1960 г. нижний порог магнитуды составляет $M=4,5$, а с 1960 г. по 1990 г. - $M=3,5$. Для территории Казахстана в каталог Центральной Азии за период с древнейших времен по 1990 г. вошло 3 398 землетрясений. Распределение их по магнитудам MLH и M_w показано на рисунках 3-а и 3-б, соответственно.



а – по магнитуде MLH



б – по магнитуде M_w

Рисунок 3. Распределение землетрясений по магнитудам в каталоге Казахстана и прилегающих территорий

При создании каталога землетрясений с 1991 г. использован большой набор данных, как по казахстанским сетям наблюдений, так и по данным Международных центров, других национальных центров данных (рисунок 4).

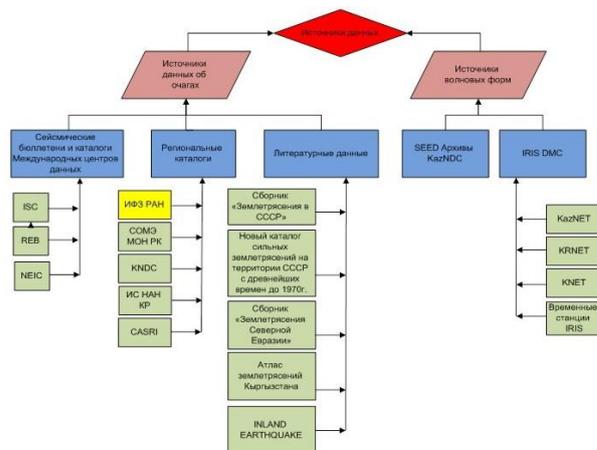


Рисунок 4. Источники, использованные для составления каталога землетрясений Казахстана и прилегающих территорий

Из рисунка 4 видно, что вся информация может быть разделена на два больших класса: об очагах землетрясений (собственно и составляющая основу каталога землетрясений), о волновых формах (для перепроверки решения о параметрах события).

Как информационная основа по параметрам очагов землетрясений использованы опубликованные и неопубликованные бюллетени и каталоги землетрясений – мировые и национальные региональные. Из бюллетеней Международных центров данных использованы для Центральной Азии как наиболее представительные: 1) ISC [4] – бюллетень землетрясений Международного сейсмологического центра, находящегося в Англии; 2) REB [5] – обзорный бюллетень землетрясений Международного центра данных Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний; 3) NEIC [6] – бюллетень Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США (USGS). Из региональных данных использованы: 1) каталоги землетрясений Сейсмологической опытно-методической экспедиции (СОМЭ) МОН РК [7]; 2) интерактивный и сводный сейсмологический бюллетени Центра данных ИГИ (Казахстанский национальный центр данных KNDC) [8]; 3) каталоги землетрясений Института сейсмологии Кыргызской Республики [9]; 4) каталог землетрясений с магнитудой более 5 для Центральной Азии, составленный в рамках проекта ISTC CASRI с участием представителей Кыргызстана, Узбекистана, Таджикистана [3]. Из опубликованных данных при составлении каталога в первую очередь использовались каталоги землетрясений Северного Тянь-Шаня из ежегодных сборников «Землетрясения в СССР» [10], Казахстана из ежегодных сборников «Землетрясения Северной Евразии [11]», Средней Азии и Казахстана из этих же сборников. Для дополнения каталога некоторыми макросейсмическими данными по сильным землетрясениям использован «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1970 г.» [12]. Получены данные о землетрясениях из отдельных статей, посвященных конкретным сильным землетрясениям. Особенно это касалось макросейсмических данных. Использованы также «Атлас землетрясений Кыргызстана» [13] и изданный в Китае каталог [14], составленный в результате совместных работ сейсмологов стран Центральной Азии.

Как информационная основа по волновым формам (сейсмограмм), необходимым для перелокализации событий, выявления ложных событий и событий-дублей в каталоге, уточнения правильности решения и решении вопроса о природе сейсмического события (взрыв или землетрясение), привлекались цифровые записи из мировых центров данных (IRIS/DMC) и регионального архива цифровых записей Центра данных ИГИ. Следует отметить, что на территории Центральной Азии первые цифровые за-

писи появились после запуска сети цифровых сейсмических станций на территории Кыргызстана (сеть KNET) [15] в 1991 г. В Казахстане первые цифровые записи были получены станциями ИГИ в 1994 г. В мировом центре данных корпорации IRIS в США (IRIS/DMC) находятся архивы самых разных сейсмических сетей, которые используются исследователями из разных стран [16]. Для настоящих исследований интерес представляли данные сети KNET (10 станций вблизи г. Бишкек, Кыргызстан), KRNET (сеть стационарных цифровых станций территории Кыргызстана), сети KazNET (на территории Казахстана). В Центре данных ИГИ имеется собственный архив цифровых данных в международном формате SEED [17].

МЕТОДИКА РАБОТ ПО СОЗДАНИЮ КАТАЛОГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Работа по составлению каталога землетрясений периода 1991 - 2009 гг. проводилась в три этапа: 1 – создание базового каталога для территории Казахстана и прилегающих территорий на основе бюллетеней международных центров; 2 – дополнение базового каталога данными региональных каталогов; 3 – выбор приоритетных решений и устранение несогласований в решениях разных Центров данных по одному и тому же событию. Дополнительно после составления каталога землетрясений Казахстана была проведена работа по сравнению региональных данных с данными мирового каталога, составленного по проекту GEM («Глобальная модель землетрясения») по сильным событиям с магнитудой более 5,5 [18].

1 этап. Проведен анализ различных каталогов и сейсмических бюллетеней с точки зрения полноты информации для территории Центральной Азии за период 1991 - 2009 гг. В качестве основного был выбран каталог Международного сейсмологического центра ISC. Количество событий в нем намного превышало другие источники. На рисунках 5 и 6 показаны графики изменения полного количества событий на территории Центральной Азии во времени по двум Центрам – NEIC и ISC, а также изменения значений минимальной и представительной магнитуды m_b для территории Центральной Азии.

Резкое уменьшение значений m_b после 2004 г. связано с началом поступления в ISC данных KNDC. В последние годы представительная магнитуда для всей территории не меняется, оставаясь на уровне $\sim 3,5$. В результате анализа на основе каталогов ISC был составлен базовый каталог землетрясений для территории Центральной Азии, включающий 13 000 землетрясений, из которого затем были выбраны события по территории Казахстана и прилегающих регионов.

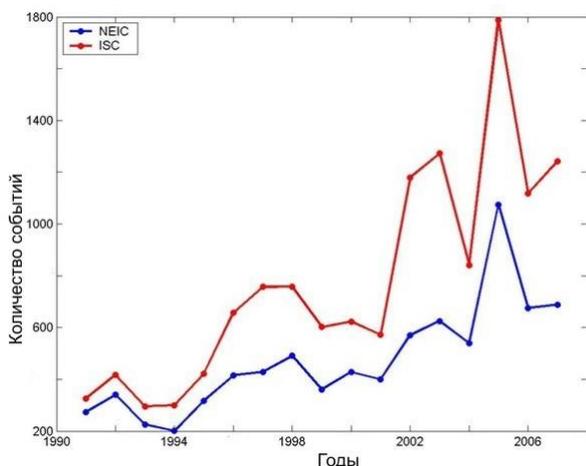


Рисунок 5. Изменение общего количества событий по годам для территории Центральной Азии в каталогах центров NEIC и ISC

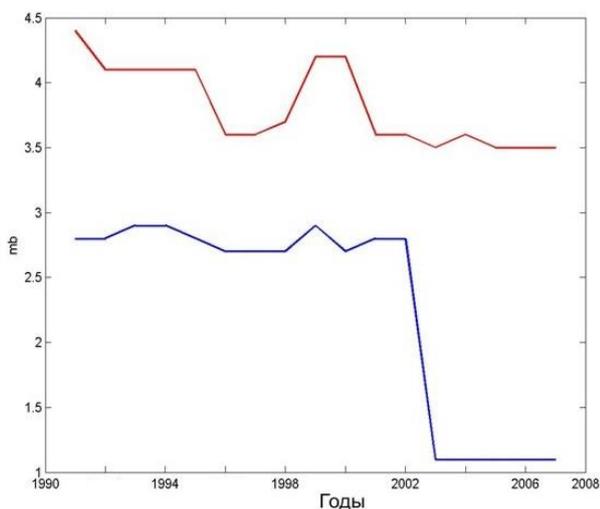
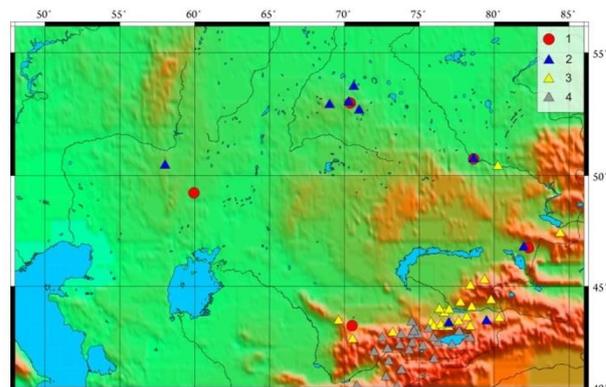


Рисунок 6. Изменение значений минимальной (синий цвет) и представительной (красный цвет) магнитуды в каталоге ISC для территории Центральной Азии

2 этап. К базовому каталогу были добавлены данные из региональных каталогов и бюллетеней, в первую очередь, казахстанских: опубликованные и неопубликованные данные СОМЭ МОН РК, сводные бюллетени KNDC, систематически составляемые с 2003 г. для всей территории Центральной Азии; каталоги Кыргызстана, составленные в ОМСЭ КР и в ИС КР; опубликованные каталоги Алтае-Саянской экспедиции СО РАН [10, 11] для восточной и северной части территории.

3 этап. Выбор приоритетных решений и устранение несогласований в решениях разных Центров данных по одному и тому же событию, рассматривался отдельно. Принималось во внимание местоположение очага относительно станций регистрации, сила землетрясения, характеристики точности оценок параметров источника. На рисунке 7 приведено распределение цифровых сейсмических станций ре-

гистрации землетрясений этого периода по исследуемой территории. Для территории Северного Тянь-Шаня на юге и юго-востоке Казахстана, где сосредоточено большое количество станций СОМЭ МОН РК, при слабых землетрясениях приоритет чаще отдавался решению СОМЭ МОН РК. На пограничной территории Кыргызстана принималось решение, полученное в ОМСЭ КР. На остальной территории рассматривались решения ISC и KNDC. Для всех сильных событий с магнитудой более 4,5 всегда рассматривались решения мировых центров.

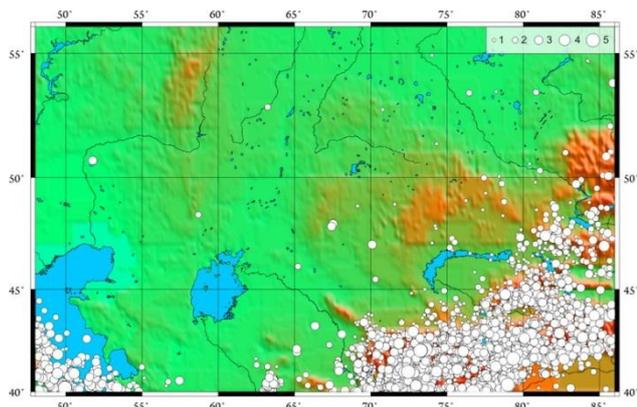


1 – сейсмические группы ИГИ; 2 – трехкомпонентные сейсмические станции ИГИ; 3 – сейсмические станции СОМЭ МОН РК; 4 – сейсмические станции сетей KNET и ОМСЭ Кыргызстана

Рисунок 7. Расположение станций, данные которых использованы для составления каталога землетрясений Центральной Азии за 1991 - 2009 гг.

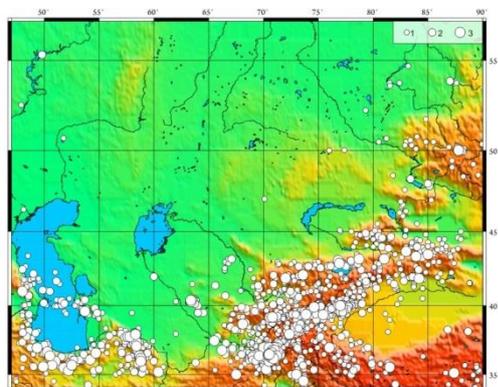
Наиболее сложной частью работ являлась проверка существенно несогласующихся между собой решений разных Центров данных по одному и тому же событию. Грубые ошибки были выявлены не только по слабым, но и по сильным событиям. Из базового каталога был исключен ряд ложных событий, выявлено много событий – дублей в каталогах Кыргызстана. Специальной работой было исключение из каталога землетрясений промышленных взрывов.

По результатам трех этапов работ создан заключительный каталог землетрясений Центральной Азии, а затем и Казахстана с прилегающими территориями. Кроме инструментальных характеристик в каталог включены некоторые макросейсмические сведения: интенсивность сотрясений в эпицентре (I_0), количество жертв при сильных землетрясениях, названия особо значимых землетрясений. На рисунке 8 представлена карта эпицентров землетрясений, вошедших в каталог землетрясений Казахстана за 1991 – 2009, на рисунке 9 – карта сильных землетрясений с магнитудой более 5 с исторических времен по 2009 г.



1 – ($2 \leq M \leq 3$); 2 – ($3,1 \leq M \leq 4$); 3 – ($4,1 \leq M \leq 5$);
4 – ($5,1 \leq M \leq 6$); 5 - $M \geq 6,1$

Рисунок 8. Карта эпицентров землетрясений, вошедших в каталог Казахстана и прилегающих территорий за 1991 - 2009 гг.



1 - ($5 \leq M \leq 6$); 2 - ($6,1 \leq M \leq 7$); 3 - $M \geq 7,1$

Рисунок 9. Карта эпицентров землетрясений Центральной Азии с $M \geq 5$ (с исторических времен до 2009 г.)

СРАВНЕНИЕ КАТАЛОГА КАЗАХСТАНА С КАТАЛОГОМ ISC - GEM

В рамках двухгодичного проекта, финансируемого Фондом глобальной модели землетрясений GEM («Глобальная модель землетрясений») был создан Глобальный инструментальный каталог, работы над которым проводились в Международном сейсмологическом центре (ISC-GEM - Глобальный инструментальный каталог землетрясений 1900 – 2009) [18]. Каталог (сайт ISC www.isc.ac.uk) состоит из примерно 19000 инструментально зарегистрированных средних и сильных землетрясений мира, произошедших за 110-летний период. Гипоцентры всех событий в каталоге были определены заново с использованием однородных и точных процедур локализации и определения глубины. По причинам ограниченного количества источников и особенностей разных периодов времени (по сетям наблюдений и данным) были введены разные пороговые значения магнитуды землетрясений, включенных в каталог ISC – GEM: $M_s = 7.5$ для всего мира в период 1900 – 1917 гг., $M_s = 6.5$ для неглубоких землетрясений в

стабильных континентальных районах в период 1918 – 1959 гг.; $M_s = 5.5$ в период 1960 – 2009 гг. Благодаря процедурам локализации, используемым в ISC – GEM, а также существенному увеличению объема наблюдательных данных, использованных при перелокализации, каталог ISC – GEM позволил по-новому взглянуть на глобальную сейсмичность Земли за последние 110 лет. Что касается магнитуды землетрясений, то магнитуды по поверхностным и объемным волнам были пересчитаны с использованием исходных измерений «амплитуда – период». Каждое землетрясение в каталоге характеризуется либо прямым значением M_w , либо примерной оценкой M_w , основанной на недавно выведенной нелинейной регрессии между $M_s - M_w$ и $m_b - M_w$. Тем самым каталог ISC – GEM демонстрирует собой значительный прогресс с точки зрения однородности решений и магнитуд.

Сопоставление двух каталогов проведено с использованием полученного из ISC фрагмента каталога GEM для территории Центральной Азии в координатах $32^\circ - 46^\circ$ с. ш., $52^\circ - 85^\circ$ в. д., включающего 374 землетрясения. Были проанализированы события, пропущенные в каталоге Центральной Азии, созданном авторами. Часть событий оказалась за пределами рамки исследований, 20 событий из каталога GEM были добавлены в каталог Центральной Азии (большая их часть находится вблизи границ исследуемой территории). События, пропущенные в GEM относительно каталога Центральной Азии, расположены по всей территории.

По тем событиям, которые были обнаружены в обоих каталогах, проведено сопоставление параметров. В результате установлено, что для 309 из 329 событий (99%) расстояния между двумя эпицентрами составили менее 40 км, что в целом можно считать удовлетворительным с учетом периодов времени получения этих данных. В 6% случаев расстояния между двумя эпицентрами составляли от 40 до 340 км. Как показал анализ, непосредственно на территории Казахстана большое расхождение обнаружено только у одного землетрясения. Это катастрофическое Кеминское землетрясение 1911 г. в Северном Тянь-Шане. Оно произошло вблизи г. Верный (ныне Алматы) и принесло большие разрушения и жертвы. Магнитуда этого землетрясения в каталогах, составленных в Советском Союзе и старых международных каталогах [12, 19], оценивалась как $M=8,2$ и $M=8,4$, а максимальная интенсивность в эпицентре - 10 - 11 баллов. Это событие фигурирует в списке самых сильных внутриконтинентальных землетрясений XX века в числе пяти землетрясений Центральной Азии с магнитудой, превышающей 8. Землетрясение было исключительным не только по силе, но и по площади распространения сотрясений. По советским источникам, основные параметры землетрясения, определенные в значительной степени с учетом макросейсмических данных, были следую-

щами [20]: дата землетрясения: 3 января 1911 г.; время начала землетрясения: $t_0 = 3$ часа 23 минут (03.23.58.); координаты центра эпицентральной зоны: $0=42,90$ N, $0=76,90$ E; магнитуда землетрясения: $M = 8,2$; глубина очага: $H = 25$ км; горизонтальная протяженность очага: $l_x = 200$ км; максимальная сила в эпицентре: $I_0 > 10 - 11$ баллов; интенсивность в г. Верный: $I = 8 - 9$ баллов.

Расхождения в положении эпицентра по каталогу Казахстана и каталогу ISC-GEM составили 133 км. Эпицентр в мировом каталоге сдвинут на восток относительно эпицентра в каталоге Казахстана. Кроме координат эпицентра у этого землетрясения сильно различаются и значения магнитуд (таблица 1): $M_w=7,7$ в каталоге ISC – GEM; $M=8,2$ в региональном каталоге Центральной Азии (CA).

Таблица 1. Параметры Кеминского землетрясения в каталогах GEM и CA

Каталог	Дата	Время	φ°	λ°	Глубина	M_w	MLH	K
GEM	03.01.1911	23:25:49.71	43,01	78,53	20.0	7,7	-	-
CA	03.01.1911	23:25:58	42,90	76,90	25	-	8,2	17,8

Долгие годы информация в существующих каталогах не ставилась под сомнение и переходила из одного источника в другой, использовалась при построении карт сейсмического районирования, составляла основу при расчете сейсмических воздействий на объекты близ г. Алматы. Кеминское землетрясение принимается как эталонное событие в международных проектах при разработке сценариев сильных землетрясений, его параметры положены в основу оценки сеймопотенциала сейсмогенерирующих зон вблизи г. Алматы, от его магнитуды ведутся расчеты сейсмических воздействий на ответственные объекты. Поэтому очень важно было установить достоверные характеристики очага этого землетрясения. Благодаря сотрудничеству между Центром данных Института геофизических исследований (KNDC) и Международным сейсмологическим центром (ISC, Англия) получены новые данные, касающиеся Кеминского землетрясения. Оказалось, что в мире имеются его записи, зарегистрированные 19 сейсмическими станциями. Одна из сохранившихся записей – это запись станции Пулково (рисунок 10).

обеспечение и новые глобальные скоростные модели геологической среды позволили по имеющимся записям вновь провести локализацию источника и определить геометрические параметры точки начала разрывообразования – гипоцентр землетрясения. Локализация гипоцентра по этим данным показала, что координаты находятся гораздо восточнее, чем это следует из имеющихся каталогов (таблица 1). Для более детального изучения Кеминского землетрясения был рассмотрен еще ряд новых литературных источников. Сравнительно недавно ArgowSmith и др. [21], Delvaux и др. [22] провели исследовательское картирование разрыва и сдвига масс горных пород, связанных с Кеминским землетрясением. В частности, в работе [22] разрыв разделен на 6 частей с разным направлением, плоскостью падения и кинематикой. Полевая работа, а также анализ стерео-аэро съемки позволили ArgowSmith и др. улучшить представление о геометрии разломов и о распределении сдвига в разных частях разлома. Их предпочтительным значением сейсмического момента является $M_0=3.86 \times 10^{20}$ Nm, что соответствует моментной магнитуде, по которой сейчас оценивается сила всех сильных землетрясений, $M_w=7.72$. Это значение находится в хорошем согласии с сейсмическим моментом $M_0=4.9 \times 10^{20}$ Nm, оцененным для этого землетрясения в другой работе Chen и Molnar [23] при анализе поверхностных волн, записанных на двух станциях, одна из которых находится в Париже, а вторая – в Ривервю (Австралия) [24].

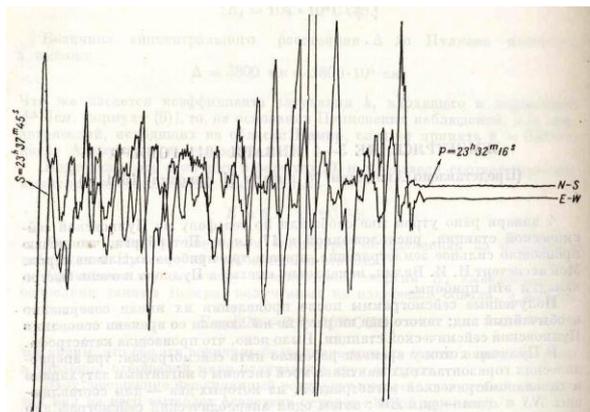


Рисунок 10. Запись Кеминского землетрясения сейсмической станцией Пулково

Станцией, самой близкой к очагу землетрясения 1911 г., записи которой сохранились, оказалась сейсмическая станция Тифлис (TIF), самыми удаленными – станции Ривервю в Австралии и API на островах Самоа. Имеющееся сейчас новое программное

обеспечение и новые глобальные скоростные модели геологической среды позволили по имеющимся записям вновь провести локализацию источника и определить геометрические параметры точки начала разрывообразования – гипоцентр землетрясения. Локализация гипоцентра по этим данным показала, что координаты находятся гораздо восточнее, чем это следует из имеющихся каталогов (таблица 1). Для более детального изучения Кеминского землетрясения был рассмотрен еще ряд новых литературных источников. Сравнительно недавно ArgowSmith и др. [21], Delvaux и др. [22] провели исследовательское картирование разрыва и сдвига масс горных пород, связанных с Кеминским землетрясением. В частности, в работе [22] разрыв разделен на 6 частей с разным направлением, плоскостью падения и кинематикой. Полевая работа, а также анализ стерео-аэро съемки позволили ArgowSmith и др. улучшить представление о геометрии разломов и о распределении сдвига в разных частях разлома. Их предпочтительным значением сейсмического момента является $M_0=3.86 \times 10^{20}$ Nm, что соответствует моментной магнитуде, по которой сейчас оценивается сила всех сильных землетрясений, $M_w=7.72$. Это значение находится в хорошем согласии с сейсмическим моментом $M_0=4.9 \times 10^{20}$ Nm, оцененным для этого землетрясения в другой работе Chen и Molnar [23] при анализе поверхностных волн, записанных на двух станциях, одна из которых находится в Париже, а вторая – в Ривервю (Австралия) [24].

**УНИФИЦИРОВАННЫЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
И ПРИЛЕГАЮЩИХ РЕГИОНОВ (С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН ДО 2009 Г.)**

вило $M_s=7.8$ [25]. По расчетам Международного сейсмологического центра (ISC) на основе имеющихся записей сейсмических станций в каталоге ISC-GEM магнитуда Кеминского землетрясения составляет $M_w=7.7$. В 2012 г. также проведены работы по оценке локализации и магнитуды, исходя из данных распределения интенсивности методом *Bakun* и *Wentworth* [27], используя модель затухания, ранее полученную *Bindi et al.* [26]. Распределение значений интенсивности в разных пунктах на поверхности Земли при Кеминском землетрясении не позволяет определить единое решение для локализации события. Это является следствием наблюдаемого сложного макросейсмического поля, где интенсивность больше 9 баллов оказалась «разбросанной» на расстоянии примерно 150 км с тремя пространственно хорошо разделенными кластерами высокой интенсивности [28]. Решение, найденное в этом исследовании для локализации, хорошо согласуется с решением *Aggowsmith* и др. [21], которые обнаружили, что большая часть сейсмической энергии высвободилась в самых восточных суб-разрывах (т.е. части Аксу и Чон-Аксу). Западный кластер расположен вокруг самой западной части Чон-Кеминского разлома, где произошел разрыв во время землетрясения 1911 г. (часть разлома Жыл-Арык). Магнитуда по интенсивности сотрясений $MLN=7.9$.

Суммируя собранные новые данные об очаге Кеминского землетрясения и принимая в расчет имею-

щиеся архивные макросейсмические данные, можно сделать следующие выводы:

– магнитуда Кеминского землетрясения в советских каталогах, скорее всего, является завышенной. Это следует из переопределения магнитуды по инструментальным записям с учетом исправленных аппаратных характеристик, приведших к ошибочным завышенным результатам. Значения магнитуды $M_w=7.7 - 7.8$ согласуются с новыми определениями сейсмического момента, сделанными по результатам изучения сдвига горных масс при этом землетрясении. Эти значения согласуются также с расчетами, исходя из распределения интенсивности по новым моделям затухания;

– координаты эпицентра по разным источникам сильно разнятся. Видно, что разрыв был сложным, состоял из разных по кинематическим характеристикам субразрывов. Выделяются несколько кластеров, ответственных за распределение максимальной интенсивности сотрясений. В любом случае для столь сильных событий недостаточно одной точки для описания сложного протяженного очага. В каталоге оставлен старый эпицентр, который следует понимать, как центр области сильных сотрясений.

В таблице 2 приведен каталог землетрясений, наиболее сильных и значимых для Казахстана и прилегающих территорий (с исторических времен до 2009).

Таблица 2. Каталог наиболее значимых сильных землетрясений Казахстана и прилегающих территорий

N	Дата, г.,м.,д.	Время, ч.,м.,с.	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина, км	MPVA	MLN	Mw	I ₀ , балл	Название
1	1475		42,60	75,20	15		6,4(p)		8-9	Баласагунское
2	1770		42,80	74,10	15		6,0(p)		8	Беловодское 1
3	1868	4 3 21 15	41,20	69,60	18		6,5(p)		8	Ташкентское 1
4	1883	11 14 17	40,60	72,80	12		5,5(p)		7-8	Ошское
5	1885	8 2 21 20	42,70	74,10	15		6,9(p)		9-10	Беловодское 2
6	1886	11 29 4 13	41,40	69,50	26		6,7(p)		8	Ташкентское 2
7	1887	6 8 23 35	43,10	76,80	20		7,3(p)		9-10	Верненское
8	1888	11 28 6 40	40,00	69,80	20		6,3(p)		8	Костакозское
9	1889	7 11 22 14	43,20	78,70	40		8,3(p)		10	Чиликское
10	1894	7 28	41,00	71,20	10		5,0(p)		7	Чустское
11	1896	1 15 18 40	41,50	70,90	23		6,6(p)		8	Пскемско-Чаткальское
12	1896	6 1 0 0	44,30	78,40	15		5,4(p)		7	Алтын-Эмельское 1
13	1902	8 22 3 1	40,00	77,00			7,8(p)	7,7	9-10	Кашгарское
14	1902	12 16 5 7	40,80	72,30	9		6,4		9	Андижанское
15	1903	3 28 8 55 10	40,80	72,70	14		6,1		8	Аимское
16	1906	12 22 18 21	43,50	85,00	30		7,5		10	Болотунгуйское
17	1907	9 15 17 46 0	40,30	72,50	10		5,8		8	Кыркольское
18	1908	1 31 4 50 0	42,80	71,30	14		5,3		7	Джамбулское 1
19	1910	12 25 19 0 0	43,00	74,70	10		5,3		7	Георгиевское
20	1911	1 3 23 25 58	42,90	76,90	25		7,8	7,7	10-11	Кеминское
21	1912	1 23 0 0 0	41,00	71,70	12		5,2		7	Наманганское 1
22	1915	12 17 7 5	42,00	79,20	40			6,5	7-8	Кокшаальское 1
23	1917	6 18 9 0 0	42,50	68,80	10		5,0		7	Арыское
24	1921		43,90	81,40	15		6,5(p)		8	Кульджинское
25	1924	7 6 18 31 51	40,50	73,10	22		6,4	6,4	7-8	Куршабское 1
26	1924	7 12 15 12 35	40,60	73,20	14		6,5	6,6	8-9	Куршабское 2
27	1926	5 28 22 31 41	40,90	73,10	9		5,3		7-8	Джалалабадское
28	1927	8 12 10 22 47	41,00	71,60	14		6,0 (p)		8	Наманганское 2
29	1929	6 3 20 29 54	43,20	67,10	51		6,4(p)		7	Чилийское
30	1932	10 2 3 22 5	41,40	65,60	30		6,2(p)		7	Тамдыбулакское

**УНИФИЦИРОВАННЫЙ КАТАЛОГ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
И ПРИЛЕГАЮЩИХ РЕГИОНОВ (С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН ДО 2009 Г.)**

N	Дата, г.,м.,д.				Время, ч.,м.,с.				Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Глубина, км	MPVA	MLH	Mw	I ₀ , балл	Название
31	1932	12	24	4	17	20	42,80	78,20	23				5,6		6-7	Тюпское
32	1937	12	18	13	18	0	42,10	70,90	25				6,5	6,5	7-8	Пскемское
33	1938	6	20	23	50	32	42,72	76,12	10				6,9	6,8	8-9	Кемино-Чуйское
34	1942	1	18	16	36	31	41,10	71,60	21				5,9		7	Ярпетское
35	1942	2	14	10	44	59	40,90	72,10	15				5,5		7	Пайтоксское
36	1946	11	2	18	28	30	41,90	72,00	30				7,5	7,5	9-10	Чаткальское 1
37	1947	6	2	6	40	33	40,90	72,30	13				5,9		8	Найманское
38	1954	12	3	21	38	16	41,40	74,80	15				5,4		7	Дюрбельджинское 1
39	1958	10	13	8	58	13	41,60	75,01	12				5,2		6-7	Сонкульское 1
40	1958	12	21	5	46	26	44,58	80,83	25				6,4	6,4	7-8	Джунгарское 1
41	1959	10	24	23	40	38	41,67	70,00	13				5,7		7-8	Бричмуллинское
42	1962	8	3	11	4	5	40,91	73,11	20				5,5	5,8	7-8	Маркайское (Кок-Янгатское)
43	1962	8	19	18	26	38	44,66	81,61	25				6,1	6,3	7	Джунгарское 2
44	1965	3	17	13	14	16	40,85	69,36	12				5,5		7	Коштепинское (Алтын-Топканское)
45	1965	9	25	15	47	56	41,54	74,99	10				5,1		6-7	Сонкульское 2
46	1965	10	18	10	21	45	41,96	77,55	15				5,0		6-7	Барскаунское 1
47	1966	4	25	23	22	50	41,35	69,26	8				5,2		7-8	Ташкентское 3
48	1966	4	30	13	41	10	41,15	71,97	18				5,0		6-7	Балыкчинское
49	1967	9	28	2	53	46	42,11	79,66	18				5,1		6-7	Сарыджазское
50	1968	3	13	22	38	37	42,43	66,46	20				5,1		7	Кызылкумское 1
51	1968	3	14	2	8	34	42,58	66,45	17				5,1		7	Кызылкумское 2
52	1969	2	11	22	8	52	41,46	79,31	25				6,6	6,1	9	Кокшаальское 2
53	1970	6	5	4	53	5	42,48	78,89	12				6,8	6,3	8	Сары-Камышское
54	1971	3	23	20	47	14	41,43	79,36	10				6,1	5,8	8	Кокшаальское
55	1971	5	10	14	51	45	43,00	71,30	20				5,7		7	Джамбулское 2
56	1971	10	28	13	30	55	41,96	72,25	17				5,6		6-7	Чаткальское 2
57	1972	3	17	9	17	10	40,28	69,65	20				5,0		6-7	Ленинабадское
58	1973	6	2	23	57	4	44,20	83,50	27				5,7	5,5	7	Борохоринское
59	1974	1	22	6	8	7	40,20	71,70	24				5,0		7	Кадамжайское
60	1975	2	12	13	34	52	43,20	78,91	10				5,1	5,5	6	Торайгырское
61	1976	4	8	2	40	26	40,33	63,67	30				7,0	6,6	8	Газлийское 1
62	1976	4	8	2	59	4,4	40,14	63,74	30				6,3	6,1	7-8	Газлийское 2
63	1976	5	17	2	58	42	40,28	63,38	30				7,3	6,7	9-10	Газлийское 3
64	1977	1	31	14	26	15	40,08	70,86	20				6,3	6,0	7-8	Исфара-Баткентское
65	1977	6	3	1	5	22	40,07	71,83	5				5,2	5,3	6-7	Шаймардано-Хайдарканское
66	1978	3	24	21	5	49	42,88	78,58	20				7,0	6,9	8-9	Жаланаш-Тюпское
67	1978	6	4	19	30	21	40,40	63,62	15				6,0	5,6	7-8	Газлийское 4
68	1979	4	6	18	30	4,8	41,96	77,43	33				5,0	5,3	6	Барскаунское 2
69	1979	9	25	13	5	54	45,09	76,96	40				5,8	5,7	7	Баканасское
70	1980	7	5	20	25	24	41,91	77,50	20				5,6	5,4	6-7	Каджисайское 1
71	1980	12	11	14	35	27	41,33	69,05	10				5,3		8	Назарбекское
72	1981	11	29	23	37	30	40,75	48,00	10				5,2		7	Исмайиллинское
73	1982	5	6	15	42	22	40,22	71,50	20				5,8	5,7	7-8	Чиминское
74	1982	12	31	19	46	46	42,87	77,37	20	6,1			5,2	5,3	6-7	Новогоднее (Чолпонатинское)
75	1984	2	2	15	15	29	42,86	71,40	15				5,0		6	Джамбулское 3
76	1984	2	15	10	49	49	40,00	67,65	15				5,2(p)		6-7	Жизакское
77	1984	2	17	23	26	53	40,85	71,06	20				5,5	5,5	7	Папское
78	1984	3	19	20	28	39	40,38	63,36	15				7,2	7,0	9-10	Газлийское 5
79	1984	10	23	8	43	7	44,10	79,40	25	5,2			5,1		6-7	Айдарлинское
80	1985	10	13	15	59	52	40,30	69,80	10				6,0	5,8	8	Кайраккумское
81	1986	2	14	1	52	1	44,00	78,20	20	5,1			4,6		5-6	Шолакское
82	1987	3	26	11	56	54	41,81	69,95	5				4,7	5,2	6-7	Алтынтюбинское
83	1990	6	14	12	47	27	47,87	85,12	42				6,9	6,6	8	Зайсанское 1
84	1990	8	3	9	15	5,8	48,01	84,99	33				6,1	6,1		Зайсанское 2
85	1990	11	12	12	28	51	43,08	77,97	15				6,4	6,3	8	Байсорунское
86	1992	5	15	8	8	2	41,01	72,46	6	6,2			6,3	6,3	8	Кочкоратинское
87	1992	8	19	2	4	37	42,12	73,60	27				7,3	7,2	9-10	Суусамырское
88	1993	12	30	14	24	2	44,74	78,80	21	6,4			5,3	5,4	7	Текелийское 1
89	1994	7	1	10	12	41	40,20	53,36	45				5,2	5,6	6-7	Янгаджинское
90	2001	8	22	15	57	58,9	47,06	70,10	10	5,4			5	5,2	6	Шалгинское
91	2003	5	22	18	11	52,8	42,99	72,77	2	6,3			5,2	5,5	7-8	Луговское
92	2003	12	1	1	38	35,4	42,88	80,52	33	5,9			6	6	8	Сюмбинское
93	2006	12	25	20	0	58,0	42,02	76,07	12	5,9				5,8	7-8	Кочкорское 2
94	2008	4	26	13	14	51,7	50,72	51,76	4	4,3			4,8	5,1	7	Шалкарское
95	2009	6	13	17	17	37,9	44,77	78,82	15	6,3			5,1	5,4	7	Текелийское 2

Примечание: значок (p) рядом со значением магнитуды указывает, что значение получено расчетным путем из макросейсмических данных

О ВЫБОРЕ ОДНОРОДНОЙ МАГНИТУДНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Созданный за большой период времени каталог землетрясений характеризуется большой неоднородностью данных с точки зрения оценки «размера» землетрясений. За почти столетний инструментальный период наблюдений менялись методические подходы к параметризации силы землетрясения, разрабатывались и применялись различные шкалы. В первую очередь это относится к шкалам, позволяющим ранжировать землетрясения с помощью безразмерной величины – магнитуды. В разные годы в практике рутинных сейсмических наблюдений применялись разные магнитудные шкалы по типу используемых сейсмических волн (по объемным и поверхностным волнам), по типу аппаратуры (по короткопериодным и среднепериодным приборам), по типу используемых калибровочных кривых. Кроме магнитудных шкал, в Советском Союзе широко использовалась шкала энергетических классов, которые имеют прямое отношение к высвобожденной в очаге сейсмической энергии. Энергетический класс был введен в практику наблюдений Т.Г. Раутиан [29]. Для одного события в каталоге можно найти один или несколько различных параметров, характеризующих его величину. В каталоге ISC-GEM, каталоге Центральной Азии, в каталоге Казахстана можно увидеть целый набор разных энергетических и магнитудных характеристик: магнитуды M , mB , mb , $MPVA$, MLH , MLV , M_s , M_w и энергетический класс K . Подробно о типах магнитуд можно посмотреть в работе [30, 31].

Но как использовать данные каталога для построения различных карт, где должны быть показаны большие объемы информации? Как проводить расчеты сейсмической опасности, если у разных событий имеются разные магнитудные и энергетические характеристики? Встает задача приведения различных типов магнитуд и энергетического класса к одной наиболее удобной характеристике. Для ее решения необходимо было ответить на два вопроса: 1) какой тип магнитуды следует выбрать в качестве опорной, чтобы его значения были рассчитаны для всех событий каталога, т.е. для получения однородного каталога по магнитуде; 2) как получить эти значения?

Все магнитуды, определяемые на основе измерения амплитуд сейсмических волн, имеют свойство насыщения при высоких значениях магнитуды, т.е. при самых сильных землетрясениях они не отражают их истинную величину. Только магнитуда M_w не испытывает насыщения. Эта магнитуда в отличие от других типов связана с сейсмическим моментом, который имеет четкий физический смысл. Поэтому сейчас все больше наблюдается тенденция описания землетрясений именно с помощью магнитуды M_w . Следует отметить, что на большом диапазоне магнитуд (до $M=8$) с магнитудой M_w практически совпа-

дает магнитуда по поверхностным волнам M_s , которая, в свою очередь, близка по значениям к магнитудам MLH и MLV . Поэтому резонно с разных точек зрения было выбрать в качестве однородной характеристики магнитуду M_w . Однако реально замеренные значения моментной магнитуды имеются для очень малого количества событий каталога Казахстана, в основном, для сильных землетрясений, произошедших после 1970 г.

Для ответа на второй вопрос о магнитуде M_w для всех событий проведен детальный анализ имеющихся в каталоге Казахстана и прилегающих территорий значений магнитуд. Наибольшее количество событий характеризуются значениями энергетического класса K после 1960 г. и $MPVA$ после 1980 г. Магнитуда по поверхностным волнам на горизонтальной составляющей MLH - третья по количеству значений в созданном каталоге. Исходя из анализа имеющихся в каталоге измеренных инструментальных характеристик, была выбрана следующая схема перехода к однородной магнитуде, соответствующей M_w , для всего каталога.

1. Значения M_w из каталога ISC-GEM для всех наиболее сильных землетрясений Центральной Азии были перенесены в каталог Центральной Азии в качестве однородной магнитуды.

2. Значения M_w для других событий Центральной Азии, которых не было в каталоге ISC-GEM, но вошедших в Гарвардский каталог, либо имеющихся в каталоге ISC или GFZ, были внесены в каталог Центральной Азии в качестве однородной магнитуды.

3. Имеющиеся инструментальные определения магнитуды по поверхностным волнам M_s для тех землетрясений, у которых нет M_w , были перенесены в каталог в качестве однородной магнитуды. То же - с магнитудой MLH и MLV .

4. Для оставшейся части землетрясений, у которых не было определений M_w , M_s , MLH , MLV , проведен расчет однородной магнитуды из характеристик по объемным волнам (K и $MPVA$ или mb).

Были рассчитаны уравнения линейной и ортогональной регрессии между значениями магнитуды MLH и другими магнитудами и энергетическим классом. В процессе оценки магнитуды при помощи различных шкал неизбежно возникают ошибки. Использование стандартной линейной регрессии (ЛР) предполагает, что независимая переменная определяется безошибочно, либо имеет совсем незначительную погрешность по сравнению с ошибками измерения зависимой переменной. Использование ЛР не должно полностью удовлетворять преобразованию магнитуд, так как обе оценки магнитуд, между которыми рассчитывается уравнение регрессии, содержат ошибки. При применении общей ортогональной регрессии (ОР) принимаются во внимание ошибки по обоим типам магнитуд. ОР получается при помощи минимизации квадратов ортогональных

расстояний к линии максимального линейного соответствия, в то время как СР выводится путем минимизации квадратов вертикальных смещений.

Для магнитуды MLH и Ms было получено уравнение ортогональной регрессии $MLH=0,997*Ms-0,005$, из которого видно, что достаточно обоснованно можно считать $MLH=Ms$. Но для перехода от MLH и Ms к Mw следует использовать достаточно надежное соотношение, полученное в ISC при составлении каталога ISC-GEM [18] (рисунок 11).

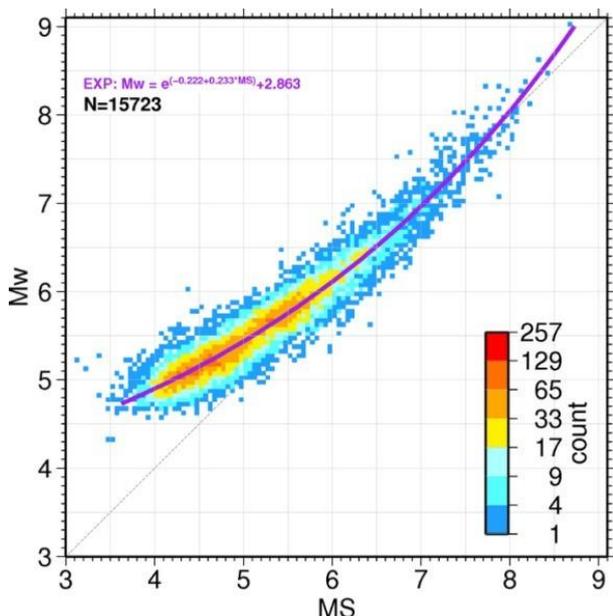


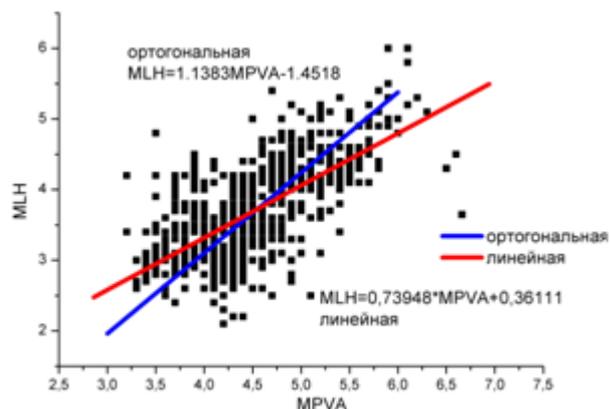
Рисунок 11. Корреляционная зависимость между магнитудами Ms и Mw [18]

На рисунке 12 приведены примеры сравнения корреляционных зависимостей MPVA, K и MLH, полученных разными способами - линейной и ортогональной регрессией. Для выяснения того, которая из полученных формул наиболее оптимальна и приоритетна для пересчета магнитуд, из каталога были отобраны наиболее представительные события – с инструментально определенными значениями MLH и K, а также MLH и MPVA. Для таких событий со значениями MLH и K рассчитаны магнитуда MLH11 из значений K – по формуле линейной регрессии, - и MLH12 - по формуле ортогональной регрессии. Для всех отобранных событий с MLH и MPVA рассчитаны магнитуда MLH21 из значений MPVA, – по формуле линейной регрессии, – и MLH22 - по формуле ортогональной регрессии. Результаты расчета значений невязок δM , полученных путем вычитания из расчетных значений MLH11, MLH12, MLH21, MLH22 истинного значения MLH для исследованных событий в виде корреляционной зависимости приведены на рисунке 12.

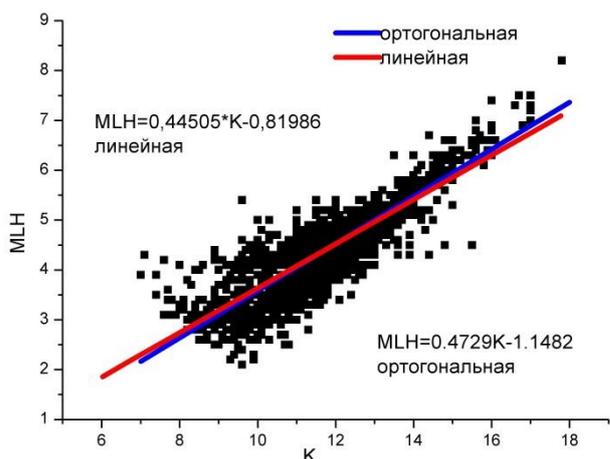
На рисунках 13 и 14 показано кумулятивное распределение полученных невязок.

Из рисунков 13 и 14 видно, что разброс значений для невязок $\delta M12$, а также $\delta M22$, рассчитанных по

формуле ортогональной регрессии, хоть и незначительно, но меньше, чем у рассчитанных по линейной регрессии значений $\delta M11$ и $\delta M21$. Далее проведен расчет однородной магнитуды по формулам ортогональной регрессии. Следует отметить, что разброс значений меньше при расчете через M_{rv} , чем через энергетический класс K.



а – зависимость между MLH и MPVA



б – зависимость между MLH и K

Рисунок 12. Полученные корреляционные зависимости между магнитудами исследованных событий

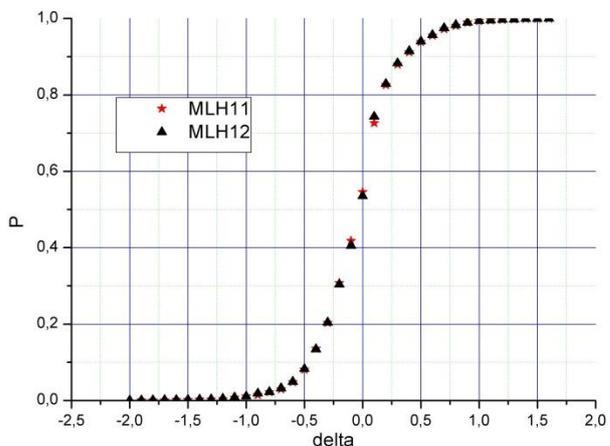


Рисунок 13. Кумулятивные распределения значений $\delta M11$ и $\delta M12$, рассчитанных через MPVA

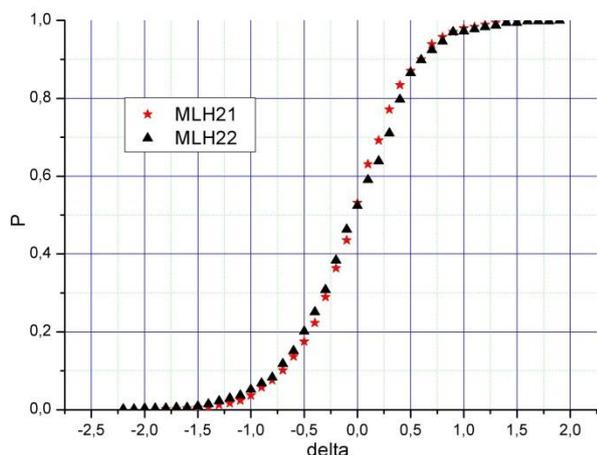


Рисунок 14. Кумулятивные распределения значений δM_{21} и δM_{22} , рассчитанных через энергетический класс

В результате для всех отобранных событий была рассчитана магнитуда M_{new} , которая стандартна для всего периода времени, и скоррелирована с M_w . В таблице 3 приведены окончательные формулы, использованные для расчета однородной магнитуды, что позволит анализировать каталог и проводить научные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондорская, Н.В. Специализированный каталог землетрясений для сейсмического районирования Северной Евразии / Н.В. Кондорская, В.И. Уломов // Основные достижения Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта за 1992 - 1996 гг. / М.: ОИФЗ. – 1996. - Т. 1. - С. 108 - 109.
2. Уломов, В.И. Комплекс карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации - ОСР-97. Масштаб 1:8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах / В.И. Уломов, Л.С. Шумилина. - М.: ОИФЗ. – 1999 - 2000. - 57 с. Карта / Гл. ред. В.Н. Страхов и В.И. Уломов. - М.: ОИФЗ-РОСКАРТОГРАФИЯ. - 2000. - 4 листа.
3. Seismic Risk Assessment in Central Asia” Final Project Activity Report on the work performed from 02.01.2006 to 04.30.2009: ISTC Project No. KR-1176 / Institute of Geophysical Researches NNC RK; Project submanager N.N. Mikhailova. – P. 46.
4. Бюллетень Международного сейсмологического центра (ISC) [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/>
5. Обзорный сейсмический бюллетень Международного центра данных REB (IDC СТБТ) [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.ctbto.org/verification-regime/the-international-data-centre/>
6. Сейсмический бюллетень геологической службы США (NEIC) [Электронный ресурс] – Режим доступа: http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/neic_bulletins.php
7. Сейсмологическая опытно-методическая экспедиция МОН РК [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.some.kz/>
8. Бюллетень Центра данных (KNDC) РГП ИГИ [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.kndc.kz/index.php/ru/sejsmicheskie-byulleteni/interactive-bulletin>
9. Каталог землетрясений Кыргызстана [Электронный ресурс]. - Бишкек: Институт сейсмологии НАН КР. Режим доступа: <http://www.seismo.kg/>
10. Землетрясения в СССР. - М.: ИФЗ, 1961 - 1991 гг.
11. Землетрясения в Северной Евразии. – М.: Геофизическая служба РАН, 1991 – 2007 гг.
12. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. - М.: ИФЗ, 1977. –534 с.
13. Атлас землетрясений Кыргызстана / Отв. ред. Н.Н. Михайлова. – Бишкек: ЦАИИЗ, 2009. –78 с.
14. Inland Earthquake // Supplement. - Beijing, 1997. - vol. 11. - 183 p.
15. Bragin, V.D. The Kyrgyz Seismic Network (KNET) / V.D. Bragin [at all] // American Geophysical Union, Spring Meeting 2007, abstract #S23A-12.
16. Консорциум университетов США (IRIS) [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.iris.edu>
17. Михайлова, Н.Н. SEED –архивы цифровых записей Казахстанской сейсмической сети станций Национального Ядерного Центра (НЯЦ РК) / Н.Н. Михайлова, И.Н. Соколова, Г.С. Султанова // Тез. док. на Третьих геофизических чтениях им. В.В. Федьнского, 22 - 24 февр. 2001 г.
18. Storchak, D.A. The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900 - 2009): Introduction / D.A. Storchak, D. Di Giacomo, E.R. Engdahl, J. Harris, I. Bondár, W.H.K. Lee, P. Bormann and A. Villaseñor // Phys. Earth Planet. Int., 2014. - in press, doi: 10.1016/j.pepi.2014.06.009.

Таблица 3. Формулы для пересчета

$MLH=0,47 * K - 1,15 (K < 14)$
$MLH=1,34 * mb - 1,189$
$MLH=1,14 * MPVA - 1,45$
$MLH=M_p(U_l)$
$MLH=M_s$
$M_w=F(M_s)$ (рисунок 11)

Таким образом, закончена работа по созданию каталога Казахстана и прилегающих территорий с древнейших времен по 2009 г. Его достоинством является представление данных не только по традиционно сейсмически активной территории страны, но и по другим регионам, до последнего времени считавшимися асейсмичными. Впервые к составлению каталога привлечены данные сейсмических бюллетеней международных центров обработки, а также цифровые записи из архивов международного центра IRIS и KNDC. Все магнитудные характеристики приведены к одной опорной расчетной магнитуде, скоррелированной с самой приоритетной в последние годы моментной магнитудой M_w .

19. Gutenberg, B. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, 2nd Edn / B. Gutenberg, C.F. Richter //Princeton University Press, Princeton, N J, 1954. – 310 p.
20. Нурмагамбетов, А. Сейсмическая история города Алматы / А. Нурмагамбетов. - Алматы: LEM, 1999.
21. Arrowsmith, I.R. Surface rupture of the 1911 Kebin (Chon-Kemin) earthquake, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan / I.R.Arrowsmith [at al] // AGU, 2005.- 86 (52), Eos Trans . - Fall Meet. Suppl., Abstract T51F-05.
22. Delvaux, D. Landslides and surface breaks of the 1911 Ms 8.2 Kemin earthquake, Kyrgyzstan / D. Delvaux [at al] //Russian Geology and Geophysics, 2001. - №42. - P. 1167 - 1177.
23. Chen, W.-P. Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia / W.-P Chen, P.Molnar //J. Geophys. Res., 1977. - 82. – P. 2945 – 2969.
24. Bindi, D. Location and magnitudes of earthquakes in Central Asia from seismic intensity data: application to earthquakes occurred before 1964 / D. Bindi [at al] // Geophysical Journal International, 2013. – 192. - 2. - P. 710 – 724.
25. Abe, K. Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898 - 1917/ Bindi [K. Abe, S. Noguchi // Phys. Earth Planet. Inter., 1983.- № 32. - P. 45 - 59.
26. Bindi, D. Location and magnitudes of earthquakes in Central Asia from seismic intensity data: model calibration and validation / D. Bindi, A. A. Gomez Capera, S. Parolai [at. all] // Geophysical Journal International, 2013. - doi: 10.1093/gji/ggs039.
27. Bakun, W. H. and Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data / C. M. Wentworth. Bull. Seism. Soc. Am., 1997. - №87. – P. 1502–1521.
28. D. Bindi [at al]. Location and magnitudes of earthquakes in Central Asia from seismic intensity data: model calibration and validation / Geophysical Journal International, 2013. – 192, 2. – C.71- - 724. - doi: 10.1093 / gji / ggs039.
29. Rautian, T. Origins and methodology of the russian energy k-class system and its relationship to magnitude scales / T. Rautian, V. Khalturin, K. Fujita, K.G. Mackey, A.D. Kendal // Seismol. Res Lett., 2007/ - 78/ - P. 579–590.
30. Bormann, P. Magnitude of seismic events, in IASPEI / ed. P. Bormann // New Manual of Seismological Observatory Practice. - Potsdam: GeoForschungsZentrum, 2002. - Vol. 1. - P. 16 – 50.
31. Михайлова, Н.Н. Калибровочная функция для определения магнитуды МРVA землетрясений Северного Тянь-Шаня / Н.Н. Михайлова, Н.П. Неверова // Комплексные исследования на Алма-Атинском прогностическом полигоне. - Алма-Ата: Наука, 1983. – С. 41 - 47.

**ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ МЕН ЖАНАСҚАН АЙМАҚТАР АУМАҒЫНДАҒЫ
ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІҢ БІРЫҢҒАЙЛАНДЫРЫЛҒАН КАТАЛОҒЫ
(ЕЖЕЛГІ ЗАМАННАН 2009 Ж. ДЕЙІН)**

Михайлова Н.Н., Аристова И.Л., Мукамбаев А.С.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Қазақстан Республикасы мен жанасқан аймақтар аумағы үшін ежелгі заманнан 2009 жылға дейін – каталогты құрастыру уақытына, орта күштегі және қатты жерсілкінулері бойынша шешімдерді салыстыру үшін пайдаланылған Халықаралық сейсмологиялық орталықтың (ISC) деректері бар соңғы жылы – кезеңін қамтитын жерсілкінулердің бірыңғайландырылған каталогын жасау технологиясы сипатталған. Жерсілкінулердің жасалған каталогы аумақты сейсмикалық зоналау карталарын салу үшін ақпараттық негізі ретінде, сондай-ақ қауіптілік пен осалдығын бағлау үшін есептерде пайдаланылған.

**UNIFIED EARTHQUAKES CATALOG OF THE TERRITORY OF THE REPUBLIC OF KAZAKHSTAN
AND ITS SURROUNDINGS (SINCE ANCIENT TIMES TILL 2009)**

N.N. Mikhailova, I.L. Aristova, A.S. Mukambaev

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

The paper describes technology of creating a unified catalog of earthquakes for the territory of the Republic of Kazakhstan and its surroundings, covering the period from ancient times till 2009 – the last year for which there were International Seismological Center (ISC) data, which were used for matching the solutions on medium and strong earthquakes. The created catalog of earthquakes is used as an information base for construction of seismic zoning maps of the territory as well as in calculations for the purposes of assessing the hazard and vulnerability.

УДК 550.34

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЧАГОВ ПОСЛЕДНИХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Михайлова Н.Н., Полешко Н.Н.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

В течение двух последних десятилетий на Северном Тянь-Шане установилось сейсмическое затишье в отсутствии сильных землетрясений с магнитудой более 7. На этом фоне представляет интерес группа из трех землетрясений 2011-2013 гг. с магнитудой $M_w = 5.1 - 6.1$: Капчагайское (01.05.2011 г., $M_w = 5.1$), Согетинское (30.05.2012 г., $M_w = 5.4$), Нарынкольское (28.01.2013, $M_w = 6.1$). Приводятся результаты анализа общих закономерностей и особенностей проявления очагов этих землетрясений.

В последние два десятилетия на Северном Тянь-Шане установилось сейсмическое затишье, проявляющееся в отсутствии сильных землетрясений с магнитудой более 7. Причем за период 1994 - 2002 гг. на огромной территории Тянь-Шаня к востоку от Таласо-Ферганского разлома и в Джунгарии не было землетрясений даже с магнитудой 5 (рисунок 1). В следующий десятилетний период (2003 - 2013 гг.) отмечается некоторая активизация сейсмичности в восточном и южном Тянь-Шане, причем прослеживается тенденция миграции эпицентров землетрясений с востока на запад (рисунок 2).

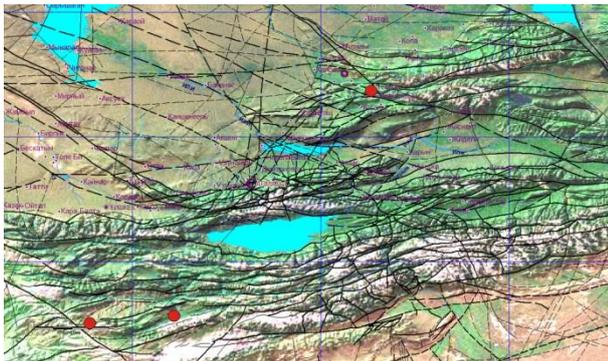
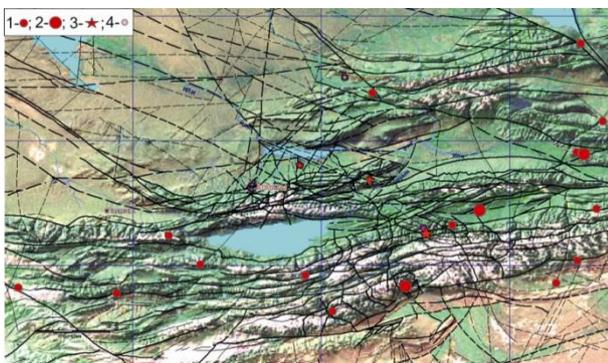


Рисунок 1. Эпицентры землетрясений с $M \geq 5$ на территории Тянь-Шаня и Джунгарии за 1993 - 2002 гг.



(1-4) – эпицентры землетрясений: 1 – $M > 6$, 2 – $M > 7$; 3 – с $M \geq 5$ в Северном Тянь-Шане в 2011 - 2013 гг.; 4 – $M \geq 5$ афтершоков

Рисунок 2. Эпицентры землетрясений с $M \geq 5$ на территории Тянь-Шаня за 2003-2013 гг.

На этом фоне представляет интерес группа из трех землетрясений, произошедших в 2011 – 2013 гг., с магнитудой $M_w = 5.1 - 6.1$ (звездочки на рисунке 2), ощущавшихся в эпицентральных областях до 6 баллов, на территории г. Алматы – до 5 баллов. Это землетрясения 01.05.2011 г., $M_w = 5.1$ (Капчагайское), 30.05.2012 г., $M_w = 5.4$ (Согетинское), 28.01.2013, $M_w = 6.1$ (Нарынкольское). Очаги этих трех событий трассируют Капчагай – Чиликский сейсмоактивный разлом на ограниченном участке длиной ≈ 200 км (рисунок 3). Миграция их эпицентров происходила с северо – запада на юго – восток, при этом с каждым новым событием возрастала и их энергия. Капчагай-Чиликский разлом относится к наиболее крупным на рассматриваемой территории (трансрегиональным) сдвигам, он протягивается от хребтов Кокшаал-Тау под кайнозойские отложения Южно-Прибалхашской впадины, простирание разлома $S3\ 300^\circ - 305^\circ$, падение плоскости разлома крутое, почти вертикальное. По имеющимся данным этот разлом не отличался особой сейсмической активностью [1].

Капчагайское землетрясение (2011 г.) произошло в Илийской впадине, которая является платформенной зоной. Кристаллический фундамент здесь перекрыт километровой толщей мезо-кайнозойского чехла. За все время здесь было зарегистрировано лишь одно событие с $M_s = 4$ в 1960 г.

Согетинское землетрясение (2012 г.) произошло в Согетинской межгорной впадине, также перекрытой чехлом. Ранее в пределах Согетинской долины не было зарегистрировано событий с M_s более 3,5.

Нарынкольское землетрясение (2013) произошло в пределах хребта Терской Алатау, здесь породы палеозойского фундамента выходят на поверхность. Однако и здесь, как показал анализ имеющихся каталогов землетрясений, до настоящего времени в радиусе около 1° от эпицентра не было зарегистрировано ни одного сейсмического события с $M \geq 6$.

**ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЧАГОВ
ПОСЛЕДНИХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ**

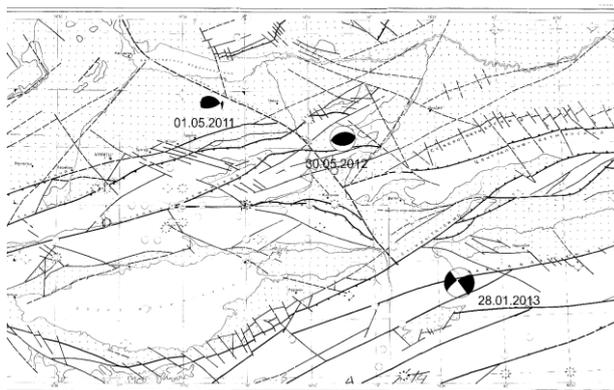


Рисунок 3. Эпицентры и стереограммы механизмов очагов трех наиболее сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня за 2011 - 2013 гг. на карте сейсмоактивных разломов [Тимуш А.В.]

В таблице 1 приведены основные параметры 3-х землетрясений по данным Казахстанского центра данных, полученных с использованием данных всех станций Казахстана: Центра данных, СОМЭ МОН РК, Кыргызских станций, поступающих в реальном времени.

Из таблицы видно, что от 2011 г. к 2013 г. возростала энергия событий, а также уменьшалась глубина их очагов по мере движения от платформенной зоны к выходам коренных.

На рисунке 4 эпицентры трех землетрясений показаны на схеме сейсмогенерирующих зон Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона по данным Института сейсмологии МОН РК [1].

Из рисунка 4 видно, что очаг Нарынкольского землетрясения расположен на границе зон с возможной магнитудой землетрясений $M \leq 7,5$ и $M \leq 6,5$, т.е. соответствует потенциалу зон. В то же время, очаговые зоны Согетинского и Капчагайского землетрясений не отмечены как сейсмогенерирующие зоны.

Таблица 1. Основные параметры трех рассматриваемых землетрясений

№	Название землетрясения	Координаты	Год день месяц	Глубина, км	Магнитуда, mb	Магнитуда, Mw
1	Капчагайское	43.62N, 77.7E	2011 1 мая	22	5.6	5.3
2	Согетинское	43.1N, 78.8E	2012 30 мая	20	6.1	5.4
3	Нарынкольское	42.52N, 79.67E	2013 28 января	15	6.3	6.1

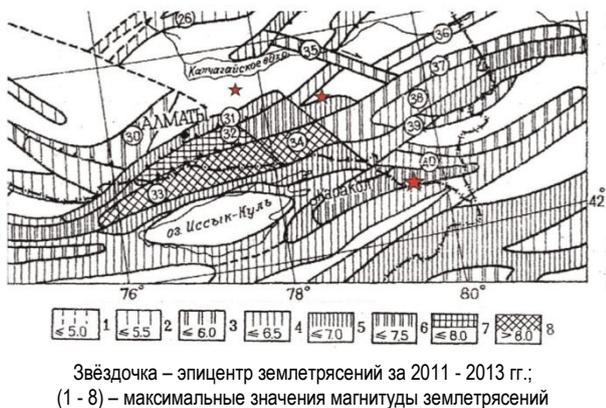


Рисунок 4. Сейсмогенерирующие зоны Джунгаро-Северо-Тянь-Шаньского региона [1] с эпицентрами трех землетрясений 2011 – 2013 гг.

По инструментальным данным станций РК гипоцентр Капчагайского землетрясения (01.05.2011) расположен в Алматинской впадине на глубине 22 км и приурочен к узлу пересечения разломов высших порядков, выделенных по результатам дешифрирования космоснимков. Один из них субпараллелен Капчагай-Чиликскому сдвигу, другой имеет северо-восточное простирание. Алматинская впадина

является слабосейсмичной зоной, разделяющей Северо-Тянь-Шаньскую и Жонгарскую сейсмоактивные зоны Казахстана. По данным сейсмического районирования Казахстана [1] сейсмopotенциал ближайшей сейсмогенерирующей зоны (Алтынэмельской) на севере составляет 6,5. На юге, в Алматинской сейсмогенерирующей зоне, максимально сильными могут быть землетрясения с магнитудой 7,0 (рисунок 4).

Очаг Согетинского землетрясения (30.05.2012) реализовался севернее Чилик-Кеминского надвига в пределах Согетинской долины, перекрытой мезокайнозойским чехлом. Долина представляет собой блок, ограниченный со всех сторон разломами разного порядка. За все историческое время в пределах Согетинской долины не было зарегистрировано событий интенсивностью более 10-го класса. Очаг Согетинского землетрясения реализовался в консолидированном фундаменте на глубине 20 км.

По мнению авторов, из факта реализации Согетинского и Капчагайского землетрясений следует, что их эпицентральные зоны должны быть выделены как сейсмогенерирующие, потенциал которых составляет $M_s \leq 5,5$. Данный факт необходимо учитывать при работах по оценке сейсмической опасно-

сти. Несмотря на то, что три очага сконцентрированы в близкой по времени и пространству области, связаны практически с одним и тем же тектоническим разломом, имеют энергию в небольшом диапазоне значений, закономерности афтершоковой деятельности у них сильно различаются. Распределение афтершоков по энергиям и во времени характеризуют рисунки 5 – 7.

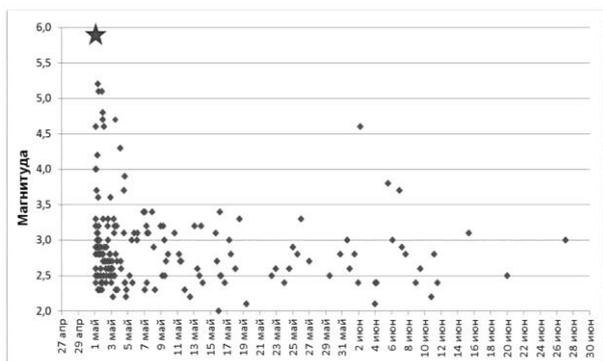


Рисунок 5. Затухание афтершоковой деятельности в очаге Капчагайского землетрясения

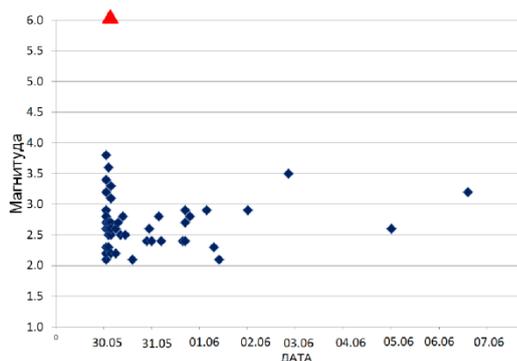


Рисунок 6. Затухание афтершоковой деятельности в очаге Согетинского землетрясения

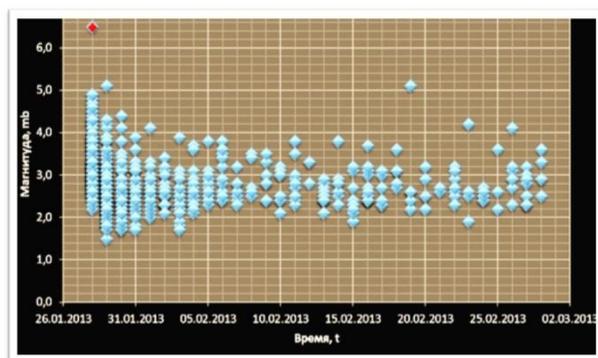


Рисунок 7. Затухание афтершоковой деятельности в очаге Нарынкольского землетрясения

Капчагайское землетрясение предвещал слабый форшок с энергетическим классом $K=5.8$, зарегистрированный за 2,5 часа до основного толчка (рисунок 5). После землетрясения последовала серия афтершоков, аномально высокая как по общему числу

повторных толчков для такого сравнительно не сильного главного толчка, так и по количеству относительно сильных толчков с $K \geq 9$. Всего в каталог и сейсмологические бюллетени включено более 200 афтершоков этого землетрясения, большая часть из которых была зарегистрирована в первые 10 дней. Тринадцать наиболее сильных толчков с $K \geq 9$ произошли в первые 4 дня. Через месяц, 2 июня, был зарегистрирован еще один афтершок с $K=9$.

Сейсмический эффект Согетинского землетрясения был гораздо слабее. Главный толчок не сопровождался сильными афтершоками, энергетический уровень большинства повторных толчков колебался в пределах $K=4 - 6$, только у двух наиболее сильных он достиг значения $K=8$ (рисунок 6). Всего зарегистрировано 60 афтершоков 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.

После Нарынкольского землетрясения в течение месяца в каталог и сейсмологические бюллетени включено более 900 афтершоков, большая часть из которых была зарегистрирована в первые три дня. Распределение афтершоков по энергиям и во времени характеризует рисунок 7: большинство наиболее сильных толчков с $K \geq 8,5$, в том числе с $K=11,6$, произошли в первые два дня. Через 20 дней, 19 февраля, был зарегистрирован еще один афтершок с $K=10,5$, затем в марте и в апреле произошли афтершоки $K=11$ и $K=10$, 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, среди которых были и сильные, ощущавшиеся в населенных пунктах. При «среднем» (Согетинском) землетрясении афтершоков было мало, сильные повторные точки отсутствовали.

На рисунке 8 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 [2, 3]. Размеры очагов «крайних» событий геологически фиксированы размерами блоков и соответствуют средним размерам очагов землетрясений соответствующей магнитуды [4]. То есть, пространственно-временные характеристики афтершоковых последовательностей для «крайних» событий – северного Капчагайского и южного Нарынкольского – более близки между собой по положению в пространстве, времени и магнитуде.

**ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ОЧАГОВ
ПОСЛЕДНИХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ**

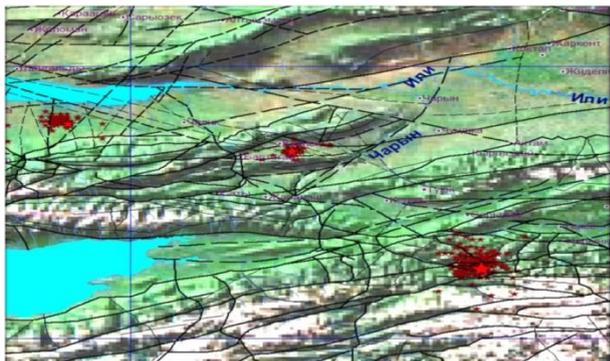


Рисунок 8. Эпицентры главных толчков и афтершоков наиболее сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня за 2011-2013 гг.

Параметры афтершоковых последовательностей рассматриваемых очагов были сопоставлены с моделями, имеющимися для Тянь – Шаня. В результате установлено, что наибольшее соответствие существующим моделям имеют последовательности Капчагайского и Нарынкольского землетрясений.

Таким образом, в очагах землетрясений, близких по энергетическим характеристикам и сформировавшихся в сходных сейсмотектонических условиях, возможны совершенно различные сценарии высвобождения энергии, что затрудняет прогноз развития сейсмического процесса после сильного главного толчка.

Таблица 2. Параметры механизмов очагов землетрясений по данным регионального и CMT (GFZ) каталогов

№ и название землетрясения	Наименование каталога	AzP	eP	AzT	eT	AzN	eN	STR1	DIP1	SLIP1	STR2	DIP2	SLIP2	N
1 Капчагайское	МО (КНЦД)	182	14	118	61	85	25	122	38	135	252	64	62	51
	CMT(GFZ)	175	15	121	65	79	19	110	34	125	249	63	69	12
2 Согетинское	МО (КНЦД)	172	2	283	85	82	5	87	43	98	258	47	84	39
	CMT(GFZ)	170	9	24	80	261	6	73	37	80	265	54	97	24
3 Нарынкольское	МО (КНЦД)	10	0	280	16	100	74	236	79	11	144	79	170	43
	CMT(GFZ)	12	2	282	3	131	86	57	86	1	327	89	176	172

Для всех трех землетрясений получены решения механизмов очагов двумя методами: в Центре данных ИГИ по первым смещениям Р-волн, зарегистрированных сейсмическими сетями РК (ИГИ и СОМЭ), KNET, CAREMON и расчетом тензора центра сейсмического момента (СМТ) в международных Центрах. О надежности решения фокальных механизмов по первым вступлениям объемных волн свидетельствует использование достаточно большого количества равномерно распределенных знаков (39 - 51), согласованность которых составляла не менее 95%, а вариации вычисленных параметров не превышали 1 - 2°. Параметры фокальных механизмов по двум методам приведены в таблице 2, а стереограммы показаны на карте сейсмоактивных разломов (рисунок 2), видно, что во всех трех случаях решения по двум методам хорошо согласуются.

Полученная согласованность двух решений свидетельствует о том, что параметры, установленные при первых движениях по разрывам в очагах, относятся ко всему разрыву в целом, а подвижки представляли собой простое скольжение по плоскостям под действием двойной пары сил [5].

Типы подвижек в очагах рассматриваемых землетрясений имеют свои особенности, характерные для геодинамических режимов зон их реализации. Так, в пределах Кунгей-Заилийского блока, представляющего собой аномальную по упруго-прочност-

ным и энергетическим параметрам неоднородность, преобладают взбросовые движения по крутопадающим плоскостям разрыва близширотного простирания. В северном и южном направлении в очагах землетрясений увеличивается роль сдвиговой составляющей – тип механизма – взбросо-сдвиг и сдвиг. Соответственно с указанными особенностями, в очаге Согетинского землетрясения обе нодальные плоскости имеют субширотное простирание и угол падения ~45°: одна – на юг, другая – на север. Подвижка по обеим плоскостям характеризуется надвигом, что свидетельствует о процессе воздымания в Согетинской долине. Этот вывод согласуется и с данными о современных движениях. В очаге Капчагайского землетрясения одна из нодальных плоскостей имеет северо-восточное простирание (STR2) и крутое падение (64°) в северо-западном направлении, подвижка по этой плоскости характеризуется взбросом. Другая плоскость северо-западного простирания (STR1) полого падает на юго-запад. Висячее юго-западное крыло этой плоскости разрыва смещено по простиранию в северо-западном направлении и вверх. Тип подвижки в очаге Нарынкольского землетрясения характеризуется горизонтальным сдвигом по обеим близвертикальным плоскостям, одна из которых имеет северо-восточное направление, другая – северо-западное.

Сопоставление с тектоникой региона показывает, что во всех трех случаях каждая из двух возможных плоскостей разрыва имеет структурное соответствие с имеющейся в регионе сетью разломов. Таким образом, сопоставление ориентации нодальных плоскостей фокальных механизмов с данными тектоники региона, не позволяет выявить действующие плоскости разрывов рассматриваемых землетрясений. Поэтому были привлечены дополнительные, независимые сведения, и по всему комплексу данных установлена наиболее вероятная плоскость разрыва в каждом из очагов [4]. В очагах Согетинского и Нарынкольского землетрясений тип подвижки и ориентация разрыва соответствуют динамике и направлению региональных разломов тянь-шаньского северо-восточного простирания. В очаге Капчагайского землетрясения – региональному Капчагай-Чилкскому сдвигу северо-западного простирания. Система напряжений по результатам решения механизма в очагах Капчагайского и Согетинского землетрясений характеризуется близгоризонтальной и субмеридиональной ориентацией оси напряжения сжатия, и субширотной, круто погружающейся осью напряжения растяжения. Система напряжений, под действием которой произошло Нарынкольское землетрясение, несколько отличается от двух предыдущих случаев и характеризуется близгоризонтальной ориентацией обеих главных осей напряжений – сжатия и растяжения, однако направление этих осей, как и в первых двух случаях, соответственно, субмеридиональное и субширотное. Такая ориентация осей напряжений, снимаемых в очагах, соответствует близгоризонтальному сжатию в близмеридиональном направлении, характерном для большой территории Центральной Азии. Близвертикальное напряжение растяжения в очагах Капчагайского и Согетинского землетрясений характерно для Северного Тянь-Шаня, горизонтальное растяжение в субширотном направлении в очаге Нарынкольского землетрясения свойственно очагам землетрясений Кокшаальской зоны Южного Тянь-Шаня [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Тимуш, А. В. Сейсмоструктура литосферы Казахстана / А. В. Тимуш . - Алматы: Luxe Media Group , 2011. – С. 398 - 399. – ISBN 9965-730-32-6.
2. Рябенко, П. В. Капчагайское землетрясение 1 мая 2011 года по данным региональной сети сейсмических станций / П. В. Рябенко, Н. А. Сейнасинов // Актуальные вопросы мирного использования атомной энергии. Доклады международной конференции молодых ученых и специалистов. 6-8 июня 2012 г. Алматы., 2012.- С. 149 - 159.
3. Рябенко, П. В. Очаг и афтершоковая активность землетрясения 28.01.2013 г. на Северном Тянь-Шане / П.В. Рябенко, Р.Б. Узбеков // Вестник НЯЦ РК, 2014. - Вып. 1. – С. 112 – 117.
4. Михайлова, Н.Н. Капчагайское землетрясение 1 мая 2011 года / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко // Вестник НЯЦ РК, 2013. – Вып. 1. – С. 102 – 110.
5. Михайлова, Н.Н. Тензоры моментов центроидов и механизмы очагов землетрясений Центральной Азии / Н.Н. Михайлова, Н.Н. Полешко // Изв. НАН РК. Сер. Геол, 2007. – №6 (410). – С. 87–90.
6. Полешко, Н. Н. Механизмы очагов землетрясений и сейсмоструктурная деформация земной коры Северного Тянь-Шаня и Жонгарии: автореф. дис. канд. г.-м. наук: 25.00.10 / Н.Н. Полешко // Алматы, 2009. – 12 с.

Выводы

1. Общей закономерностью в распределении происшедших ранее наиболее сильных землетрясений Северного-Тянь-Шаня, в том числе и катастрофических, являлось формирование их очагов в зонах северо-восточного простирания, соответствующего ориентации основных рельефообразующих структур. Особенностью самых ярких событий последнего временного этапа является связь их с зоной северо-западного простирания, совпадающей с трансрегиональным Капчагай-Чиликским разломом.

2. Три рассмотренных землетрясения свидетельствует о возможном формировании достаточно сильных очагов землетрясений в слабосейсмичных зонах, что необходимо учитывать в работах по сейсмическому зонированию.

3. В очагах землетрясений, близких по энергетическим характеристикам и сформировавшихся в сходных сейсмоструктурных условиях, возможны совершенно различные сценарии высвобождения энергии, что делает затруднительным прогноз развития сейсмического процесса после сильного главного толчка.

4. Установлено, что очаги последнего этапа реализовались в условиях регионального напряжения сжатия в субмеридиональном направлении, под действием которого произошли подвижки по плоскостям разрывов, согласующиеся с кинематикой и простиранием основных региональных разломов. В процессе афтершоковой активизации происходило дилатансионное упрочнение горных пород.

5. Реализация трех рассмотренных землетрясений, возможно, свидетельствует о начале новой фазы активизации на Северном Тянь-Шане после периода сейсмического затишья. Положение описываемых очагов в восточной части региона позволяет предположить, что, как и в предыдущие периоды сейсмической активизации, процесс активизации начинается на востоке и будет развиваться в западном направлении.

**СОЛТҮСТІК ТЯНЬ-ШАНЬДАҒЫ СОҒҒЫ ҚАТТЫ ЖЕРСІЛКІНУЛЕРДІҢ ЖАЛПЫ
ЗАҢДЫЛЫҚТАРЫ МЕН ОШАҚТАРЫ АЙҚЫНДАНУ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ**

Михайлова Н.Н., Полешко Н.Н.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Соңғы екі десте жылдар ағымында Солтүстік Тянь-Шаньда магнитудасы 7 астам қатты жерсілкінулер жоқ болуында сейсмикалық тыныштық орнады. Сол аясында үш жерсілкінуден тұратын топ ықылас арттырады – 2011-2013ж.ж. магнитудасы $M_w = 5.1 - 6.1$: Қапшағайдағы (01.05.2011 ж., $M_w = 5.1$), Сөгеттегі (30.05.2012 г., $M_w = 5.4$), Нарынкөлдегі (28.01.2013, $M_w = 6.1$). Сол жерсілкінулердің жалпы заңдылықтары мен ошақтары айқындану ерекшеліктерін талдау нәтижелері келтіріледі.

**COMMON PATTERN AND CHARACTERISTICS OF RECENT STRONG EARTHQUAKES
EPICENTERS' MANIFESTATION AT NORTHERN TIEN SHAN**

N.N. Mikhailova, N.N. Poleshko

Institute of Geophysical Research, Kurchatov, Kazakhstan

For the period of last two decades on the territory of Northern Tien Shan there has been seismic quietness in the absence of strong earthquakes with magnitude of more than 7. In this context a group of three earthquakes of 2011 – 2013 with magnitude $M_w = 5.1 - 6.1$ is of interest: Kapchagayskoe (01.05.2011, $M_w = 5.1$), Sogetinskoe (30.05.2012, $M_w = 5.4$), Narynkolskoe (28.01.2013, $M_w = 6.1$). The results of analysis of common pattern and characteristics of these earthquakes' epicenters manifestation are given.

УДК 550.348.436

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Погода Э.В.

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

На основе анализа многочисленных работ сформулированы основные аспекты возникновения землетрясений. К ним относятся: динамические процессы Земли, учитывающие сложные процессы движения Земли (вращение, движение по орбите и др.); энергетические источники, факторы возмущения динамических процессов; возможный механизм возникновения землетрясений.

Несмотря на длительное и во многом успешное изучение геологических процессов в верхних оболочках Земли, природа сил, приводящих ее к тектоническим активизациям, до сих пор остается гипотетической. Исследователи пытались найти источник такого рода сил внутри Земли, последовательно привлекая для этих целей спонтанно протекающие в ее недрах физико-геологические и геохимические процессы типа: плотностной дифференциации вещества; его тепловой или химической конвекции; явления уплотнения или разуплотнения вещества, обусловленные фазовыми или электронными переходами из одного состояния в другое; радиоактивный распад и некоторые другие. В настоящее время стала очевидной недостаточная изученность динамических процессов на планетарном уровне. Речь идет о сложном комплексе вращательных движений, совершаемых Землей вокруг своей оси, при обращении вокруг Солнца, совместно с Солнцем и с другими планетами солнечной системы вокруг центра Галактики и т.д. (рисунок 1) [1 - 3].

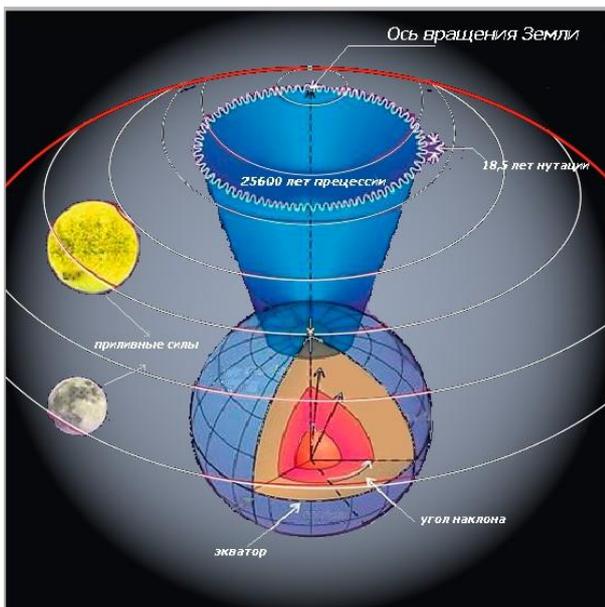


Рисунок 1. Модель движения Земли

Земля включает в себя совокупность твердой, жидкой и газовой оболочек, представляет собой единую систему, взаимодействие в которой осуществляется посредством вращательных движений. Рассматривая вращение Земли вокруг своей оси, а также ее обращение вокруг Солнца, необходимо обратить внимание на траекторию обращения – орбиту. При этом, как показано в [3, 4], любые отклонения в параметрах движения в такой сложной системе, в сочетании с огромной массой Земли, приводят к сложным геодинамическим процессам. Скорость вращения испытывает случайные и периодические изменения разных порядков. Короткопериодные изменения в настоящее время достаточно точно фиксируются инструментально. В процессе вращения Земли происходит изменение параметров [2] этих движений: изменяются скорость вращения Земли вокруг своей оси, скорость движения по орбите, параметры прецессии и нутации. Не остается неизменной и форма земной орбиты. Ее эллипс становится, то более, то менее вытянутым.



Рисунок 2. Структура возмущений

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

Источники возмущения различной природы имеют характерные области взаимодействия с Землей и ее геосферами (рисунок 3).

В коллективном динамическом процессе Земли каждый ее элемент по-разному участвует в этом процессе.

Во многих работах [6 - 10] убедительно показано влияние внешних и внутренних источников возму-

щения на сейсмические процессы (солнечная активность, лунно-солнечные приливы и др.). Эти результаты получены статистическими методами, что затрудняет конкретизировать механизмы взаимодействия возмущающих факторов с геодинамическими процессами и геосредой на локальном уровне для отдельных землетрясений. На рисунке 4 приведена 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. Разрушение – сложный физический процесс, характер развития которого зависит от величины и скорости приложения нагрузки, напряженного состояния среды, его прочности и структурных свойств.

Таблица. Энергетические характеристики Земли [5]

Наименование	Значение
Гравитационная энергия Земли, Дж	$2,5 \times 10^{32}$
Энергия вращения Земли, Дж	$2,1 \times 10^{29}$
Средняя мощность процесса, связанного с изменением скорости вращения Земли, Вт	$(1,6 \div 9) \times 10^{11}$
Энергия, выделяемая в ядре за счет гравитационной конвекции, Дж	5×10^{28}
Мощность, выделяемая в ядре за счет вращающего момента, создаваемого Луной, Вт	10^7
Мощность, выделяемая в ядре за счет гравитационной конвекции, Вт	$3,6 \times 10^{11}$
Мощность теплового потока Земли:	
– через земную поверхность, Вт	$(3 \div 4) \times 10^{13}$
– через раздел Мохоровича, Вт	$2,4 \times 10^{13}$
– через границу ядро-мантия, Вт	$(0,4 \div 1,6) \times 10^{13}$
Мощность приливного воздействия Луны, Вт	10^{13}

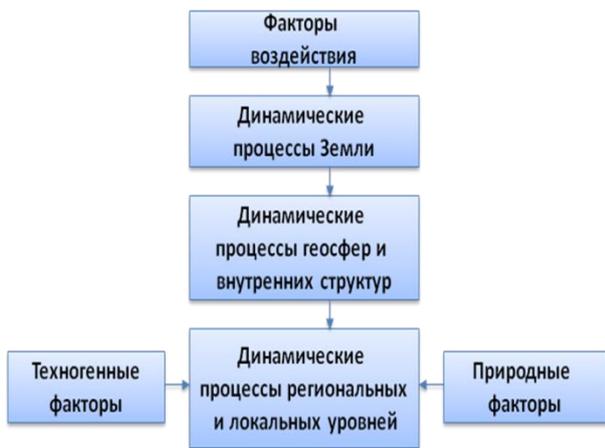


Рисунок 3. Структура динамических процессов

Разрушение начинается с процесса на микроскопическом уровне, при определенных условиях приобретающего макроскопические масштабы [11, 12]. Макроскопическое разрушение (размеры зоны разрушения 1 см и более) характеризуется развитием

одной или многих трещин, нарушающих сплошность массивов значительных объемов. Оценка прочностных свойств и механических параметров крупномасштабных массивов в условиях их естественного залегания требует развития новых представлений о геосреде как сложной многомасштабной системе.



Рисунок 4. Схема процесса землетрясения

Продуктивной оказалась идея блочного строения элементов земной коры, которая предполагает также существенное влияние дискретности на деформационный отклик нагружаемых материалов и сред. Однако построение математической модели подобной блочной среды встречается с серьезными трудностями, и приемлемых моделей, согласующихся с экспериментами, пока не предложено.

Исследование закономерностей механического поведения геологических сред, построение моделей и методов расчета процессов деформации и разрушения является весьма актуальной. Математическое описание поведения геологических сред важно для понимания динамических процессов, и прогноза. Такие исследования имеют первостепенное значение для объяснения механизмов и условий протекания землетрясений, а также проверки гипотез о структуре, напряженном состоянии рассматриваемой области и предсказания дальнейшего поведения среды.

В заключении сформулируем основные выводы:

- ротационные процессы Земли являются основной 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;
- механизм распределения энергии в различные структуры Земли обусловлен вариациями ее ротационного режима и характерными параметрами и свойствами структур;
- подводящая к некоторой части геосреды энергия, превышающая ее прочность, приводит к разрушению этого участка, преобразуясь в сейсмическую энергию.

Целью дальнейших исследований является разработка модели взаимодействия различных факторов с геосферой, с геодинамическими процессами и

средой, разработка процессов разрушения и признаков прогнозного состояния геосферы и геодинамических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ротационные процессы в геологии и физике / Отв. ред. Е.Е. Милановский. - М.: КомКнига, 2007. – 528 с.
2. Вуллард, Э. Теория вращения Земли вокруг центра масс / Э. Вуллард. - М.: Физматгиз, 1963. – 144 с.
3. Дубошин, Г.Н. Справочное руководство по небесной механике и астродинамике / Г.Н. Дубошин. – М.: Наука, 1971. – 864 с.
4. Мельников, О.А. Определяющая роль основных ротационных геодинамических механизмов в естественной сейсмичности Земли / О.А. Мельников // Ротационные процессы в геологии и физике. - М.: КомКнига, 2007. – С. 439–449.
5. Адушкин, В.В. Перераспределение энергии во внутренних и внешних геосферах при высокоэнергетических воздействиях (геофизика сильных возмущений) / В.В. Адушкин, Ю.И. Зецер // Динамические процессы в геосферах: геофизика сильных возмущений. Сборник научных трудов ИДГ РАН. - М.: Наука, 1994. – С. 10 - 17.
6. Авсюк, Ю. Н. Приливные силы и природные процессы / Ю.А. Авсюк. - М.: ОИФЗ РАН, 1996. –188 с.
7. Авсюк, Ю. Н. Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез / Ю.И. Авсюк // Фундаментальные проблемы общей тектоники. - М.: Научный мир, 2001. - С. 425 - 443.
8. Горькавый, И. П. О зависимости корреляции между региональной сейсмичностью Земли и неравномерностью ее вращения от глубины очагов землетрясений / И. П. Горькавый [и др.] // Физика Земли. - М.: Наука, 1999. - № 10. - С. 52-66.
9. Хаин, В.Е. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа / В.Е. Хаин, Э.Н. Халилов. - М.: Научный мир, 2009. –520 с.
10. 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.
11. Зотеев, О.В. Геомеханика. Учебное пособие / О.В. Зотеев. - Екатеринбург: УГГУ, ИГД УРО РАН, 2003. – 252 с..
12. Ботвина, Л.Р. Разрушение: кинетика, механизмы, общие закономерности / Л.Р. Ботвина. - М.: Наука, 2008. –334 с.

ЖЕРСІЛКІНУЛЕР ПАЙДА БОЛУДЫҢ КЕЙБІР АСПЕКТІЛЕРІ

Погода Э.В.

*РФА Геофизикалық қызметінің Солтүстік-Осетия филиалы,
Жер магнетизмі, ионосфера және радиотолқындар таралудың Владикавказ бөлімшесі*

Көпсанды жұмыстар негізінде жерсілкінулер пайда болудың негізгі аспектілері тұжырымдалған: Жер қозғалысының күрделі процестерін (айналу, орбита бойынша қозғалыс ж.б.) есепке алатын Жердің динамикалық процестері; энергетикалық көздер, динамикалық процестерін қалыпты бағыттан ауытқуы; жерсілкіну пайда болудың ықтимал механизмі.

SOME ASPECTS OF EARTHQUAKES OCCURRENCES

E.V. Pogoda

*North-Ossetian Branch of Geophysical Survey of RAS, Vladikavkas Branch
of Earth Magnetism, Ionosphere and Radiowaves Dispersion, Vladikavkas, Russia*

Based on the analysis of numerous works, basic aspects of earthquakes' occurrence are formulated. These include: the dynamic processes of the Earth taking into account the complex processes of the Earth's motion (rotation, orbital motion, etc.); energy sources, factors perturbations of dynamical processes; a possible mechanism of earthquakes.

УДК 550.34

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ЧИЛИ И УСПЕШНЫЙ ПРОГНОЗ МЕСТА И МАГНИТУДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИКИКЕ 01.04.2014 Г. ($M_w=8.2$)

¹⁾ Копничев Ю.Ф., ²⁾ Соколова И.Н.

¹⁾ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*

²⁾ *Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан*

Рассматриваются характеристики сейсмичности в зоне сейсмической брешы в районе северного Чили, расположенной между $20^\circ S$ и $18^\circ S$. Ранее [2, 4, 5] в этой зоне были выделены кольцевые структуры сейсмичности, сформировавшиеся в период 01.01.1973 - 01.01.2010 гг. в двух диапазонах глубин: 0 - 33 и 34 - 70 км. Для указанной зоны была спрогнозирована энергия готовящегося сильного сейсмического события: $M_w=8.2\pm 0.2$. Существенно, что эпицентр произошедшего 01.04.2014 г. сильнейшего землетрясения Икике ($M_w=8.2$), попал именно в эту зону. В статье заново исследуются характеристики кольцевых структур сейсмичности, сформировавшихся перед землетрясением Икике. Установлено, что в 2010 - 2014 гг. параметры мелкого кольца сейсмичности несколько изменились, глубокое кольцо проявилось еще более четко, хотя его параметры остались неизменными. При этом эпицентр землетрясения Икике, как и по [2, 4, 5], остался в области пересечения новых мелкого и глубокого колец сейсмичности. Учет новых данных позволил несколько уточнить прогноз магнитуды сильного землетрясения: $M_w=8.2\pm 0.1$. В статье обсуждаются также механизмы формирования кольцевых структур.

Исследованиями последних лет [1-5] установлено, что в зонах субдукции перед большинством сильных и сильнейших землетрясений формируются кольцевые структуры сейсмичности в двух диапазонах глубин: 0 - 33 и 34 - 70 км (ниже для простоты они называются соответственно “мелкими” и “глубокими” кольцами). Показано также, что эпицентры главных событий, как правило, располагаются вблизи областей пересечения или наибольшего сближения мелких и глубоких колец сейсмичности [1, 2, 4, 5]. Получены корреляционные зависимости размеров колец (соответственно L и l), а также пороговых значений магнитуд (M_{p1} и M_{p2}) от энергии сильных землетрясений (M_w) в разных зонах субдукции [2, 6], что позволяет по характеристикам кольцевых структур оценивать магнитуду готовящихся сильных сейсмических событий.

Структуры с такими характеристиками сейсмичности выделены в обширном регионе Южной Америки [5, 6], как перед сильными и сильнейшими землетрясениями, так и в зонах сейсмических брешей, где достаточно давно не было сильных землетрясений с $M_w \geq 8.0$. Пара таких структур проявилась до 01.01.2010 г. в районе, ограниченном координатами $20^\circ S - 18^\circ S$, что позволило сделать прогноз положения эпицентра возможного сильного землетрясения и оценить его магнитуду. 01.04.2014 в этом районе произошло сильное землетрясение Икике ($M_w=8.2$), вызвавшее значительные разрушения и человеческие жертвы. В статье заново рассматриваются характеристики сейсмичности исследуемого района с использованием данных, полученных после 01.01.2010 г. Оценивается эффективность прогноза, сделанного на основании анализа параметров кольцевых структур сейсмичности.

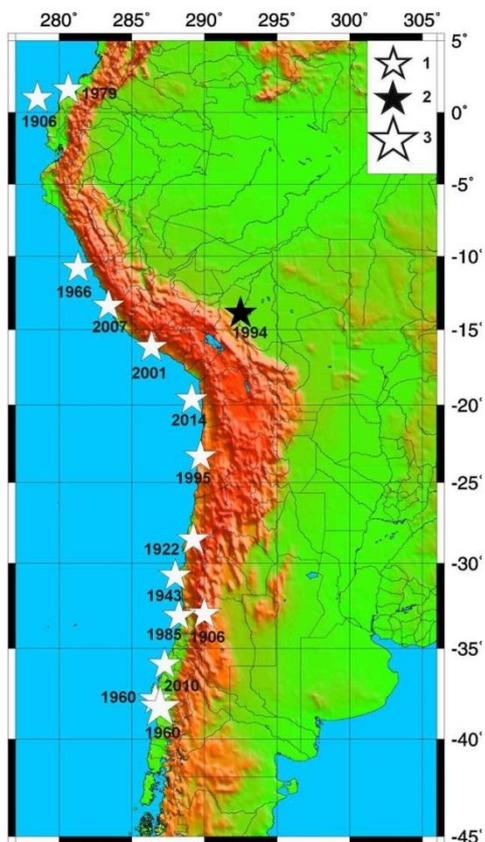
ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Начиная с 1900 г. в регионе Южной Америки (между $46^\circ S$ и $05^\circ N$) произошло 15 сильных и сильнейших сейсмических событий с $M_w \geq 8.0$ (таблица 1, рисунок 1). В это число входит и Великое Чилийское землетрясение 22 мая 1960 г. – наиболее сильное на земном шаре из числа зарегистрированных инструментально. Очаговая зона этого грандиозного события простиралась примерно между $46^\circ S$ и $37.5^\circ S$. Последним из этой серии было землетрясение Икике 01.04.2014 г. ($M_w=8.2$) в районе северного Чили. Оно произошло в области сейсмической брешы, где не было событий с $M_w \geq 8.0$ по крайней мере с начала XX-го века [6].

Таблица 1. Сильнейшие землетрясения в регионе Южной Америки

№	Дата	ϕ , град. S	λ , град. W	h, км	M_w	Район
1	31.01.1906	1.0 N	81.5		8.6	Эквадор-Колумбия
2	17.08.1906	33.0	70.0		8.5	Чили
3	11.11.1922	28.55	70.75	35	8.7	Чили
4	06.04.1943	30.75	72.00		8.2	Чили
5	21.05.1960	37.85	73.38	12	8.2	Чили
6	22.05.1960	38.29	73.05	35	9.6	Чили
7	17.10.1966	10.80	78.68	34	8.2	Перу
8	12.12.1979	1.60 N	79.36	24	8.1	Эквадор-Колумбия
9	03.03.1985	33.14	71.76	35	8.0	Чили
10	09.06.1994	13.87	67.51	640	8.2	Боливия
11	30.07.1995	23.34	70.26	41	8.0	Чили
12	23.06.2001	16.26	73.64	33	8.4	Перу
13	15.08.2007	13.38	76.61	39	8.0	Перу
14	27.02.2010	35.91	72.73	35	8.8	Чили
15	01.04.2014	19.63	70.863	10	8.2	Чили

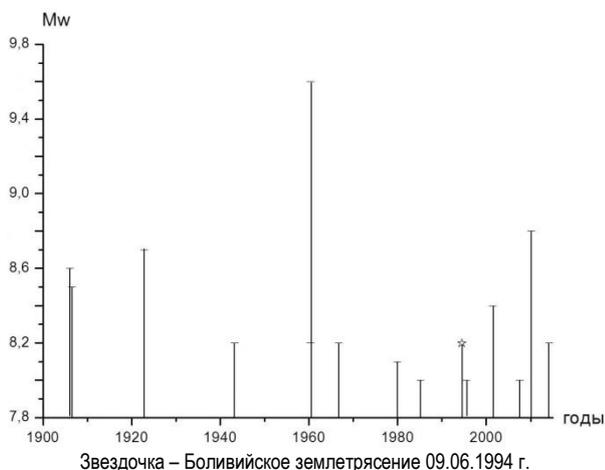
**КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ЧИЛИ И УСПЕШНЫЙ ПРОГНОЗ
МЕСТА И МАГНИТУДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИКИКЕ 01.04.2014 Г. (Mw=8.2)**



1 – Mw=8.0 - 8.8, 3 – Mw=9.6 (указаны годы этих событий).
2 – глубокофокусное Боливийское землетрясение 1994 г.

Рисунок 1. Эпицентры сильных и сильнейших землетрясений в регионе Южной Америки

Следует отметить, что 09.06.1994 г. произошло глубокофокусное Боливийское землетрясение ($M_w=8.2$, $h=635$ км) - одно из сильнейших на земном шаре на глубинах более 100 км. Проведенный нами анализ показывает, что после этого события резко активизировалась неглубокая сейсмичность в регионе Южной Америки, ограниченном координатами $37^\circ S - 13^\circ S$ (таблица 1, рисунок 2).



Звездочка – Боливийское землетрясение 09.06.1994 г.

Рисунок 2. Зависимость магнитуд сильных землетрясений от времени

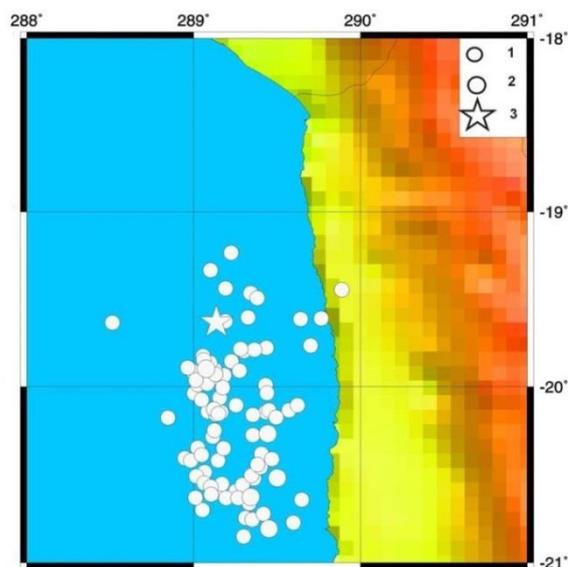
Если с 1900 по 1994 г. здесь было зарегистрировано только 9 землетрясений с $M_w \geq 8.0$ (с глубинами гипоцентров до 45 км), то всего лишь за 20 лет (с 1995 по 2014 гг.) – 5 таких событий, причем первое из них (землетрясение в Антофагасте 30.07.1995 г. с $M_w=8.0$) произошло через год после Боливийского. Отсюда следует, что частота возникновения сильных сейсмических событий здесь выросла примерно в 2.5 раза.

МЕТОДИКА И ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Анализ характеристик сейсмичности проведен, как ранее в [1 - 6], для двух диапазонов глубин: 0-33 и 34-70 км. Используются каталоги землетрясений NEIC (National Earthquake Information Center, ГС США) начиная с 1973 г. Для выделения кольцевых структур сейсмичности обработаны данные о землетрясениях, произошедших в районе, ограниченном координатами $20^\circ S - 18^\circ S$, $72^\circ W - 68.5^\circ W$. Рассмотрены две выборки данных: первая – до 01.01.2010 г., а вторая – до 01.04.2014 г. (до землетрясения Икике). Для первого интервала времени рассмотрены характеристики сейсмичности с пороговыми значениями магнитуд $M_{p1}=4.8$ и $M_{p2}=4.9$ (соответственно для мелких и глубоких колец), для второго – $M_{p1}=4.9$, $M_{p2}=4.9$.

АНАЛИЗ ДАННЫХ

Афтершоковая область землетрясения Икике показана на рисунке 3 (события с $M \geq 4.5$ за первые 10 дней после этого события). Видно, что облако афтершоков длиной ~180 км вытянуто вдоль береговой линии; большая часть очаговой зоны находится к югу от эпицентра, что свидетельствует о распространении разрыва в основном в этом направлении. Подавляющее большинство афтершоков расположено на глубинах до 36 км.

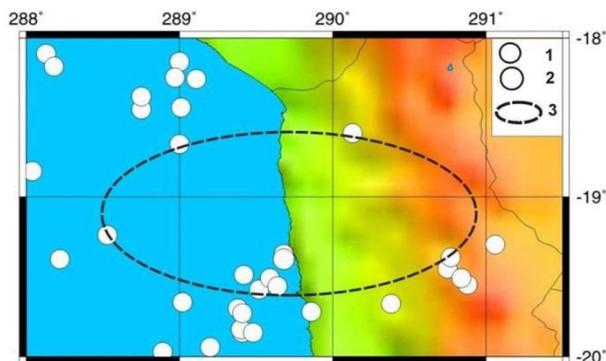


1 – $M=4.5-5.9$, 2 – $M=6.0-7.7$, 3 – эпицентр главного землетрясения

Рисунок 3. Афтершоки землетрясения Икике 01.04.2014 г. за первые 10 дней после этого события

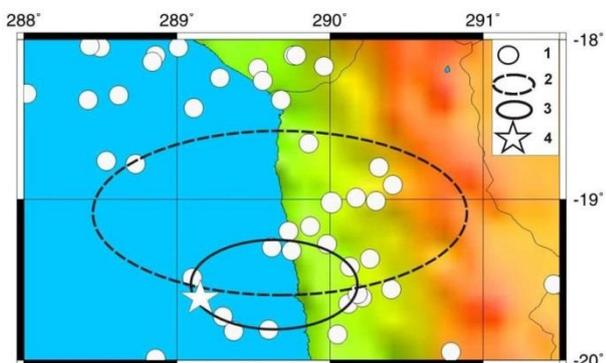
Кольцевые структуры, образовавшиеся до 01.01.2010 г. В [6] предварительно рассмотрены характеристики кольцевых структур, сформировавшихся в рассматриваемом районе до 01.01.2010 г. На рисунке 4 представлены данные о неглубокой сейсмичности ($M_{п1}=4.8$). Из карты следует, что начиная с 1982 г. здесь сформировалась крупная кольцевая структура с длиной большой оси $L \sim 260$ км, вытянутая в субширотном направлении примерно вдоль широты $19^\circ S$. Наибольшая магнитуда землетрясения M_{max} для кольца сейсмичности равна 6.5 (для события 13.11.2009 г.).

На рисунке 5 нанесены эпицентры более глубоких землетрясений ($h=34 - 70$ км). В данном случае начиная с 1973 г. достаточно четко проявилась меньшая по размеру кольцевая структура ($M_{п2}=4.9$, $L \sim 110$ км), также ориентированная в субширотном направлении. Максимальная магнитуда для кольца сейсмичности соответствует событию 14.02.2007 г. ($M_{max}=5.6$). Кольца сейсмичности пересекаются в областях, расположенных приблизительно вдоль широты $19.5^\circ S$. Важно отметить, что эпицентр сильного землетрясения Икике находится вблизи западной области пересечения колец сейсмичности.



Глубины гипоцентров 0 - 33 км в районе между $20^\circ S$ и $18^\circ S$ в период до 01.01.2010 г. Эпицентры землетрясений: 1 - $M=4.8 - 6.0$; 2 - $M=6.1 - 6.7$; 3 - мелкое кольцо сейсмичности

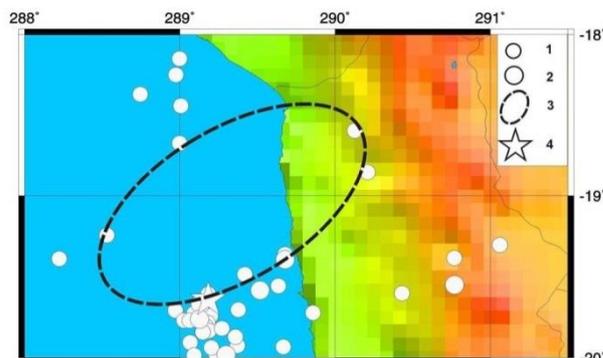
Рисунок 4. Характеристики неглубокой сейсмичности



Глубины гипоцентров 34 - 70 км в районе между $20^\circ S$ и $18^\circ S$ в период до 01.01.2010 г. 1 - эпицентры землетрясений: $M=4.9 - 5.9$; 2, 3 - соответственно мелкое и глубокое кольца сейсмичности; 4 - эпицентр землетрясения Икике

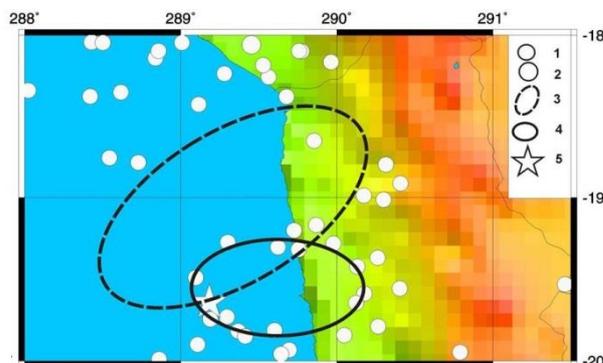
Рисунок 5. Характеристики глубокой сейсмичности

Кольцевые структуры, образовавшиеся до 01.04.2014 г. На рисунках 6, 7 показаны характеристики сейсмичности за период 01.01.1973 - 31.03.2014 гг., предшествующий землетрясению Икике. Из рисунка 6 следует, что в данном случае проявилась меньшая по размеру неглубокая структура с более высоким пороговым значением магнитуды ($M_{п1}=4.9$), ориентированная в северо-восточном направлении ($L=190$ км). Наибольшая плотность эпицентров соответствует южной границе кольца сейсмичности. Время формирования кольцевой структуры T_1 составляет ~ 32 года.



Глубины гипоцентров 0 - 33 км в районе между $20^\circ S$ и $18^\circ S$ в период до 01.04.2014 г. Эпицентры землетрясений: 1 - $M=4.9 - 6.0$; 2 - $M=6.1 - 6.7$; 3 - мелкое кольцо сейсмичности; 4 - эпицентр землетрясения Икике

Рисунок 6. Характеристики неглубокой сейсмичности



Глубины гипоцентров 34 - 70 км в районе между $20^\circ S$ и $18^\circ S$ в период до 01.04.2014 г. Эпицентры землетрясений: 1 - $M=4.9 - 6.0$; 2 - $M=6.2$; 3, 4 - соответственно мелкое и глубокое кольца сейсмичности; 5 - эпицентр землетрясения Икике

Рисунок 7. Характеристики глубокой сейсмичности

На рисунке 8 показана зависимость магнитуд землетрясений в области кольцевой структуры от времени $M(T)$. Видно, что имеет место резкий рост скорости сейсотектонической деформации (СТД) начиная с 2009 г., когда произошло три события с $M=6.1-6.5$. При этом половина всех землетрясений зарегистрирована начиная с 16.03.2014 г., в течение всего лишь 15 дней.

Рисунок 7 иллюстрирует характеристики сейсмичности в диапазоне глубин 34-70 км. Из рисунка следует, что кольцевая структура, образовавшаяся до 01.01.2010 г., проявилась к 31.03.2014 г. еще бо-

лее четко ($M_{п2}=4.9$, $l\sim 110$ км). Время ее формирования T2 составляет около 41 г. На рисунке 9 представлена зависимость $M(T)$ для глубокого кольца сейсмичности. В данном случае наибольшие скорости STD наблюдались в 1973 - 1985 гг. и 2006 - 2014 гг. При этом самое сильное событие (23.03.2014 г., $M=6.0$) произошло всего лишь за 8 дней до главного землетрясения.

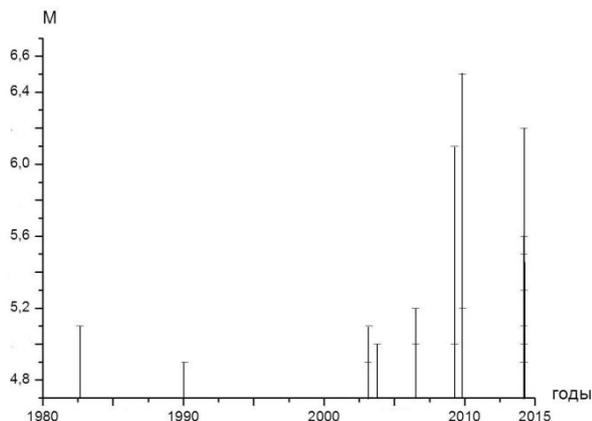


Рисунок 8. Зависимость $M(T)$ для мелкой кольцевой структуры

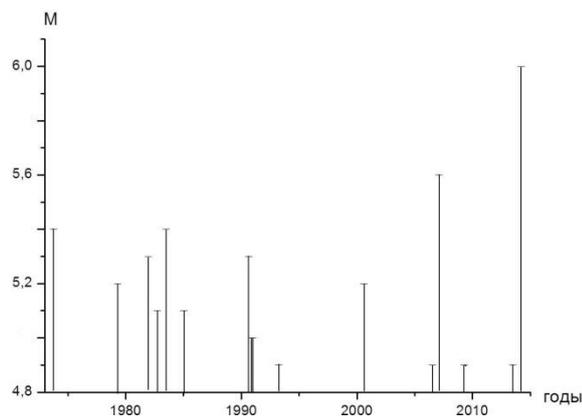


Рисунок 9. Зависимость $M(T)$ для глубокой кольцевой структуры

Из рисунка 7 следует, что кольца сейсмичности пересекаются в областях, расположенных на широтах $\sim 19.3^\circ S$ и $19.6^\circ S$. Существенно, что, несмотря на изменение формы и размеров мелкого кольца, эпицентр землетрясения Икике снова попадает в западную область пересечения кольцевых структур (отклонение его от точки пересечения – менее 10 км).

Оценка магнитуды готовившегося сильного землетрясения по параметрам кольцевых структур проведена на основании корреляционных зависимостей $lgL(M_w)$, $lgl(M_w)$, $M_{п1}(M_w)$ и $M_{п2}(M_w)$, полученных в работе [6] для всего региона Южной Америки по данным для 12 землетрясений с $M_w=7.0 - 8.8$ (рисунки 10 – 13, таблица 2):

$$lgL(\text{км}) = 0.38 M_w - 0.82, \quad r=0.83, \quad (1)$$

$$lgl(\text{км}) = 0.39 M_w - 1.12, \quad r=0.84, \quad (2)$$

$$M_{п1} = -0.01 + 0.60 M_w, \quad r=0.85, \quad (3)$$

$$M_{п2} = -1.13 + 0.73 M_w, \quad r=0.85, \quad (4)$$

где r – коэффициент корреляции.

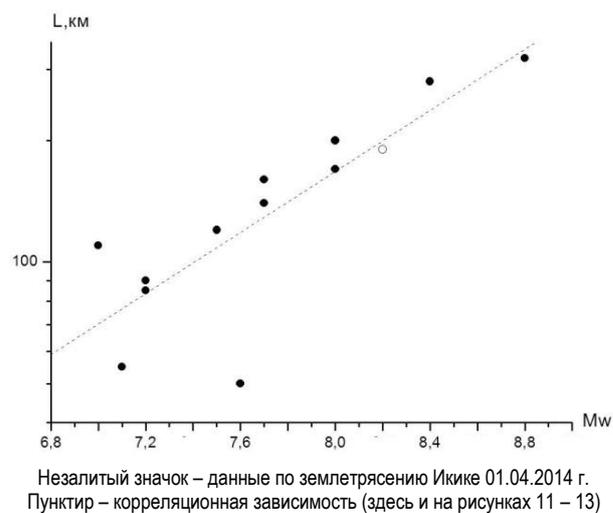


Рисунок 10. Зависимость $lgL(M_w)$ для региона Южной Америки

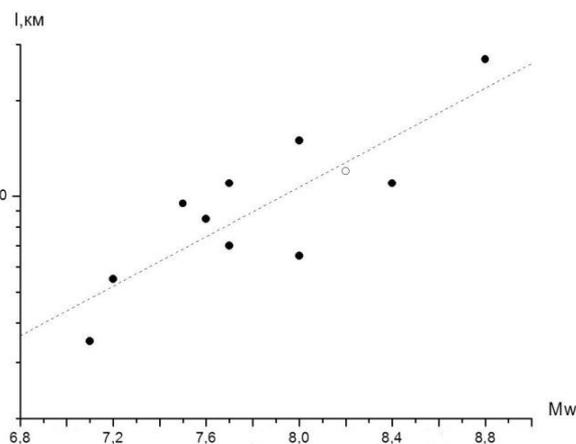


Рисунок 11. Зависимость $lgl(M_w)$ для региона Южной Америки

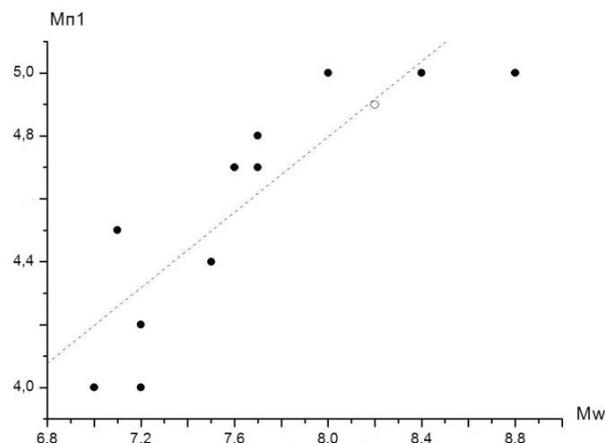


Рисунок 12. Зависимость $M_{п1}(M_w)$ для региона Южной Америки

**КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ЧИЛИ И УСПЕШНЫЙ ПРОГНОЗ
МЕСТА И МАГНИТУДЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИКИКЕ 01.04.2014 Г. (Mw=8.2)**

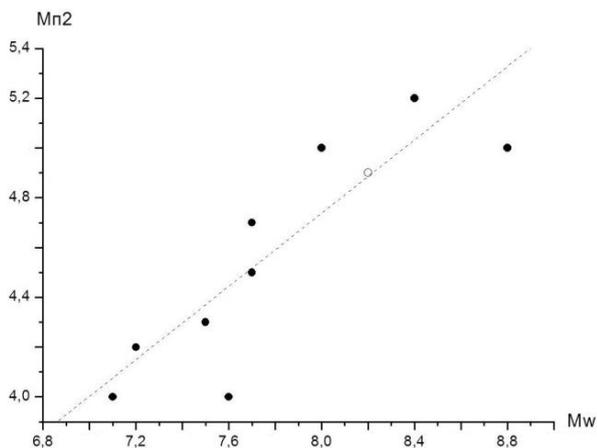


Рисунок 13. Зависимость $M_{п2}(M_w)$ для региона Южной Америки

Таблица 2. Характеристики кольцевых структур перед сильными и сильнейшими землетрясениями в регионе Южной Америки

Дата	Ф, град. S	λ, град. W	h, км	Mw	L, км	l, км	Mп1	Mп2	Район
30.07.1995	23,34	70,26	41	8	200	150	5	5	Чили
03.10.1995	2,75	77,88	24	7	110		4		Эквадор
21.02.1996	9,71	79,85	15	7,5	120	95	4,4	4,3	Перу
12.11.1996	14,99	75,68	17	7,7	160	110	4,8	4,5	Перу
30.01.1998	23,85	70,15	41	7,1	55	35	4,5	4	Чили
04.08.1998	0,59	80,39	26	7,2	85		4		Эквадор
23.06.2001	16,26	73,64	33	8,4	280	110	5	5,2	Перу
07.07.2001	17,54	72,08	33	7,6	50	85	4,7	4	Перу
15.11.2004	4,7 N	77,51	15	7,2	90	55	4,2	4,2	Колумбия
15.08.2007	13,39	76,64	39	8	170	65	5	5	Перу
14.11.2007	22,25	69,89	40	7,7	140	70	4,7	4,7	Чили
26.02.2010	35,85	72,72	35	8,8	320	270	5	5	Чили
01.04.2014	19,63	70,86	10	8,2	190	110	4,9	4,9	Чили

С использованием формул (1) - (4) по данным, полученным до 01.01.2010 г., в [6] была найдена оценка магнитуды готовившегося землетрясения в районе между 20°S и 18°S: $M_w=8.2\pm 0.2$. Использование данных для новых кольцевых структур дает оценку величины M_w с еще большей точностью: $M_w=8.2\pm 0.1$ (таблица 3).

Таблица 3. Характеристики кольцевых структур и прогноз магнитуды землетрясения Икике

Интервал времени	L, км	l, км	Mп1	Mп2	Mw
До 01.01.2010	260	110	4.8	4.9	8.2±0.2
До 01.04.2014	190	110	4.9	4.9	8.2±0.1

Учет новых данных, полученных для землетрясения Икике, позволяет получить уточненные корреляционные зависимости, аналогичные выражениям (1) и (3):

$$\lg L(\text{км}) = 0.38 M_w - 0.80, r=0.83, \quad (5)$$

$$\lg l(\text{км}) = 0.39 M_w - 1.09, r=0.84, \quad (6)$$

$$M_{п1} = 0.60 M_w, r=0.86, \quad (7)$$

$$M_{п2} = -1.15 + 0.74 M_w, r=0.85. \quad (8)$$

ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенный анализ показал, что перед землетрясением Икике, так же, как и перед многими другими сильными и сильнейшими событиями в различных зонах субдукции [1 - 6], в течение соответственно 32 лет и 41 года сформировались кольцевые структуры сейсмичности в диапазонах глубин 0 - 33 и 34 - 70 км. Оценки размеров колец сейсмичности и пороговых значений магнитуд, полученные как до 01.01.2010 г., так и до 01.04.2014 г., хорошо согласуются со средними величинами, соответствующими корреляционным зависимостям (1) - (4). Новые данные для землетрясения Икике позволили уточнить корреляционные зависимости: (5) - (8). Следует подчеркнуть, что оценки магнитуд, полученные как по предварительным, так и окончательным данным, практически совпадают с величиной M_w для землетрясения Икике. Кроме того, в обоих случаях эпицентр этого события находился на расстояниях менее 10 км от западной области пересечения кольцевых структур. Отметим, что настолько точный прогноз положения эпицентра и магнитуды сильного землетрясения по характеристикам колец сейсмичности осуществлен впервые.

Рисунок 8 показывает, что скорость СТД в области мелкого кольца резко выросла в последние годы перед землетрясением Икике. Аналогичные результаты получены для других сильных сейсмических событий в зонах субдукции, в частности, перед Суэатра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 г. ($M_w=9.0$) [3] и землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. ($M_w=9.0$) [4] в районе северо-восточной Японии. Не исключено, что подобный эффект может быть использован для целей среднесрочного прогноза землетрясений.

В [1 - 6] отмечено, что появление кольцевых структур, скорее всего, связано с миграцией мантийных флюидов, играющих важную роль в процессах подготовки сильных землетрясений. Полученные в [3, 5] данные позволяют считать, что мелкие кольцевые структуры оконтуривают сравнительно жесткие, а глубокие – относительно маловязкие блоки литосферы, на границах которых стимулируется медленный подъем глубинных флюидов. В областях пересечения или касания мелких и глубоких колец постепенно достигается максимальная толщина двухфазного слоя с присутствием заметной доли флюидов. В случае, если флюиды формируют связную сеть, на кровле этого слоя будет иметь место концентрация напряжений, которые могут превысить предел прочности горных пород, инициируя подвижку при сильном землетрясении [7, 8].

В целом формирование кольцевых структур и подъем мантийных флюидов есть отражение процессов самоорганизации геологических структур [9], в конечном счете, приводящих к уменьшению потенциальной энергии нашей планеты [1 - 6]. Можно полагать, что изменение параметров мелких кольцевых структур в последние годы перед сильными землетрясениями [3, 4] связано с тем, что в самоорганизующихся системах существует иерархия переменных, определяющая состояние данной системы [9]. Стоящие на верхних ступенях иерархии переменные имеют наиболее длительные периоды релаксации, они определяют состояние системы в целом. Переменные более низких рангов приспособляются к ним (долгоживущие системы подчиняют себе короткоживущие).

ЛИТЕРАТУРА

1. Копничев, Ю.Ф. Кольцевая сейсмичность в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2009. - Т. 425. - № 4. - С. 539 - 542.
2. Копничев, Ю.Ф. Характеристики кольцевой сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районе Суматры / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2009. - Т. 429. - № 1. - С. 106 - 109.
3. Копничев, Ю.Ф. О корреляции характеристик сейсмичности и поля поглощения S-волн в районах кольцевых структур, формирующихся перед сильными землетрясениями / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вулканология и сейсмология, 2010. - № 6. - С. 34 - 51.
4. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности и землетрясение 11.03.2011 г. (Mw=9.0) в районе северо-восточной Японии / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2011. - Т. 440. - № 2. - С. 246 - 249.
5. Копничев, Ю.Ф. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе очага землетрясения Мауле (Чили, 27.02.2010, Mw=8.8) и их связь с сейсмичностью и вулканизмом / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Геофизические исследования, 2011. - Т. 12. - № 3. - С. 22 - 33.
6. Каракин, А.В. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы / А.В. Каракин, Л.И. Лобковский // ДАН СССР, 1982. - Т. 268. - № 2. - С. 324 - 329.
7. Копничев, Ю.Ф. Анализ пространственно-временных вариаций поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня по записям подземных ядерных взрывов / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Докл. РАН, 2004. - Т. 395. - № 6. - С. 818 - 821.
8. Gold, T. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquakes / T. Gold, S. Soter // Pure Appl. Geophys., 1984/1985. - V. 122. - P. - 492 - 530.
9. Летников, Ф.А. Синергетика геологических систем, 1992. - Новосибирск: Наука. - 229 с.
10. Kopnichev, Yu.F. Ring-shaped seismicity within various depth ranges in the region of Kuril and Kamchatka / Yu.F. Kopnichev, I.N. Sokolova // Сейсмопрогностические наблюдения на территории Азербайджана. - Баку: Nafta-Press, 2012. - С. 535 - 547.
11. Копничев, Ю.Ф. Кольцевые структуры сейсмичности в разных диапазонах глубин перед сильными и сильнейшими землетрясениями в районах Алеут и Аляски / Ю.Ф. Копничев, И.Н. Соколова // Вестник НЯЦ РК, 2012. - Вып. 1. - С. 137 - 146.

СОЛТҮСТІК ЧИЛИ АУДАНЫНДА СЕЙСМИКАЛЫҚТЫҢ САҚИНАЛЫ ҚҰРЫЛЫМДАРЫ ЖӘНЕ ИКИКЕ ЖЕРСІЛКІНУДІҢ 01.04.2014 Г. (Mw=8.2) ОРНЫ МЕН МАГНИТУДАСЫН ТАБЫСТЫ БОЛЖАУ

¹⁾ Копничев Ю.Ф., ²⁾ Соколова И.Н.

¹⁾ РҒА О.Ю. Шмидт атындағы Жер физикасы институты, Мәскеу, Ресей
²⁾ Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Солтүстік Чили ауданында (20° S және 18° S арасында) сейсмикалық қуыс зонасында сейсмикалықтың сипаттамалары қарастырылады. Бұрын [2, 4, 5] бұл зонада, 1973 ж.01.01 - 2010 ж.01.01 кезеңінде тереңдіктің екі ауқымында: 0-33 және 34-70 км. қалыптасқан, сейсмикалықтың сақиналы құрылымдары айқындалған. Айтылған зона үшін дайындалудағы Mw=8.2±0.2 қатты сейсмикалық оқиғаның энергиясын бағалауы болжамдалған. Кейінде болған (2014 ж. 04.01) өте қатты (Mw=8.2) Икике жерсілкінуінің эпиорталығы сол зонада болуы маңызды болып келеді. Мақалада Икике жерсілкінуі алдында қалыптастырылған сейсмикалықтың сақиналы құрылымдардың сипаттамалары жаңадан зерттеледі. 2010-2014 ж.ж. сейсмикалықтың кіші сақинасының параметрлері біраз өзгергені, тереңдегі сақина, оның параметрлері

өзermесе де, одан анық байқалуы белгіленген. Мұнысында Икике жерсілкінуінің эпиорталығы [2, 4, 5] айтылғандай сейсмикалылықтың жаңа терең емесе және терең сақиналары қиылысында қалған. Жаңа деректерді есепке алуы қатты жерсілкінудің магнитудасын болжауын біраз дәлдеуіне мүмкіншілік берген: $M_w=8.2\pm 0.1$. Мақалада сонымен қатар сақиналы құрылымдар қалыптасудың механизмдері талқылануда.

**RING-SHAPED SEISMICITY STRUCTURES IN THE REGION OF NORTHERN CHILE
AND SUCCESSFUL PREDICTION OF PLACE AND MAGNITUDE OF THE IQUIQUE
EARTHQUAKE OF 01.04.2014 ($M_w=8.2$)**

¹⁾ Yu.F. Kopychev, ²⁾ I.N. Sokolova

¹⁾*Institute of the Earth Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²⁾*Institute of Geophysical Research Kurchatov, Kazakhstan*

The paper studies seismicity characteristics in seismic gap zone of the northern Chile region, located between 20° S and 18° S. Earlier [2, 4, 5] ring-shaped seismicity structures were picked out, which have been formed here during 01.01.1973 – 01.01.2010 in two depth ranges: 0 - 33 and 34 - 70 km. For the given zone an assessment of energy of the preparing strong seismic event with $M_w=8.2\pm 0.2$ was predicted. It is significant that the epicenter of the following great Iquique earthquake ($M_w=8.2$) occurred exactly in this zone. We consider the characteristics of ring-shaped seismicity structures anew, which formed before the Iquique earthquake. It has been established that during the period of 2010 – 2014 the parameters of shallow seismicity ring have changed somewhat, a deep ring has been detected more clearly, although its parameters remained unchanged. Interestingly, the Iquique earthquake epicenter as according to [2, 4, 5] remained in the region of crossing new shallow and deep rings of seismicity. The account of new data allowed us to clarify the prediction of great earthquake magnitude: $M_w=8.2\pm 0.1$. Mechanisms of the ring-shaped structures formation are discussed.

УДК 550.34

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ПОРОД – ОДНА ИЗ ПРИЧИН НАКОПЛЕНИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

Великанов А.Е.

Институт геофизических исследований, Курчатов, Казахстан

Для объяснения причин появления тектонических разломов, возникновения землетрясений и горообразования предлагается ещё один механизм накопления сейсмотектонических напряжений в земной коре и верхней мантии. Этот механизм основан на многократной кристаллизации и перекристаллизации пород и минералов на глубине, вызываемых периодическим гравитационным смещением вышележащих локализованных избыточных масс при периодических лунно-солнечно-земных приливных взаимодействиях.

В подавляющем большинстве случаев причиной горообразования и землетрясений являются вертикальные смещения блоков пород в земной коре и верхней мантии, которые происходят во время сброса накопившихся упругих напряжений в породах при переходе их предела прочности и превышении силы трения между породами по образовавшимся или ранее имевшимся трещинам и разломам. Магматизм и вулканизм – это процессы, которые уже сопровождают горообразование с нагреванием и плавлением пород при их перекристаллизации и трении в локальных зонах активных тектонических подвижек на глубине и в приповерхностных условиях.

В геологии давно является аксиомой представление, что образование гор происходит на месте бывших, часто вытянутых впадин, заполненных мощной толщей уплотнённых осадков. Многие исследователи, такие как Вернадский В.И., Коржинский Д.С., Рязанов И.А., Белоусов В.В., Мауленов А.М., Белов Н.В., Лебедев В.И., Синицин В.М. и др. прямо указывают причину горообразования - увеличение объёма пород на глубине, вызванное их разуплотнением, чаще всего по причине глубинного метаморфизма. Некоторые из них к процессам глубинного метаморфизма относят раскристаллизацию осадочных пород, перекристаллизацию уже раскристаллизованных метаморфических пород, гранитизацию [1 - 3]. Ближе всех к объяснению глубинных процессов кристаллизации и перекристаллизации осадочных пород с обломочной структурой, при которых происходит рост кристаллов с увеличением объёма пород и уменьшением плотности вещества, подошёл Дуничев В.М. [4], хотя сам он не признаёт рост гор по причине преобладающего действия гравитационных сил тяжести Земли. Дуничев В.М. считает, что при кристаллизации осадочных пород и их последующей перекристаллизации, а также при гранитизации происходит высвобождение энергии, т.е. выделяется тепло, а также удаляются оксиды железа, магния, кальция и алюминия.

Можно недоумевать: какое разуплотнение? - ведь с глубиной под действием давления породы должны уплотняться с уменьшением объёма и поглощением энергии. Действительно, например,

кварц SiO_2 с возрастанием давления на глубинах до 100 км переходит в более плотные модификации - коэсит, затем в стишовит. Сложные минералы с увеличением давления разлагаются на более простые. Но процесс перемещения вещества на большие глубины по мере накопления вышележащих осадков и его уплотнение является очень длительным и медленным, происходящим многие десятки и сотни лет. А разуплотнение и увеличение объёма вещества при периодической кристаллизации и перекристаллизации пород в геодинамических активных зонах может происходить каждые сутки, месяцы и годы.

Итак, возникновение и накопление сейсмотектонических напряжений в недрах Земли, ведущее к горообразованию и землетрясениям, вызвано глубинными метаморфическими процессами, которые связаны с кристаллизацией и перекристаллизацией пород. Огромные плотные массы осадочных пород с обломочной структурой, скопившиеся в глубоких впадинах, под действием внешних сил приливного гравитационного взаимодействия растягиваются по вертикали и подвергаются многократной кристаллизации и перекристаллизации. При кристаллизации и перекристаллизации происходит разуплотнение пород и рост их объёма. Возникающие в породах поры и пустоты по трещинам заполняются перенасыщенными растворами (флюидами). В них начинается рост кристаллов и возникает *кристаллизационное давление*. «...При кристаллизации выделяется избыточная энергия в виде скрытой теплоты. Часть этой теплоты может превращаться в механическую работу; например, растущий кристалл может поднимать положенный на него груз, развивая кристаллизационное давление порядка десятков кг/см^2 . В частности, кристаллы солей, образующиеся в порах бетонных плотин в морской воде, могут вызывать разрушение бетона... В перенасыщенных средах может происходить спонтанная кристаллизация, когда почти мгновенно возникает множество мелких кристалликов-зародышей...» [5]. «...В случае больших перенасыщений среды кристаллизационное давление велико и может проявляться в возникновении заметных усилий, которые растущий кристалл оказывает на препятствие, ограничивающее его рост; в резуль-

тате кристалл отодвигает это препятствие. Такими препятствиями могут служить другие (соседние) кристаллы той же твердой фазы при значительной их разориентировке... Если кристаллы ориентированы одинаково, то кристаллы срастаются... Ограничение подвижности возникающих кристалликов может определяться не только наличием замкнутого объема, но и первоначально возникшей пространственной сеткой. Тогда частицы получают возможность расти друг другу навстречу, зазор между ними постепенно уменьшается и достигаются условия, при которых становится уже достаточно вероятным перекидывание мостика-зародыша. Но в таком случае кристаллизационное давление должно привести к появлению упругих напряжений в растущих кристалликах и в тех участках ранее сформированного скелета, на которые опираются эти растущие кристаллики...» [6].

Изменяющиеся породы начинают давить во все стороны, что приводит к росту упругого напряжения в них, а затем и к их постепенному или скачкообразному выпиранию вверх, начиная с самых глубоких горизонтов. Увеличивающиеся в объеме породы с ростом выпирающего напряжения приподнимают вышележащие осадочные породы. Так начинается орогенный процесс и, в конце концов, бывшие впадины превращаются в огромные горные массивы и горные хребты. При этом края впадин ещё сохраняются в виде так называемых «предгорных краевых прогибов». На поверхности в центральной части таких хребтов преобладают вертикальные подвижки блоков пород, а по бортам поднявшиеся блоки за счёт сил гравитации наклоняются и заваливаются в сторону предгорных и межгорных впадин, часто возникают надвиговые структуры.

В тех же местах на ещё больших глубинах под впадинами с плотными осадками и под образовавшимися горными массивами с увеличенным объёмом горной массы также происходит *перекристаллизация пород кристаллического фундамента земной коры и верхней мантии*. Перекристаллизация пород в земной коре и верхней мантии также вызывается преимущественно повышенной амплитудой приливных гравитационных (от Солнца и Луны) смещений вышележащих локализованных избыточных масс в виде неоднородностей геологической среды с повышенной плотностью или увеличенным объёмом. Эти весомые неоднородности, с большей приливной силой притягиваясь к небесным телам, периодически растягивают нижележащую геологическую среду земной коры и верхней мантии. Тем самым они способствуют образованию и раскрытию в породах новых трещин, пустот и пор, которые тут же заполняются флюидами, вновь образованными минералами и веществом растущих кристаллов. Глубинный процесс периодической перекристаллизации в низах земной коры и в верхней мантии, вызываемый периодическим гравитационным смеще-

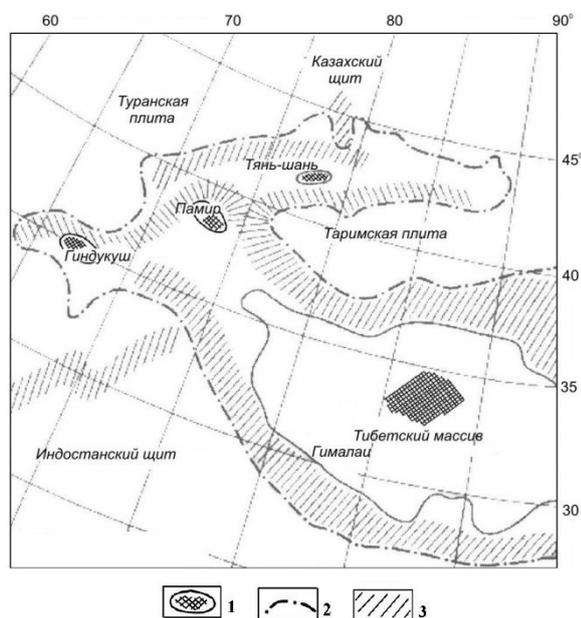
нием вышележащих избыточных масс, также носит экзотермический характер, сопровождается разуплотнением пород и увеличением их объёма с последующим возникновением выпирающего напряжения и вертикальных подвижек. Таким образом, и в этом случае породы разуплотняются и увеличиваются в объёме, что ведёт к накоплению сейсмотектонических напряжений в недрах Земли и последующему горообразованию на дневной поверхности. Экзотермический характер процесса кристаллизации и перекристаллизации пород в мощных геодинамических зонах с постоянным периодическим подогреванием, в конце концов, приводит к такому нагреванию геологической среды, что она приближается к состоянию расплавления. В низах земной коры и в верхней мантии образуются локализованные объёмы разогретого подземного пространства геологической среды, называемые многими исследователями астенолитами или горячими плюмами. И, как только возникают условия быстрого падения давления из-за образующихся трещин и разломов, геологическая среда в данном локализованном месте переходит в расплавленное состояние – магму, что ведёт к магматизму и вулканизму уже в верхней части земной коры.

Последствиями глубинной перекристаллизации пород под локальными впадинами с плотными терригенными осадками могут быть многие землетрясения со взбросовой составляющей подвижек в очаге типа Баканаского 25.09.1979 с магнитудой 5,9 и Кызылкумского 7.02.2009 с магнитудой 4,9 в Казахстане на глубинах 40 и 10 км, соответственно. Размеры Баканаской впадины 80×120 км с глубиной до 2 км. Размеры Северокызылкумской впадины 130×150 км с глубиной до 1,8 км.

Последствиями глубинной перекристаллизации пород *под горными массивами с увеличенным объёмом горной массы* являются землетрясения со взбросовым типом механизма очага, происходящие как в земной коре, так и в пределах верхней мантии на глубинах от первых до первых десятков и первых сотен километров. Такие землетрясения характерны для многих горных массивов как небольших, так и громадных, слагающих часто горные цепи. К ним могут быть отнесены горные поднятия в Центральном Казахстане и горные цепи Тянь-Шаня. Особенно сильно такой процесс могут характеризовать довольно частые глубокофокусные землетрясения, происходящие на глубинах до 200 - 300 км в пределах высокогорной области Памира и Гиндукуша.

Факт обширного разуплотнения пород под горными массивами может быть подтвержден двумя гигантскими региональными отрицательными гравитационными аномалиями в центральной части Евразийского континента. Первая из них, широко известная под названием Центрально-Казахстанский гравитационный минимум (ЦКГМ), расположена в центральной части Казахского щита (куда входят

горные массивы с отметками до 1000 - 1200 м над уровнем моря), вторая – Центрально-Азиатский гравитационный минимум (ЦАГМ) - в пределах области Высокой Азии, куда входят горные системы Тянь-Шаня, Тибета, Гималаев и Памира (рисунок 1). Интерпретация Центрально-Казахстанского и Центрально-Азиатского гравитационных минимумов позволила выделить региональные разуплотненные объекты в верхней мантии, пространственно совпадающие с зонами пониженных скоростей, низких электрических сопротивлений и повышенных тепловых параметров, геологическая природа которых увязывается с наличием глубинных мантийных астенолитов. Размеры и интенсивность отрицательной гравитационной аномалии области Высокой Азии намного превышают таковые Центрально-Казахстанского гравитационного минимума [7].



1 – локальные минимумы силы тяжести; 2 – контуры Центрально-Азиатского минимума силы тяжести; 3 – зоны высоких горизонтальных градиентов гравитационного поля

Рисунок 1. Схема регионального гравитационного поля Высокой Азии (по Юдахину Ф.Н. 2002 [7])

С геологической точки зрения можно охарактеризовать основные метаморфические процессы, происходящие с осадочными породами на большой глубине по мере их длительного накопления и уплотнения. Осадочные породы обломочной структуры начинают кристаллизоваться и превращаться в метаморфические породы, а затем в полнокристаллические, напоминающие по структуре магматические породы. Следует отметить, что истинно магматические породы образуются при остывании локализованных магматических расплавов. Часто процессу кристаллизации осадочных пород предшествует начальная стадия раскристаллизации, выраженная в появлении первых кристаллов в порфирировых выделениях. Этот процесс уместно назвать *порфиризацией*

ей. Такие породы по своей структуре похожи на эффузивные. Континентальные осадки или терригенные отложения, представленные преимущественно песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, после динамометаморфизма через сланцы, гнейсы и другие разновидности метаморфических пород превращаются чаще в гранитоидные породы - гранитогнейсы, граниты, гранодиориты, образуя гранитный слой. Этот процесс уместно назвать *гранитизацией*. Перекристаллизация пород на большой глубине, ведущая к гранитизации, сопровождается ионной диффузией металлов в кристаллах, когда ионы металлов перемещаются сначала к краям кристаллических решеток, а затем выходят из них в растворы восходящих флюидов в виде оксидов преимущественно Fe, Mg и Ca, а также Al. При гранитизации породы увеличиваются в объеме и разуплотняются. В гравитационном поле они отмечаются отрицательными гравитационными аномалиями.

Озёрные и морские осадки (преимущественно снесённые мелкообломочные терригенные и глинистые, а также органогенные) по мере накопления уплотняются и превращаются в песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, доломиты и известняки. Постепенно, оказавшись на большой глубине в земной коре, они также подвергаются порфиризации, кристаллизации. Часть из них превращается в мрамор, кальцифир. Богатые кремнезёмом осадочные породы при кристаллизации превращаются в кварциты. Подавляющая часть морских осадочных пород при кристаллизации и перекристаллизации с привнесением оксидов железа, магния, а также кальция и алюминия из восходящих флюидов с мантийных глубин превращаются в базальтоидные породы (андезиты, андезитобазальты, базальты). Этот процесс уместно назвать *базификацией*. Оказавшись на ещё больших глубинах, базальтоидные породы перекристаллизовываются и превращаются в более крупнокристаллические габброидориты, габбро и габброперидотиты. Все эти метаморфические процессы ведут к увеличению объёма пород и их последующему выпиранию наверх. При базификации породы, увеличиваясь в объёме, практически не разуплотняются за счёт привноса в их состав железа, магния, кальция, алюминия и других элементов. В гравитационном поле они часто отмечаются положительными аномалиями силы тяжести. Процесс базификации морских осадков в основании осадочной толщи наблюдается практически во всех крупных впадинах (Прикаспийской, Тургайской и др.). По вертикальному геологическому разрезу через Прикаспийскую впадину (рисунок 2) видно, как с глубиной осадочные терригенные отложения меняются (через порфиризацию) сначала на эффузивно-терригенные, затем на базальтоиды. С привнесением оксидов железа, магния в базальтоидах образуются ферромагнитные минералы, которые под действием магнитного поля Земли намагничиваются.

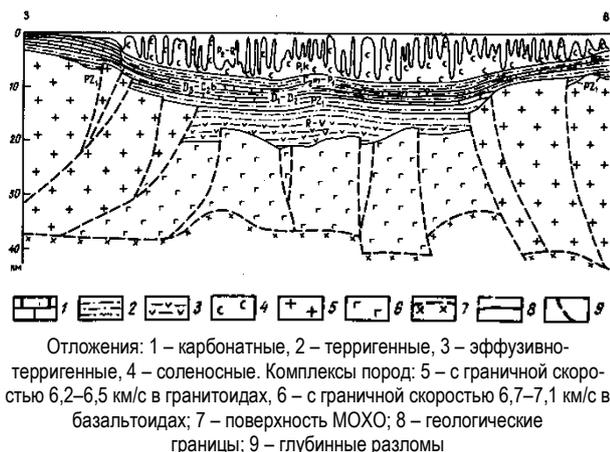
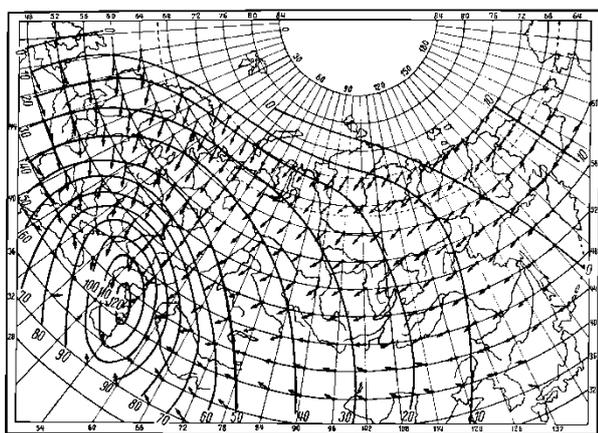


Рисунок 2. Геологический профиль через Прикаспийскую впадину (по Б. А. Соловьёву [8])

Общая намагниченность геологической среды района Прикаспийской впадины, а также всей впадины Каспийского моря, где происходят те же процессы, также увеличена (рисунок 3) - изопоры вертикальной составляющей вековой вариации магнитного поля Земли в районе Каспийского моря имеют наибольшие значения [9]. Такая динамика изменения магнитного поля в районе Каспия, свидетельствует о том, что в настоящее время процессы кристаллизации и перекристаллизации осадочных пород на глубине идут, что ведёт к увеличению их объёма и приподниманию вышележащих осадочных толщ. Этим процессом можно объяснить подъём уровня воды Каспийского моря в последнее время почти на 2 м - приподнимание толщ осадочных пород поднимает и ложе Каспийского моря.



Стрелки указывают величину и направление горизонтальной составляющей вектора вековой вариации магнитного поля

Рисунок 3. Изопоры вертикальной составляющей магнитного поля Земли (в гаммах) на территории СССР эпохи 1932,5 г. (по Б.Н. Яновскому [9])

Процессы метаморфизма с перекристаллизацией пород проходят повсеместно на больших региональных площадях, где действуют лунно-солнечные приливные силы. Следовательно, повсеместно при

периодической перекристаллизации породы в недрах Земли в какой-то мере находятся в напряжённом состоянии. Разрядка такого напряжённого состояния, по всей видимости, должна осуществляться в виде медленных восходящих подвижек всех частей региональных тектонических блоков в пределах всей тектоносферы от нижней границы верхней мантии до поверхности Земли. Это и есть *общий механизм прирастания недр Земли по объёму и массе* с учётом поступающих извне большого количества солнечной энергии, космического излучения и менее значительной массы космической пыли и метеоритного вещества. При самых грубых расчётах повсеместно на региональных площадях средняя величина приращения геологической среды по вертикали (или величина увеличения радиуса Земли) должна составить около 0,001 см в год (или 1 км за 100 млн. лет). *Расчёт приращения радиуса Земли с течением времени* опирается на явление постепенного удаления планет от Солнца [10, 11] с примерной скоростью в 5 - 10 см в год и на две эмпирически установленные зависимости: зависимость периодов вращения небесных тел вокруг своей оси от их размеров и зависимость орбитальной скорости планет от расстояния до центра Солнечной системы [12, 13]. Похожие значения увеличения мощности осадочных толщ с течением времени в больших морских и океанических впадинах, где подавляющую силу приливного взаимодействия забирает гидросфера, приводятся в трёхтомнике английского геолога Ч. Лайель (1797 - 1875) «Основы геологии», в котором показано, что 5 км слоистых толщ накапливаются на дне морей за 500 млн. лет [14].

В геодинамических активных зонах, включающих неоднородности геологической среды с повышенной плотностью под впадинами с плотными осадками или увеличенным объёмом пород под образовавшимися горными массивами, средняя величина вертикальных приращений при сейсмодинамических подвижках, вызванных глубинной перекристаллизацией пород с увеличением их объёма, может варьировать от первых сантиметров до первых десятков сантиметров в год. Правда, для горных областей это приращение серьёзно уменьшается одновременным процессом их разрушения и суммарный эффект приращения остаётся только в пределах первых сантиметров.

Периодичность многократной кристаллизации и перекристаллизации пород на глубине в недрах Земли может быть суточной, месячной, годовой. Суточная перекристаллизация связана с приливными действиями Луны на поверхность и недра Земли, когда они приподнимаются в приливном горбу и немного оттягиваются от ядерной части Земли. Общая амплитуда подъёма твёрдой геосферы в приливном горбу у поверхности Земли не превышает 0,5 м [15, 16]. В геодинамических активных зонах в местах нахождения локализованных избыточных масс, связанных

с неоднородностями геологической среды с повышенной плотностью или увеличенным объемом, амплитуда приподнимания частей твердой геосферы может быть гораздо больше (до первых метров). При этом создаются условия для возникновения дополнительных расширяющихся пространств внутри блоков пород, которые тут же заполняются поступающими из глубин флюидами и растущими кристаллами. Блоки пород увеличиваются в объеме, а плотность пород в них уменьшается. Затем после ослабления гравитационного приливного воздействия Луны блоки пород сжимаются, выдавливая вверх из созданных пространств флюиды. Но до первоначального состояния они сжаться не могут, так как часть пространства уже заполнена растущими кристаллами пород. Возникают напряжения давления (или выталкивания) на вышележащие породы. При повторении этого процесса со следующими лунными приливами напряжения выталкивания накапливаются и при переходе предела прочности происходит выпирание отдельных блоков пород и рост гор. Поэтому процесс периодической перекристаллизации пород на глубине является *сутью орогенного процесса*. Суточная перекристаллизация происходит два раза в сутки с ощутимым действием в течение примерно шести часов (в соответствии со временем прилива). *Месячная перекристаллизация* связана с периодическими местонахождениями Луны на дневном небосклоне, когда возрастает суммарная гравитационная притягивающая сила взаимодействия Луны и Солнца на недра Земли. При этом происходит тот же процесс оттягивания недр от ядерной части и возникновения дополнительного расширяющегося пространства. Такой период суммарного воздействия гравитации Луны и Солнца длится половину месяца. Нередко, именно в этот период срабатывает *спусковой механизм быстрого сбрасывания скопившихся сейсмотектонических напряжений*, приводящий к землетрясениям вплоть до катастрофических. Такими были катастрофическое Великое Японское землетрясение 11.03.2011 с магнитудой $M_w=9,0$ близ острова Хонсю, где за два дня до основного толчка произошло более слабое землетрясение с магнитудой 7,2 и где в последующие три дня произошло более 30 афтершоков с магнитудой более 6 [17], а также ощутимое Капчагайское землетрясение 01.05.2011 с магнитудой 5,9 близ Алматы.

Период годовой активизации процесса перекристаллизации недр связан с периодом приближения Земли к Солнцу и увеличением его гравитационного воздействия на недра Земли при движении по эллипсоидальной орбите вокруг Солнца. Такой период совпадает с периодом зимы (вернее с началом зимнего сезона) для северного полушария Земли. В этот период усиленного гравитационного воздействия Солнца, локализованные избыточные массы в недрах Земли дополнительно оттягиваются от ядерной части и растягивают геологическую среду, активи-

зируя процесс перекристаллизации пород в земной коре и в верхней мантии, что ведет к дополнительному накоплению в них упругих выпирающих напряжений. Следует отметить, что возникающая сейсмичность возрастает практически сразу с началом приближения Земли к Солнцу. Это можно видеть на диаграмме сезонной сейсмичности, построенной для территории Центральной Азии (рисунок 4).



Рисунок 4. Сезонная сейсмичность на территории Центральной Азии по месяцам года за исторический период по 2009 г.

В расчёт было принято 34 682 землетрясения, произошедшие за период с исторических времен до 2009 г., имеющие даты по месяцам года. Первый всплеск годовой сейсмичности (3 111 землетрясений) после небольшого затишья в июле происходит в августе месяце, когда планета Земля начинает отходить от точки летнего солнцестояния и заметно приближаться к Солнцу. Второй – большой всплеск сейсмичности (3 956 землетрясений), - приходится на октябрь месяц, когда скорость приближения Земли к Солнцу увеличивается и становится максимальной. В последующие зимние месяцы, с уменьшением скорости приближения к Солнцу, сейсмичность Земли уменьшается и выравнивается около средних значений по месяцам года.

Кроме вышеотмеченных периодов, влияющих на перекристаллизацию пород, могут быть и другие, например, 11-летние периоды солнечной активности, вызванные приближением Юпитера к Солнцу, а заодно и к Земле, при его движении по эллипсоидальной орбите. Периоды активизации процессов перекристаллизации пород на глубине, связанные с внешними факторами гравитационного воздействия небесных тел, в значительной степени объясняют, так называемую, *широтную сейсмичность Земли* [18], когда распространение и количество эпицентров землетрясений убывает от экватора к полюсам. Это связано с тем, что вращение небесных тел и их максимальное гравитационное воздействие друг на друга осуществляется в орбитальной плоскости, практически совпадающей с экваториальной плоскостью Земли.

В наше время следует принимать во внимание также техногенные периоды активизации процесса перекристаллизации пород в недрах Земли, приводящие к сейсмотектонической активизации. Они могут

быть связаны с быстрым и заметным уменьшением гравитационного воздействия вышележащих приповерхностных толщ Земли или искусственно созданных избыточных масс на поверхности земли (быстрое откачивание углеводородов в нефтяных пластах, сброс и быстрый расход запасов воды в водохранилищах и др.). Это вызывает уменьшение давления пород на глубине, появление пористости и раскрытие трещин, что активизирует процесс перекристаллизации пород в недрах. Явления заметного уменьшения гравитационного воздействия вышележащих приповерхностных толщ Земли могут быть и природными (например, при быстрой регрессии моря, быстрое таяние ледников).

Выводы

Накопление сейсмоструктурных напряжений в недрах Земли и последующее горообразование обусловлено в значительной степени многократной кристаллизацией и перекристаллизацией пород на глубине в геодинамических активных зонах с локализованной избыточной массой при периодических лунно-солнечно-земных приливных взаимодействиях. Чем контрастнее избыток массы на общем региональном фоне геологической среды, тем сильнее он

подвержен приливным воздействиям. Это ведёт к большему периодическому растягиванию глубинных участков недр в нижних частях земной коры и верхней мантии под избыточной массой, что способствует более активной и масштабной перекристаллизации пород. Породы при этом разогреваются и увеличиваются в объёме с уменьшением их плотности. В блоках изменяющихся пород скапливаются упругие напряжения. Связанные с ними землетрясения были, есть и будут. В одних местах эти процессы с изменением избыточных масс будут усиливаться, в других - ослабевать, но в обозримом периоде времени человеческой жизни и нескольких поколений это не будет заметно. Так Уральские горы стареют, в них процессы разрушения опережают рост гор. Соответственно ослабевает процесс накопления сейсмоструктурных напряжений в недрах Земли, связанный с перекристаллизацией пород. Сила, глубина и масштабы землетрясений будут зависеть от размеров активных геодинамических зон и от геофизических параметров геологической среды, т.е. от размеров локализованных впадин и от плотности осадков в них, а также и от размеров горных массивов с увеличенным объёмом горной массы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Резанов, И.А. Образование гор / И.А. Резанов.– М. : Наука, 1977. – 176 с.
2. Белоусов, В.В. Тектоносфера Земли: Взаимодействие верхней мантии и коры / В.В. Белоусов.–М. : Междуведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, 1991. – 72 с.
3. Мауленов, А.М. Введение в учение о Земле XXI века с новой (научной) минерацией алмазов / А.М. Мауленов . - Алматы: Онер, 2001. –598 с.
4. Дуничев, В.М. Геология XXII века / В.М. Дуничев.– Южно-Сахалинск : Издат. дом "Welcome", 2002. – 162 с.
5. БСЭ / под ред. А.А. Чернова, 1969-1978. [Электронный ресурс] – Кристаллизация. – Режим доступа: <<http://slovari.yandex.ru/~книги/БСЭ/Кристаллизация/>>– загл. с экрана.
6. Шукин, Е.Д. О срастании кристаллов при образовании дисперсных кристаллизационных структур / Е.Д. Шукин, Е.А. Амелина, П.А. Ребиндер //Юридическая библиотека [Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://bookzie.com/book_420_glava_30_SRASTANII_KRISTALLOV_PRI_OBRAZ.html>, свободный– загл. с экрана в названии главы 3.
7. Истекова, С.А. Сопоставление особенностей гравитационного поля Центрального Казахстана и области Высокой Азии / С.А. Истекова // Электронная библиотека Каз. НТУ [Электронный ресурс], 19.06.2007. – Режим доступа:http://e-lib.kazntu.kz/sites...articles/istekova_2007_6.pdf, свободный – загл. с экрана.
8. Соловьев, Б.А. Этапы эволюции и нефтегазоносность осадочного чехла Прикаспийской впадины / Б.А. Соловьев // Геология нефти и газа, 1992. – № 8. – С. 13–18.
9. Яновский, Б.М. Земной магнетизм / Б.М. Яновский. – М.: Гос. изд-во тех.-теорет. лит., 1953. – 592 с.
10. Паршаков, Е.А. Глава 5. Эволюция Солнечной системы / Е.А. Паршаков // Происхождение и развитие Солнечной системы. - Электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.parshakov.com/index.php?Lev=glava5#m1>, свободный – загл. с экрана.
11. Родионов, В.Н. Механическое взаимодействие планет и Солнца / В.Н. Родионов,. - [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.rwpbb.ru/geo/mv2/>– загл. с экрана.
12. Великанов, А.Е. О природе магнитного поля Земли и передвижении магнитных и географических полюсов / А.Е. Великанов // Геофизика XXI столетия: 2005 год. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений имени В.В. Федынского (3 – 5 марта 2005 г., Москва). – М.: Научный мир, 2006.– С.459–466.
13. Великанов, А.Е. О природе солнечных пятен или нам ещё предстоит открытие новых планет (протопланет) / А.Е. Великанов // Геофизика XXI столетия: 2006 год: Сб. трудов Восьмых геофизических чтений имени В.В. Федынского (2 – 4 марта 2006 г., Москва). – Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2007. – С. 458–464.
14. Дуничев, В. М. Вымыслы и реалии в естествознании. / В.М. Дуничев //.– 138 с. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: www.science.sachalin.ru/Geography/DVM/2003/Index.html– загл. с экрана.
15. Попов, П.И. Астрономия / П.И. Попов, К.Л. Баев, Б.А. Воронцов-Вельяминов, Р.В. Куницкий – М.: Гос. уч.-пед. изд-во наркомпроса РСФСР, 1940. - 572 с.
16. Солнечная система. Земля – Луна //Материалы школы Келдыша (школа 1260) . - [Электронный ресурс]. – Режим доступа:http://schools.keldysh.ru/sch1216/materials/sun_sys_do/moon_3.html, архивный – загл. с экрана.

17. Михайлова, Н.Н., Японское землетрясение 11.03.2011 г. и его афтершоки по записям станций НЯЦ РК / Н.Н. Михайлова, Н.А. Сейнасинов // Вестник НЯЦ РК, 2011. – Вып. 3. – С. 154 – 158.
18. Хачикян, Г.Я. Пространственное распределение максимальных глубин и максимальных магнитуд землетрясений в зависимости от Х и Н компонент геомагнитного поля / Г.Я. Хачикян, Г.Г. Стихарная, А.П. Стихарный, Н.Ф. Солоницына // Журнал проблем эволюции открытых систем.– Алматы. :Эверо, 2004. – Вып. 6. - Т.2. – С. 90–97.

ШОҒЫРЛАНУДЫҢ БІР СЕБЕБІ – ТАУЖЫНЫСТАРДЫҢ КРИСТАЛДАНУЫ МЕН ҚАЙТА КРИСТАЛДАНУЫ

Великанов А.Е.

Геофизикалық зерттеулер институты, Курчатов, Қазақстан

Тектоникалық жарылымдар, жерсілкінулер және таужаралымдары пайда болудың себептерін түсіндіру үшін жер қойнауы мен жоғарыдағы мантияда сеймотектоникалық кернеулері шоғырланудың тағы бір механизмі ұсынылады. Бұл механизм кезеңділік айлық-күндік-жерлік лықсуларда жоғарыдағы шектелген артық массалардың кезеңділік гравитациялық жылжуымен тудырылатын тереңдегі таужыныстар мен минералдардың көп реттік кристалдану мен қайта кристалдануында негізделген.

CRYSTALLIZATION AND RECRYSTALLIZATION OF ROCKS – ONE OF THE REASONS OF SEISMOTECTONIC STRESS ACCUMULATION IN THE EARTH INTERIOR

A.E. Velikanov

Institute of Geophysical Research Kurchatov, Kazakhstan

To explain the causes of the tectonic faults appearance, the occurrence of earthquakes and mountain forming, another mechanism of seismotectonic stresses accumulation in the earth's crust and upper mantle is proposed. This mechanism is based on repeated crystallization and recrystallization of rocks and minerals at depth caused by the periodic gravitational displacement of the overlying localized excess mass at periodic lunar-solar-terrestrial tidal interactions.

СПИСОК АВТОРОВ

- Fyen J., 5
Heck S., 127
Le Pichon A., 30
Richard P.G., 127
Roth M., 5
Schaff D.P., 127
Schweitzer J., 5
Slinkard M., 127
Smirnov A.A., 36
Tailpied D., 30
Veniaminov N.N., 50
Young S., 127
Абасеев С.С., 26
Алещенко И.Б., 67
Алипбеки О.А., 79
Аристова И.Л., 120, 132
Аронов А.Г., 111
Асминг В.Э., 42
- Беляшов А.В., 84, 92
Берёзина А.В., 67
Великанов А.Е., 120, 160
Виноградов Ю.А., 42
Воронин А.И., 42
Горбунова Э.М., 71, 98
Джураев Р.У., 20
Кабжанова Г.Р., 79
Кальметьева З.А., 15
Копничев Ю.Ф., 153
Курбанов К.Б., 26
Ларина Т.Г., 92
Максут Ж.Ж., 79
Маматкулова З.С., 20
Махметова А.А., 79
Мельник Е.А., 84
Михайлова Н.Н., 120, 132, 144
Молдобеков Б.Д., 15
- Мукамбаев А.С., 132
Негматуллаев С.Х., 20
Першина Е.В., 67
Погода Э.В., 150
Полешко Н.Н., 144
Романов А.М., 107
Роскин О.К., 42
Русинова Л.А., 92
Рябова С.А., 98
Соколова И.Н., 58, 67, 153
Спивак А.А., 98
Суворов В.Д., 84
Улубиева Т.Р., 20
Федоров А.В., 42
Чигерев Е.Н., 42
Шайторов В.Н., 92
Шелехова О.Х., 92

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 подрисовочных 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 разрешениями 600 dpi.
- Математические формулы в тексте должны быть набраны как объект Microsoft Equation или MathType. Химические формулы и мелкие рисунки в тексте должны быть вставлены как объекты Рисунок Microsoft Word. Следует нумеровать лишь те формулы, на которые имеются ссылки.

К статье прилагаются следующие документы:

- 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. У.П. Козтаева
тел. (722-51) 2-33-35, E-mail: KOZTAEVA@NNC.KZ

Технический редактор И.Г. Перепелкин
тел. (722-51) 2-33-33, E-mail: IGOR@NNC.KZ

Адрес редакции: 071100, Казахстан, г. Курчатов, ул. Красноармейская, 2, зд. 054Б
<http://www.nnc.kz/vestnik>

© Редакция сборника «Вестник НЯЦ РК», 2015

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

