

O‘ZBEKISTON RESPUBLIKASI FANLAR AKADEMIYASI

АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН

ACADEMY OF SCIENCES OF THE REPUBLIC OF UZBEKISTAN

**SEISMOLOGIYA
MUAMMOLARI**

**ПРОБЛЕМЫ
СЕЙСМОЛОГИИ**

**PROBLEMS
SEISMOLOGY**

№ 2

ТОМ 4

2022

Jurnal 2019-yildan yiliga ikki marta nashr etiladi

Журнал издается с 2019 года по два номера в год

The magazine has been published since 2019 for two issues per year

Toshkent 2022

TAHRIR XAY'ATI

Tahrir kengashi raisi:

Rafikov Vaxob
Asomovich,
g.f.d.

Bosh muharrir o'rinbosari:

Ismailov Vaxitxan Alixanovich
g.-m.f.d., prof.

Bosh muharrir:

Abdullabekov Kaxarboy
Nosirbekovich
f.-m.f.d., akad.

Mas'ul kotib:

Nurmatov Ulfat Amanovich,
f.-m.f.n.

Tahrir hay'ati a'zolari:

Abdraxmatov Kanatbek Yermekovich, g.-m.f.d., prof. (*Qirg'iziston*); **Abdullabekov Kaxarboy Nasirbekovich**, f.-m.f.d., akad. (*O'zbekiston*); **Akbarov Xabibulla Asatovich**, g.-m.f.d., akad. (*O'zbekiston*); **Pulod Aminzoda**, t.f.d. (*Tojikiston*); **Atabaev Dilshod Xusainbaevich**, g.-m.f.d., dos. (*O'zbekiston*); **Etirmishli Gurban Djalal o'g'li**, g.-m.f.d., *Ozarbayjon Milliy fanlar akademiyasi muxbir-a'zosi* (*Ozerbayjon*); **Ibragimov Alisher Xaydarovich**, f.-m.f.n. (*O'zbekiston*); **Ibragimova Tatyana Lyudvigovna**, f.-m.f.d. (*O'zbekiston*); **Ismailov Vaxitxan Alixanovich**, g.-m.f.d., prof. (*O'zbekiston*); **Kevin Makkey**, (PhD) (*AQSh*); **Kopylova Galina Nikolaevna**, g.-m.f.d. (*Rossiya*); **Maksudov Sabitjan Xamidovich**, f.-m.f.d., prof. (*O'zbekiston*); **Mixaylova Natalya Nikolaevna**, f.-m.f.d., prof. (*Qozog'iston*); **Nurmatov Ulfat Amanovich**, f.-m.f.n. (*O'zbekiston*); **Nurtaev Baxtiev Sayfullaevich**, f.-m.f.n. (*O'zbekiston*); **Paul Wordsworth**, (PhD) (*Buyuk Britaniya*); **Radjabov Shuxrat Sayfullaevich**, g.-m.f.d., prof. (*O'zbekiston*); **Richard Walker**, prof. (*Buyuk Britaniya*); **Robert Mellors**, (*AQSh*); **Solovyov Anatoliy Aleksandrovich**, f.-m.f.d., chl.-korr. RAN (*Rossiya*); **Tuychiev Axmadjon Ismailovich**, f.-m.f.d. (*O'zbekiston*); **Xamidov Lutfulla Abdullaevich**, f.-m.f.d. (*O'zbekiston*); **Yusupov Valijon Rustamovich**, g.-m.f.f.d. (PhD) (*O'zbekiston*); **Yusupov Shuxrat Sakidjanovich**, g.-m.f.d. (*O'zbekiston*).

Jurnalda chop etilgan materiallardan foydalanilganda "Seismologiya muammolari" ilmiy jurnalidan olindi, deb ko'rsatilishi shart. Maqolada keltirilgan dalillar va ma'lumotlar uchun mualliflar javobgar. Tahririyat taqrizdan o'tamagan maqolalarni qaytarish majburiyatini olmagan.

Jurnalning elektron shaklida joylashtirilgan barcha materillar nashr qilingan hisoblanadi va mualliflik huquqi ob'ekti sanaladi.

"Seismologiya muammolari" ilmiy jurnali O'zbekiston Respublikasi Matbuot va axborot agentligi tomonidan 2019 yil 8 aprelda № 1013-raqam bilan ro'yxatdan o'tkazilgan.

Ta'sischi: O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi Seismologiya instituti.

Tahririyat manzili: O'zbekiston, 100128, Toshkent shahri, Shayxontoxur tumani, Zulfiyaxonim ko'chasi, 3-uy. Tel.: +998 71 241-51-70; +998 71 241-44-80. E-mail: seismologiya@mail.ru. Website: www.seismos.uz

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Председатель редакционной коллегии:

Рафигов Вахоб

Асомович,

д.г.н.

Заместитель главного редактора:

Исмаилов Вахитхан Алиханович

д.г.-м.н., проф.

Главный редактор:

Абдуллабеков Кахарбой

Носирбекович

д.ф.-м.н., акад.

Ответственный секретарь:

Нурматов Улфат Аманович,

к.ф.-м.н.

Члены редакционной коллегии:

Абдрахматов Канатбек Ермекович, д.г.-м.н., проф. (Киргизия); **Абдуллабеков Кахарбой Носирбекович**, д.ф.-м.н., акад. (Узбекистан); **Акбаров Хабибулла Асатович**, д.г.-м.н., акад. (Узбекистан); **Пулод Аминзода**, д.т.н. (Тажикистан); **Атабаев Дилшод Хусайнбаевич**, д.г.-м.н., доц. (Узбекистан); **Етирмишли Гурбан Джалал ўғли**, д.г.-м.н., член-корр. НАНА (Азербайджан); **Ибрагимов Алишер Хайдарович**, к.ф.-м.н. (Узбекистан); **Ибрагимова Татьяна Людвиговна**, д.ф.-м.н. (Узбекистан); **Исмаилов Вахитхан Алиханович**, д.г.-м.н., проф. (Узбекистан); **Кевин Маккей PhD (США)**; **Копылова Галина Николаевна**, д.г.-м.н. (Россия); **Максудов Сабитжан Хамидович**, д.ф.-м.н., проф. (Узбекистан); **Михайлова Наталья Николаевна**, д.ф.-м.н., проф. (Казахстан); **Нурматов Улфат Аманович**, к.ф.-м.н. (Узбекистан); **Нуртаев Бахтиер Сайфуллаевич**, к.ф.-м.н. (Узбекистан); **Paul Wordsworth, PhD (Великобритания)**; **Раджабов Шухрат Сайфуллаевич**, д.г.-м.н., проф. (Узбекистан); **Richard Walker, PhD, проф. (Великобритания)**; **Роберт Меллорс, PhD, проф. (США)**; **Соловьёв Анатолий Александрович**, д.ф.-м.н., чл.-корр. РАН (Россия); **Туйчиев Ахмаджан Исмаилович**, д.ф.-м.н. (Узбекистан); **Хамидов Лутфулла Абдуллаевич**, д.ф.-м.н. (Узбекистан); **Юсупов Валижон Рустамович, PhD (Узбекистан)**; **Юсупов Шухрат Сакиджанович**, д.г.-м.н. (Узбекистан).

При использовании материалов, опубликованных в журнале, следует указать, что они взяты из научного журнала «Проблемы сейсмологии». Авторы несут ответственность за факты и информацию, представленные в статье. Редакция не берет на себя обязательство возвращения статей, не прошедших рецензирование.

Все материалы, размещенные в электронном варианте журнала, считаются опубликованными и являются объектами авторского права.

Научный журнал «Проблемы сейсмологии» зарегистрирован Агентством по печати и информации Республики Узбекистан 8 апреля 2019 г. под номером № 1013.

Учредитель: Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан.

Адрес редакции: Узбекистан, 100128, г. Ташкент, Шайхантахурский район, ул. Зульфияханум, 3. Тел.: +99871 241-51-70; +99871 241-44-80. E-mail: seismologiya@mail.ru. Website: www.seismos.uz

EDITORIAL BOARD

Chairman of the Editorial board:

Rafikov Vahob

Asomovich,

D.Sc. in Geog.

Deputy Chief Editor:

Ismailov Vahidkhan Alikhanovich,

D.Sc. in Geol. & Min., Prof.

Editor-in-Chief:

Abdullabekov Kakhkharboy

Nosirbekovich,

D.Sc. in Phys. & Math., Acad.

Assistant Editor:

Nurmatov Ulfat Amanovich,

PhD in Phys. & Math.

Members of the Editorial Board:

Abdrakhmatov Kanatbek Ermekovich, *D.Sc. in Geol. & Min., Prof. (Kyrgyzstan)*; **Abdullabekov Kakhkharboy Nosirbekovich**, *D.Sc. in Phys. & Math., Acad. (Uzbekistan)*; **Akbarov Khabibulla Asatovich**, *D.Sc. in Geol. & Min., Acad. (Uzbekistan)*; **Pulod Aminzoda**, *D.Sc. in Geol. & Min. (Tajikistan)*; **Atabaev Dilshod Khusainbaevich**, *D.Sc. in Geol. & Min., Doc. (Uzbekistan)*; **Etirmishli Gurban Jalal oqli**, *D.Sc. in Geol. & Min. (Azerbaijan)*; **Ibragimov Alisher Khaidarovich**, *PhD in Phys. & Math. Sc. (Uzbekistan)*; **Ibragimova Tatyana Ludvigovna**, *D.Sc. in Phys. & Math. (Uzbekistan)*; **Ismailov Vahidkhan Alikhanovich**, *D.Sc. in Geol. & Min., Prof. (Uzbekistan)*; **Kevin Mackey**, *PhD (USA)*; **Kopylova Galina Nikolaevna**, *D.Sc. in Geol. & Min. (Russia)*; **Maksudov Sabit Khamidovich**, *D.Sc. in Phys. & Math., Prof. (Uzbekistan)*; **Mikhailova Natalya Nikolaevna**, *Prof. D.Sc. in Phys. & Math. (Kazakhstan)*; **Nurmatov Ulfat Amanovich**, *PhD (Uzbekistan)*; **Nurtaev Bakhtiyor Saifullaevich**, *PhD (Uzbekistan)*; **Paul Wordsworth**, *PhD (United Kingdom)*; **Radjabov Shukhrat Saifullaevich**, *D.Sc. in Geol. & Min., (Uzbekistan)*; **Richard Walker**, *D.Sc. Prof. ((United Kingdom)*; **Robert Mellors**, *D.Sc. (USA)*; **Solovyov Anatoly Alexandrovich**, *D.Sc. in Phys. & Math., Corresponding Member RAS (Russia)*; **Tuychiev Akhmadjon Ismailovich**, *D.Sc. in Phys. & Math. (Uzbekistan)*; **Khamidov Lutfulla Abdullaevich**, *D.Sc. in Phys. & Math. (Uzbekistan)*, **Yusupov Valijon Rustamovich**, *PhD (Uzbekistan)*; **Yusupov Shukhrat Sakidjanovich**, *D.Sc. in Geol. & Min. (Uzbekistan)*.

When using materials published in the journal, it should be noted that they are taken from the scientific journal "Problems of Seismology". The authors are responsible for the evidence and information presented in the article. The Editorial Board do not undertake obligation to return articles that have not passed peer review.

All materials posted in the electronic form of the journal are considered published and protected by copyright.

The scientific journal "Problems of Seismology" is registered in the Press and Information Agency of the Republic of Uzbekistan on April 8, 2019 under the number № 1013.

Founder: Institute of Seismology of the Academy of Sciences Republic of Uzbekistan.

Editorial office address: 3, Zulfiyaxanum str., Shaykhantohur district, Tashkent, 100128, Uzbekistan, Тел.: +998 71 241-51-70; +998 71 241-44-80. E-mail: seismologiya@mail.ru. Website:www.seismos.uz

SEYSMIK XAVFNI BAHOLASH VA SEYSMIK RAYONLASHTIRISH

УДК 550.34

О РАЗЛИЧИЯХ В ОЦЕНКАХ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА ПРИ ПРИМЕНЕНИИ ВЕРОЯТНОСТНО- ДЕТЕРМИНИСТИЧЕСКОГО И ВЕРОЯТНОСТНОГО ПОДХОДОВ

Р.С. Ибрагимов, Т.Л. Ибрагимова, М.А. Мирзаев, С.Х. Ашуров

*Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент
ibrroma@yandex.ru*

Аннотация. Проведено сопоставление оценок сейсмической опасности территории Узбекистана, полученных при одних и тех же входных параметрах, но с использованием различных методологических подходов – подхода Ю.В.Ризниченко, базирующегося на теории макросейсмической и спектрально-временной сотрясаемости, и классического вероятностного подхода Cornell, основанного на теореме о полной вероятности. В качестве моделей сейсмических источников рассматривались линейно протяженные источники – сейсмогенерирующие зоны и площадные источники – квазигомогенные сейсмологические провинции. При оценке сейсмической опасности исследуемой территории в показателях макросейсмической интенсивности, наряду с зависимостью Н.В.Шебалина, полученной по мировым данным ($I = 1,5M-3,5 \lg R+3$), использовался ряд авторских зависимостей затухания, установленных на основе анализа схем изосейст землетрясений Центральной Азии. Для оценки сейсмической опасности в инженерных показателях сейсмических воздействий в качестве уравнения движений грунта использовались встроенные в программный комплекс CRISIS зависимости, разработанные за последние 10-12 лет для неглубокой активной коры и стабильных регионов. Для вероятности $P = 0,90$ не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет максимальные различия в оценках сейсмической опасности при применении двух рассматриваемых подходов на всей сейсмоактивной части исследуемой территории составляют значение $\Delta I = 0,39$ балла, для вероятности $P = 0,95$ – $\Delta I = 0,54$ балла, для вероятности $P = 0,98$ – $\Delta I = 0,61$ балла и для вероятности $P = 0,99$ – $\Delta I = 0,76$ баллов. Аналогичное сопоставление оценок сейсмической опасности в значениях величин максимальных ускорений колебаний грунта приводит к следующим цифрам: при $P = 0,90$ – $\Delta a_{\max} = 75$ см/с²; при $P = 0,95$ – $\Delta a_{\max} = 111$ см/с²; при $P = 0,98$ – $\Delta a_{\max} = 167$ см/с²; при $P = 0,99$ – $\Delta a_{\max} = 273$ см/с².

Ключевые слова: сейсмическая опасность, сейсмические источники, законы затухания, сейсмический потенциал, ускорения колебаний грунта, сейсмическая интенсивность, макросейсмическая сотрясаемость, вероятностный анализ сейсмической опасности.

Введение. Территория Узбекистана характеризуется сложным тектоническим строением и высоким уровнем сейсмической активности. Его восточная часть относится к орогенным сооружениям Западного Тянь-Шаня, западная – к Туранской платформе. На территории Узбекистана и в сопредельных с ним областях как за исторический период времени, так и на современном этапе неоднократно происходили землетрясения с магнитудой $M \geq 7,0$ и интенсивностью сотрясений в эпицентре $I_0 = 9-10$ баллов по шкале MSK-64. Поэтому проблема обеспечения сейсмической безопасности республики весьма актуальна. За последние 30 лет сейсмическое районирование территории Узбекистана проводилось как в рамках национальных программ по уменьшению последствий сильных землетрясений [Абдуллабеков и др., 2002; Артиков и др., 2013; Artikov et al., 2020a], так и в рамках крупных международных проектов по оценке сейсмической опасности Центральной Азии [Ulomov, 1999; Zhang et al., 1999; Ullah et al., 2015; Earthquake Hazard, 2015; Earthquake Hazard Assessment]. При реализации национальных программ по оценке сейсмической опасности территории Узбекистана, как и в ряде других стран постсоветского пространства, длительное время использовался так называемый вероятностно-детерминистический подход к оценке сейсмической опасности, основанный на теории макросейсмической и спектрально-временной сотрясаемости, предложенный в работах Ю.В. Ризниченко [Сейсмическая сотрясаемость, 1979; Ризниченко и др., 1984]. При реализации практически всех международных проектов (не считая проект

GSHAP [Ulomov, 1999; Zhang et al, 1999], 1999 г.) оценка сейсмической опасности проводилась в рамках классического вероятностного анализа сейсмической опасности Cornell [Cornell, 1968], McGuire [McGuire, 2004] и др.

В 2017 г. в рамках подхода Ю.В. Ризниченко для территории Узбекистана была разработана серия карт, выражающих сейсмическую опасность в баллах макросейсмической шкалы MSK-64, скоростях и ускорениях колебаний грунта для вероятностей $P = 0,90$, $P = 0,95$, $P = 0,98$ и $P = 0,99$ не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет [Artikov et al, 2020b; Артиков и др., 2018]. Карта сейсмического районирования в баллах макросейсмической шкалы для вероятности $P = 0,98$ (период повторяемости сейсмических воздействий 2500 лет) в 2019 г. была утверждена Министерством строительства РУз в качестве нормативной для проведения антисейсмических мероприятий на территории республики. Выбор данного периода повторения сотрясений во многом определялся пожеланиями проектировщиков и строителей сохранить преемственность с картой ОСР-78, на которой базируются строительные нормы Узбекистана, и при построении которой за основу линий, разграничивающих зоны различной макросейсмической балльности, принимались изолинии карт сотрясений различной интенсивности с периодом повторения $T = 2000$ лет [Сейсмическое рай., 1980].

Детальный сопоставительный анализ подхода Ю.В. Ризниченко, основанный на теории сотрясаемости [Сейсмическая сот., 1979; Ризниченко и др., 1984], с классическим вероятностным подходом к оценке сейсмической опасности, опирающимся на теорему о полной вероятности, приведен во множестве исследований (см., например, Ю.К.Чернов [Чернов, 1989], Bindi et al [Bindi et al, 2015] и др.). Следует подчеркнуть, что оба подхода примерно в равной степени позволяют учитывать эпистемическую неопределенность в параметрах моделей сейсмических источников и сейсмических воздействий. Эффективным инструментом такого учета является построение логического дерева. Вместе с тем, в упомянутых выше работах отмечается, что в рамках подхода Ю.В. Ризниченко не учитывается алеаторная изменчивость в уравнениях движения грунта. Поэтому для каждого фиксированного уровня сейсмических воздействий количество сейсмических событий, способных обеспечить этот уровень, в рамках вероятностного подхода существенно больше, чем в рамках подхода Ю.В. Ризниченко, а это, в свою очередь, ведет к тому, что последний недооценивает сейсмическую опасность. При одних и тех же входных параметрах различия в оценках опасности при применении упомянутых подходов возрастают с ростом требуемой вероятности не превышения уровня сейсмических воздействий в течение заданного промежутка времени, а для фиксированной вероятности не превышения – с увеличением значения среднеквадратического отклонения σ в используемых уравнениях движения грунта и ростом значения угла наклона графика повторяемости землетрясений (параметр b) сейсмических источников, оказывающих значимые сейсмические воздействия на исследуемую площадку [Bindi et al, 2015].

В данной статье проводится сопоставление оценок сейсмической опасности, полученных в результате реализации названных подходов для территории Узбекистана. Такое сопоставление актуально в связи с запланированным на ближайшие годы переходом Узбекистана к международным строительным нормам, которые базируются на вероятностных оценках сейсмической опасности. Оно позволяет сравнить прогнозные оценки опасности (для больших периодов повторения сотрясений 2000-2500 лет), полученные в рамках подхода Ю.В. Ризниченко и закреплённые в действующих строительных нормах республики, с оценками воздействий, получаемых в рамках вероятностного подхода, при различном выборе вероятности не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет.

Краткое описание анализируемых подходов

Вероятностно-детерминистический подход Ю.В. Ризниченко, основанный на теории макросейсмической и спектрально-временной сотрясаемости [Сейсмическая сот., 1979; Ризниченко и др., 1984], часто называют вероятностно-детерминистическим. Вероятность превышения каждого фиксированного уровня сейсмического воздействия в течение заданного промежутка времени в рамках данного подхода определяется исходя из частоты повторения сотрясений этого уровня, которая рассчитывается на основе средних значений в параметрах сейсмического режима сейсмических источников (сейсмический потенциал M_{max} , коэффициенты a и b графика повторяемости землетрясений, толщина сейсмоактивного слоя H и т. д.) и медианных характеристик в законах затухания сейсмических воздействий. Разброс в статистических оценках значений этих параметров в рамках подхода Ю.В. Ризниченко в расчет не принимается.

Частота повторения сейсмических воздействий с уровнем, равным или выше заданного (будь то макросейсмическая интенсивность $I \geq I_0$, скорость или же ускорение колебаний грунта $v_{max} \geq v_0$, $a_{max} \geq a_0$) находится путем расчета так называемого интеграла сотрясаемости [Сейсмическая сот., 1979; Ризниченко и др., 1984]:

$$B_{I_0} = \int_V N_{\Sigma} dV, \quad (1)$$

где N_{Σ} – отнесенное к единице времени и объема ожидаемое количество землетрясений, очаги которых расположены в элементарных объемах dV , и способны вызвать в пункте наблюдения сотрясения с интенсивностью не менее I_0 баллов (скорость колебаний грунта $v_{max} \geq v_0$, или же ускорение $a_{max} \geq a_0$).

На практике, с целью расчета этого интеграла, весь район исследования покрывается элементарными ячейками. Центру ячейки приписываются параметры того источника, в который он попал (сейсмический потенциал – M_{max} , параметры повторяемости землетрясений – отнесенное к минимальной представительной магнитуде M_0 , значение сейсмической активности $A_{M=M_0}$ и угол наклона графика повторяемости b , толщина сейсмоактивного слоя H и т. д.). Рассчитывается расстояние от центра каждой ячейки до расчетной точки. Фиксируется определенный уровень сейсмического воздействия (например, $I_0 = 6$ баллов, или же $a_{max} = 0,1g$). По известному расстоянию от точки источника до пункта, для которого рассчитывается сейсмическое воздействие, определяется минимальная магнитуда источника M^1 , которая может обеспечить этот уровень воздействия при медианном значении в выбранном законе затухания. В оригинальных работах Ю.В. Ризниченко [Сейсмическая сот., 1979; Ризниченко и др., 1984], когда в качестве уравнений движений грунта использовались простейшие законы затухания, например, зависимости в форме Блейка-Шебалина, магнитуда M^1 находилась непосредственно путем разрешения уравнения $I = f(M, R)$ (или же $a_{max} = f(M, R)$) относительно магнитуды M . Современные уравнения движения грунта имеют значительно более сложный вид, чем зависимости типа Блейка-Шебалина или Ковеслигети и, зачастую, содержат более 10 коэффициентов, что не позволяет непосредственно выразить магнитуду M^1 через остальные параметры. В этом случае применяется итерационная процедура. Проверяется, достигается ли заданный уровень сейсмического воздействия при значении M_{max} : если нет, то данная ячейка не рассматривается, если да, то с определенным шагом по уменьшению M_{max} находится та магнитуда M^1 , которая обеспечивает этот фиксированный уровень воздействия a_{max} . Затем по графику повторяемости землетрясений с учетом сейсмической активности и площади элементарной ячейки вычисляется общее количество таких воздействий в диапазоне от магнитуды M^1 до максимальной возможной магнитуды M_{max} [M^1 ; M_{max}] в данной ячейке. Эта процедура продлевается по всем центрам ячеек исследуемой территории, и суммируется общее количество воздействий фиксированного уровня на объекте в единицу времени (1 год) от совокупности источников. Далее меняется уровень воздействия, и проводится та же процедура. Тем самым определяется средняя частота повторения воздействий каждого уровня на объекте. Отметим, что в рамках подхода Ю.В. Ризниченко, магнитуда M^1 не является случайной величиной. При заданном уровне воздействия (I_0, v_0, a_0) она однозначно определяется из закона затухания для любой пары (M, R), т. е. алеаторные неопределенности в уравнениях движения грунта не учитываются.

Вероятностный подход С.А. Cornell. Теоретические основы вероятностного анализа сейсмической опасности (ВАСО) описаны во множестве работ [Cornell, 1968; McGuire, 2004]. Целью ВАСО является оценка средней годовой частоты превышения каждого уровня различных параметров движения грунта (кривая опасности).

Пусть для анализа сейсмической опасности выбрано уравнение движения грунта $g(m, r)$, определяющее зависимость значения логарифма различных параметров колебаний грунта $\ln S_a$ от сейсмического события с магнитудой m , расположенного на расстоянии r от площадки, для которой оценивается опасность. Обычно зависимость затухания представляется регрессионным соотношением, построенным на основе баз данных по сильным движениям грунта исследуемого региона, или же региона с аналогичными характеристиками земной коры и, как правило, имеет вид [Douglas, 2015]:

$$g(m, r) = \ln S_a = c_1 + c_2 m + c_3 m^2 - c_4 \ln r + c_5 r + c_6 F + c_7 S + \sigma_{\ln S_a}, \quad (2)$$

где $c_1 - c_7$ – регрессионные коэффициенты, а F и S описывают, соответственно, зависимость от типа движения на разломе и от грунтовых условий площадки. Считается, что ошибка между реальными и прогнозными значениями движения грунта $\ln S_a$ описывается нормальным распределением в

каждой точке (m, r) с нулевым средним и стандартным отклонением σ_{lnSa} . (при оценке сейсмической опасности в терминах макросейсмической интенсивности уравнение движение грунта записывается не в логарифмическом, а в обычном виде $I = I(m, r)$, и полагается, что ошибка между реальными и прогнозными значениями интенсивности σ_I подчиняется нормальному закону).

Доля событий с магнитудой m , происходящих на расстоянии r от пункта, для которого оценивается опасность, вызывающих сейсмическое воздействие S_a большее или равное a , дается выражением:

$$\Phi\left(\frac{\ln a - g(m, r)}{\sigma}\right), \quad (3)$$

где Φ' есть дополнительная функция распределения стандартной нормальной величины. Поэтому доля всех событий в источнике, воздействие от которых равны или превышают a , будет:

$$\iint \Phi'\left(\frac{\ln a - g(m, r)}{\sigma}\right) f_R(r) f_M(m) dr dm \quad (4)$$

где $f_R(r)$ – функция плотности распределения, описывающая относительную частоту расстояний от расчетного пункта до очага землетрясения; $f_M(m)$ – частота повторения землетрясений с магнитудой m в заданном источнике. При выполнении для источника зависимости Гутенберга-Рихтера, плотность $f_M(m)$ – показательная функция:

$$f_M(m) = \frac{\beta \exp[-\beta(m - m_0)]}{1 - \exp[-\beta(m_{\max} - m_0)]} \text{ для } m_0 \leq m \leq m_{\max}, \quad (5)$$

где m_{\max} – магнитуда максимального возможного землетрясения источника, m_0 – минимальная представительная магнитуда землетрясений в заданном источнике, а константа β выражается через значение b в зависимости Гуттенберга-Рихтера соотношением $\beta = b \ln(10)$.

Тогда по совокупности N_S источников, окружающих площадку, для которой оценивается опасность, можно оценить среднюю частоту событий λ с уровнем движения грунта в пункте, равным или большим a :

$$\lambda(a) = \sum_i^{N_S} \nu \iint \Phi'\left(\frac{\ln a - g(m, r)}{\sigma}\right) f_R(r) f_M(m) dr dm \quad (6)$$

где ν – частота повторения землетрясений с магнитудой большей или равной m_0 .

Построение зависимости $\lambda(a)$, называемой кривой опасности, для различных характеристик сейсмических воздействий (макросейсмическая интенсивность, скорость и ускорение колебаний грунта, а также их спектральные амплитуды) является конечной целью ВАСО.

Расчет сейсмической опасности территории Узбекистана в рамках вероятностно-детерминистического подхода проводился на базе программного комплекса «SEISMHAZARD_UZ», разработанного в лаборатории Региональной сейсмичности и сейсмического районирования Института сейсмологии АН РУз [Ибрагимов, Ибрагимова, 2016]. Вероятностные оценки сейсмической опасности территории Узбекистана получены с использованием программного комплекса CRISIS-R [Ordas et al, 2016], широко применяемого в мире для вероятностного анализа сейсмической опасности.

Используемые сейсмологические данные и сеймотектоническая основа

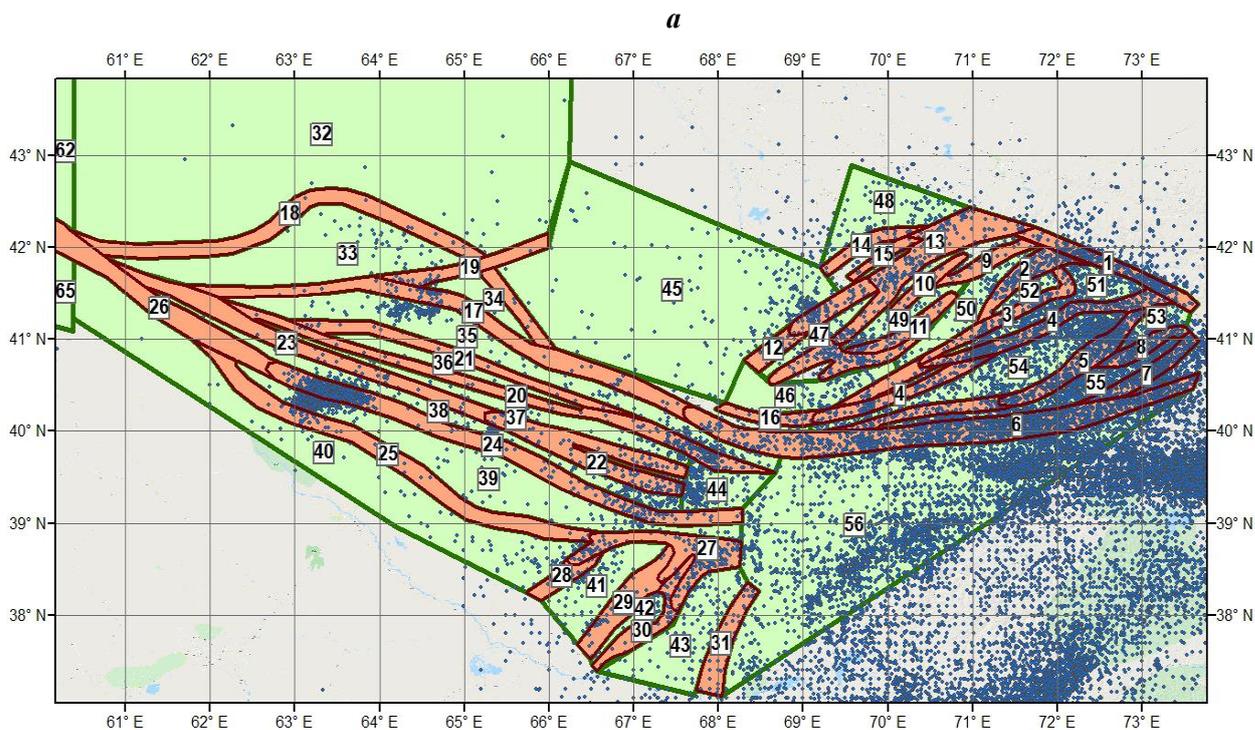
Информационной базой при изучении сейсмичности исследуемой территории являлся каталог землетрясений территории Узбекистана и прилегающих к нему областей, составленный в Институте сейсмологии АН РУз. Каталог включает параметры исторических и инструментальных землетрясений. В качестве основной характеристики для классификации землетрясений по величине в региональном каталоге длительное время (до 2003 г.) использовался энергетический класс землетрясений K [Раутиан, 1960]. Переход от энергетического класса K к локальной (Рихтеров-

ской) магнитуде M_L , определяемой по измерениям амплитуд смещений объемных волн на короткопериодной аппаратуре, осуществлялся на основе номограмм Т.Г. Раутиан для территории Средней Азии [Rautian, 2007]. Данные о сильных землетрясениях, произошедших в прилегающих к Узбекистану территориях Центральной Азии, начиная с исторического периода времени, были заимствованы из каталога Кондорской, Шебалина [Новый кат., 1977]. Для классификации землетрясений по величине в этом каталоге используется магнитуда MLH . Для оценки сейсмической опасности исследуемой территории в значениях макросейсмической интенсивности осуществлялся переход к магнитуде M_s , поскольку как используемая в данном исследовании зависимость Н.В.Шебалина [Шебалин, 1968] затухания макросейсмической балльности с расстоянием, основанная на макросейсмических данных из различных сейсмоактивных регионов земного шара, так и ряд авторских зависимостей затухания [Artikov et all, 2020b], использованных при расчете, получены магнитуды для данного типа. Наконец, для нахождения оценок сейсмической опасности территории Узбекистана в инженерных характеристиках сейсмических воздействий осуществлялся переход к магнитуде M_w , поскольку все современные уравнения движения грунта (GMPE), как правило, используют моментную магнитуду. Переход от энергетического класса K к различным типам магнитуд, используемых в данном исследовании, производился по зависимостям А.С. Мукамбаева и Н.Н. Михайловой [Мукамбаев, 2014] для территории Центральной Азии.

При оценке представительности землетрясений различного энергетического уровня базисом послужили исследования [Якубов и др., 1990; Кучкаров, 2016], в которых на основе данных о географическом положении сейсмических станций, функционировавших в различные годы на территории Узбекистана и в сопредельных с ним областях, и увеличении сейсмических приборов на каждой из этих станций, построена серия карт, показывающих изолинии нижнего энергетического порога представительных землетрясений на каждом участке исследуемой территории.

Декластеризация каталога (удаление групповых событий, основную долю которых составляют афтершоки сильных землетрясений) проводилась с использованием пространственно-временных окон различных для землетрясений различного энергетического уровня. Размеры этих окон заимствованы из работы [Кнорфф, 1974].

Как и при построении комплекса карт общего сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 [Artikov et all, 2020a; Артиков и др., 2018], рассматривались сейсмические источники двух типов, отражающие рассеянную и сосредоточенную часть сейсмического процесса: линейно протяженные источники – сейсмогенерирующие зоны и площадные источники – квазиоднородные сейсмологические провинции (рис. 1).



б

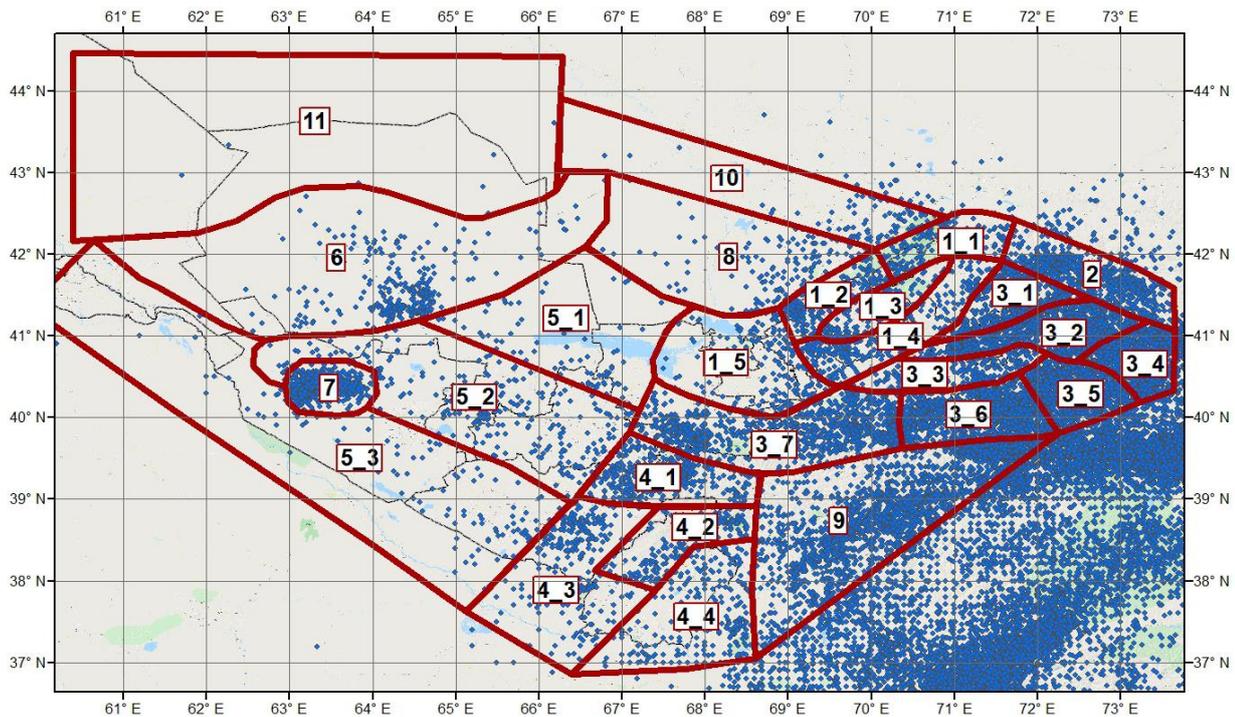


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений и конфигурация сейсмических источников, использованных для оценки сейсмической опасности: а – сейсмогенные зоны (выделены коричневым цветом); б – площадные источники.

Fig. 1. Map of earthquake epicenters and configuration of seismic sources used to assess seismic hazard: a – seismogenerating zones (highlighted in brown); b – area sources.

На основе сейсмологических и сеймотектонических данных на территории Узбекистана выделено порядка 30 сейсмогенерирующих зон с сейсмическим потенциалом $M_{\max} \geq 5,5$ [Кпорoff, 1974] и более десяти крупных сейсмологических провинций (мегазон), которые, в свою очередь, исходя из плотности распределения эпицентров, были поделены на подзоны – участки с различной сейсмической активностью [Artikov et all, 2020a; Артиков и др., 2018].

Оценка параметров повторяемости землетрясений каждого сейсмического источника проводилась различными способами. Для выделенных квазиоднородных сейсмологических провинций и сейсмогенерирующих зон, где статистика сейсмических событий достаточно велика, параметры **a** и **b** в зависимости Гутенберга–Рихтера находились непосредственно из графиков повторяемости землетрясений. Для сейсмогенерирующих зон, где количество сейсмических событий не столь большое, принималось региональное значение угла наклона графика повторяемости (параметр **b**), а сейсмическая активность (параметр **a**) при заданном значении угла наклона графика повторяемости рассчитывалась по выборке землетрясений, попадающих непосредственно в пределы сейсмического источника. Использовались традиционные методы распределения и суммирования [Ризниченко, 1985; Горбунова, 1964] определения сейсмической активности. Расчет параметров повторяемости землетрясений проводился отдельно по сильным ($M \geq 5,0$) и умеренным ($3,0 \leq M \leq 5,0$) землетрясениям. Комбинирование таких оценок осуществлялось впоследствии путем построения логического дерева.

Сейсмический потенциал сейсмогенных зон оценивался комплексом сейсмологических и сеймотектонических методов [Ибрагимов и др., 2002; Артиков и др., 2012]. Расчет сейсмической опасности проводился по наибольшему значению при сейсмологическом и сеймотектоническом определении величины M_{\max} . В качестве оценки сейсмического потенциала площадных источников использовалось значение, полученное добавлением половины магнитуды к магнитуде максимального наблюдаемого землетрясения в этом источнике.

Преобладающим кинематическим типом подвижки в очагах землетрясений территории Узбекистана является взброс [Ibragimova et all, 2021; Rebetsky et all, 2020].

Используемые уравнения движения грунта

При оценке сейсмической опасности территории Узбекистана в баллах макросейсмической шкалы, наряду с зависимостью Н.В. Шебалина [Шебалин, 1968], полученной по мировым данным ($I = 1,5M - 3,5 \lg R + 3$), использовался ряд авторских зависимостей затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием, установленных на основе анализа схем изосейст порядка 200 землетрясений, произошедших на территории Центральной Азии [Artikov et al, 2020b]:

- зависимость типа Блейка-Шебалина: $I = 1,32M - 3,01 \lg R + 3,55$ ($\sigma = 0,7$);
- зависимость типа Ковеслигети: $I = 1,33M - 2,37 \lg R - 0,00205 R + 2,24$ ($\sigma = 0,73$);
- зависимость, в которой коэффициент затухания зависит от глубины очага землетрясения

[Artikov et al, 2020b]:

$$I = 1,475M - 2,646 \lg H + 1,905 - 0,498M \lg(R/H) + 1,159 \lg H \lg(R/H) - 1,401 \lg(R/H) \quad (\sigma = 0,6).$$

Во всех приведенных выше зависимостях, относящихся к макросейсмической интенсивности, в качестве расстояния R рассматривается гипоцентрального расстояние R_{hyp} , а в качестве магнитуды M – магнитуда M_s .

Приведенные выше четыре зависимости затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием вошли в логическое дерево с равными весами, в результате чего была получена так называемая гибридная зависимость. Для гибридной зависимости затухания было принято значение среднеквадратического отклонения $\sigma = 0,80$, превышающее величину σ для индивидуальных зависимостей. Следует подчеркнуть, что все зависимости затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием относятся к средним грунтовым условиям (для территории Узбекистана это грунты второй категории по сейсмическим свойствам). Соответственно и оценки сейсмической опасности, получаемые с применением этих зависимостей, справедливы для средних грунтов.

Цифровая сеть сильных движений грунта, включающая 21 станцию, оснащенную трехкомпонентными акселерометрами, функционирует на территории Узбекистана, начиная с 2018 г. Вместе с тем, накопленных к настоящему времени данных далеко недостаточно ни для построения региональной зависимости затухания, ни для проведения процедуры ранжирования существующих мировых зависимостей по степени применимости к исследуемой территории. Поэтому, при оценке сейсмической опасности исследуемой территории в инженерных показателях сейсмических воздействий, в качестве законов затухания использовались уравнения движений грунта (GMPE), разработанные за последние 10-12 лет для различных сейсмоактивных регионов земного шара и встроенные в программный комплекс CRISIS.

При выборе уравнений движений грунта для каждого сейсмического источника мы опирались на исследования [Chen et al, 2018], в которых на основе геологических, геофизических и сейсмологических данных проводится типизация земной коры. Согласно этим данным, на территории Узбекистана присутствуют в основном два типа коры. Неглубокая активная кора, которая распространена в восточной и центральной части изучаемой территории, и стабильная неглубокая кора не кратонового типа, которая расположена на западе, в пределах Туранской платформы. Для неглубокой активной коры с равными весами использовались зависимости [Campbell et al, 2014; Akkar et al, 2010; Chiou et al, 2014; Abrahamson et al, 2014; Idriss, 2014]. Для платформенной части исследуемой территории, помимо зависимостей [Campbell et al, 2014; Akkar et al, 2010; Chiou et al, 2014; Abrahamson et al, 2014; Idriss, 2014], вошедших в равных долях в логическое дерево с суммарным весом $k = 0,5$, с таким же весом была привлечена зависимость [Atkinson et al, 2006] для регионов со стабильной неглубокой корой. Сочетание зависимостей [Campbell et al, 2014; Akkar et al, 2010; Chiou et al, 2014; Abrahamson et al, 2014; Idriss, 2014] и [Atkinson et al, 2006] для западной части территории Узбекистана позволило обеспечить плавность перехода оценок опасности при продвижении от орогенной части исследуемой территории к платформенной.

Результаты и их обсуждение

На рис. 2 показано сопоставление кривых опасности для городов Андижана и Ташкента, рассчитанных в рамках подхода Ю.В. Ризниченко, и классического вероятностного подхода Cornell. Сейсмическая опасность здесь представлена в значениях макросейсмической интенсивности. Как и следовало ожидать, для каждой фиксированной вероятности P не превышения уровня сейсмического воздействия в течение 50 лет, сейсмическая опасность, вычисленная с использованием вероятностного подхода, выше, чем опасность, определенная в рамках подхода Ю.В. Ризниченко. Для вероятности $P = 0,90$ не превышения уровня

сейсмического воздействия в течение 50 лет различия в оценках опасности превосходят значение $\Delta I = 0,2$ балла, для вероятности $P = 0,95$ – $\Delta I = 0,3$ балла, для вероятности $P = 0,98$ – $\Delta I = 0,4$ балла и для $P = 0,99$ – $\Delta I = 0,5$ баллов.

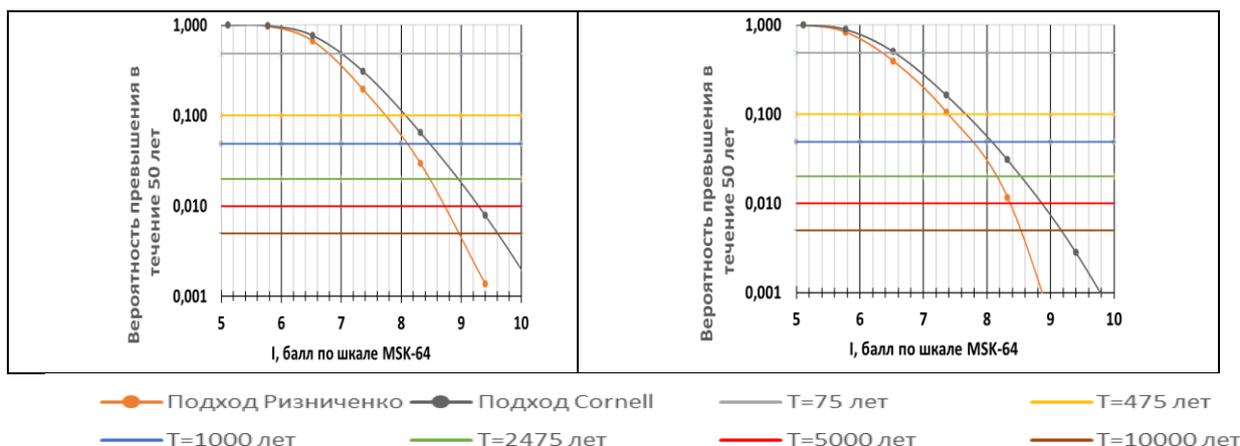


Рис. 2. Сопоставление кривых опасности (в показателях макросейсмической интенсивности) для населенных пунктов Андижан и Ташкент в рамках различных подходов.

Fig. 2. Comparison of hazard curves (in terms of macroseismic intensity) for the settlements of Andijan and Tashkent under different approaches.

На рис. 3, а-г и 4, а-г показаны карты сейсмического районирования территории Узбекистана в показателях макросейсмической интенсивности для различных вероятностей P не превышения уровня сейсмического воздействия в течение 50 лет ($P = 0,90$, $P = 0,95$, $P = 0,98$ и $P = 0,99$). При одних и тех же входных параметрах сейсмических источников и единых законах затухания интенсивности сейсмических воздействий эти карты строились с использованием двух различных, обсуждаемых выше, подходов к оценке сейсмической опасности. Следует также сказать, что карта, изображенная на рис. 3, в, несколько отличается от нормативной карты ОСП-2017 [Artikov et al., 2020a; Артиков и др., 2018], хотя обе они построены в рамках подхода Ю.В. Ризниченко и относятся к одной и той же вероятности $P = 0,98$ не превышения уровня сейсмического воздействия в течение 50 лет. Это связано с несколько различной геометрией и сейсмологической параметризацией сейсмических источников, использованных при их построении, а также с привлечением большего количества уравнений затухания интенсивности сейсмических воздействий с расстоянием при составлении последнего набора карт.

Для вероятности $P = 0,90$ не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет максимальные различия в оценках сейсмической опасности при применении этих двух подходов на всей сейсмоактивной части исследуемой территории (восточнее 62° в.д.) составляют значение $\Delta I = 0,39$ балла, для вероятности $P = 0,95$ – $\Delta I = 0,54$ балла, для вероятности $P = 0,98$ – $\Delta I = 0,61$ балла и для, $P = 0,99$ – $\Delta I = 0,76$ баллов.

Сопоставляя два набора карт, изображенных на рис. 3 и 4, можно отметить хорошее соответствие в оценках опасности по карте с вероятностью $P = 0,98$ не превышения уровня сейсмического воздействия в течение 50 лет, полученной с использованием подхода Ю.В. Ризниченко, и по карте с $P = 0,95$, построенной в рамках классического вероятностного подхода. Поскольку в большинстве стран, опирающихся в своих строительных нормах на вероятностные оценки сейсмической опасности, для обычного гражданского строительства используют вероятность $P = 0,90$ не превышения уровня сейсмического воздействия в течение 50 лет, можно утверждать, что внедренная в Министерстве строительства РУз карта сейсмического районирования территории Узбекистана ОСП-2017 дает достаточно консервативные оценки опасности.

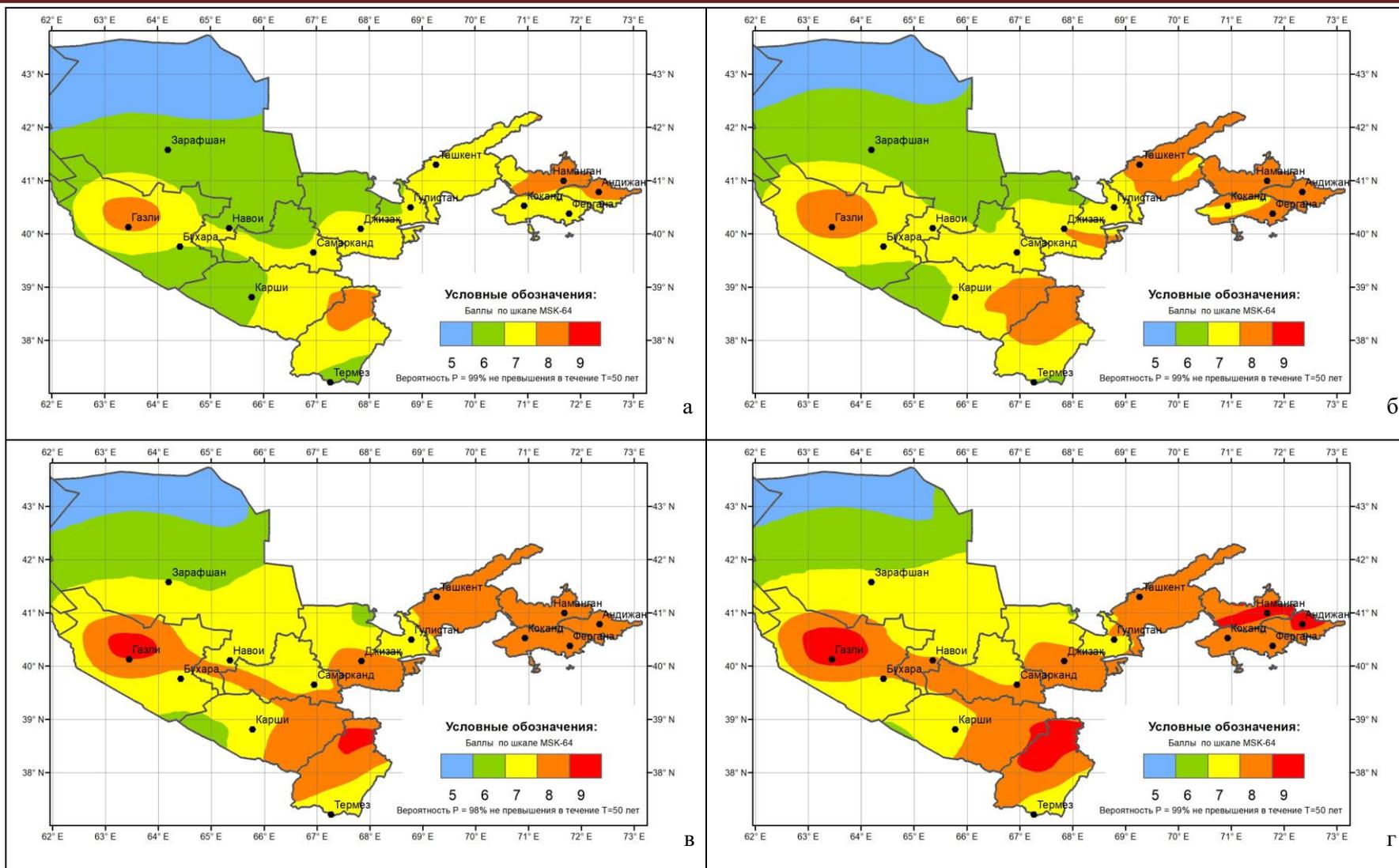


Рис. 3. Карты сейсмического районирования территории Узбекистана, построенные с использованием подхода Ю.В. Ризниченко.

Fig. 3. Seismic zoning maps of the Uzbekistan's territory, constructed using the approach of Yu. Riznichenko.

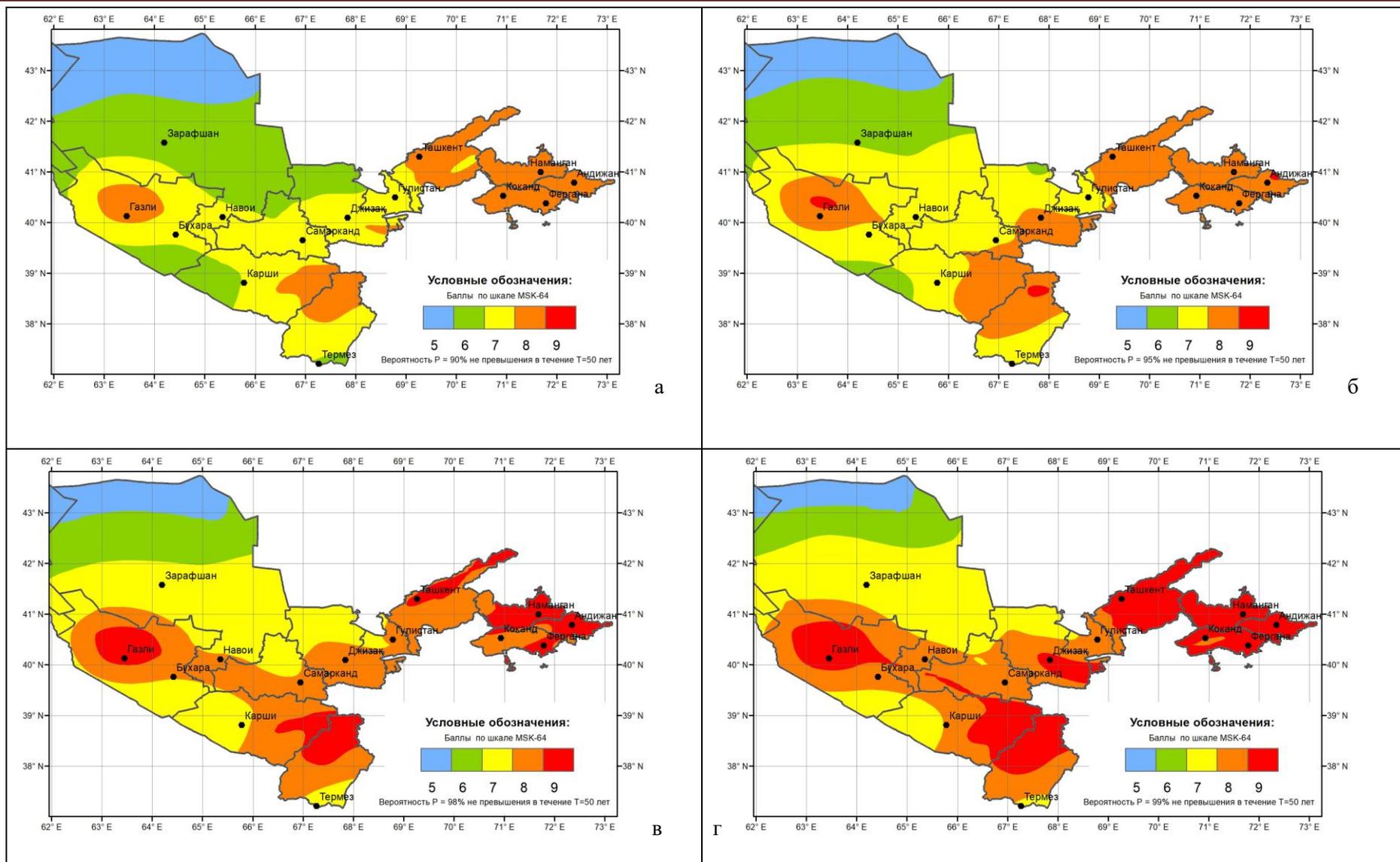


Рис. 4. Карты сейсмического районирования территории Узбекистана, построенные с использованием подхода Cornell.

Fig. 4. Seismic zoning maps of the Uzbekistan's territory, constructed using the Cornell approach.

На рис. 5 сопоставлены кривые сейсмической опасности в значениях максимальных ускорений колебаний грунта для городов Андижана и Ташкента, построенных в рамках обсуждаемых подходов.

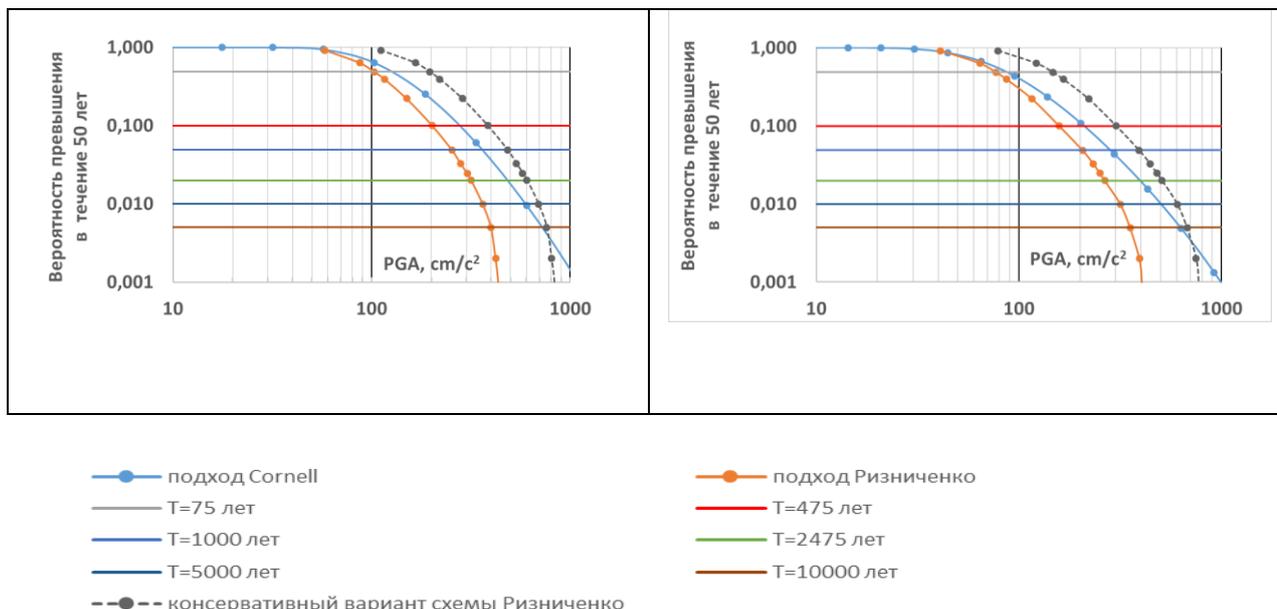


Рис. 5. Сопоставление кривых опасности (в значениях максимальных ускорений колебаний грунта) для населенных пунктов Андижан и Ташкент в рамках различных подходов.

Fig. 5. Comparison of hazard curves (in values of maximum ground acceleration) for Andijan and Tashkent settlements under different approaches.

В этом конкретном тестовом примере в качестве модели сейсмических источников рассматривались сейсмогенные зоны территории Узбекистана [Ибрагимов и др., 2002], а в качестве уравнений движений грунта использовалась зависимость Akkar and Bommer [Akkar et all, 2010]. Построения сделаны для параметра $V_{S30} = 450 \text{ м/с}^2$, что примерно соответствует скоростным характеристикам грунтов второй категории по сейсмическим свойствам. Для вероятности $P = 0,9$ не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет разница в значениях максимальных ускорений составляет значение $\Delta a_{\max} = 30\text{-}40 \text{ см/с}^2$ и, по-видимому, не должна приводить к дефициту сейсмостойкости объектов обычного промышленного и гражданского строительства, если оценка сейсмической опасности для них проводилась в рамках подхода Ю.В. Ризниченко. Но для высоких вероятностей не превышения уровня сейсмических воздействий $P = 0,98$, $P = 0,99$ и более, которые требуются для объектов с высокой категорией ответственности, эта разница очень большая и здесь, очевидно, что предпочтение следует отдавать классическому вероятностному подходу к оценке сейсмической опасности.

Для всей сейсмоактивной части исследуемой территории, при различных вероятностях не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет, различия в оценках величин максимальных ускорений колебаний грунта Δa_{\max} следующие: при $P = 0,90$ – $\Delta a_{\max} = 75 \text{ см/с}^2$; при $P = 0,95$ – $\Delta a_{\max} = 111 \text{ см/с}^2$; при $P = 0,98$ – $\Delta a_{\max} = 167 \text{ см/с}^2$; при $P = 0,99$ – $\Delta a_{\max} = 273 \text{ см/с}^2$.

Иногда при оценке сейсмической опасности объектов с высокой категорией ответственности, когда расчеты проводятся по схеме Ю.В. Ризниченко, в качестве паллиативной процедуры для учета алеаторных неопределенностей в проявлении сейсмических воздействий предлагается использование не медианных значений в уравнениях движений грунта $g(M, R)$, а значений, получаемых добавлением к медиане одного среднеквадратического отклонения (т. е. $g(M, R) + \sigma$). В таком консервативном варианте схемы Ризниченко, действительно, для больших вероятностей не превышения сейсмических воздействий в течение 50 лет, например, $P = 0,995$ (период повторяемости $T = 10000$ лет, что для некоторых строительных норм соответствует уровню сейсмических воздействий от максимального расчетного землетрясения МРЗ), оценки опасности в рамках под-

ходов Cornell и Ризниченко дают сопоставимые результаты. Но, как это видно из рис. 1, для меньших вероятностей не превышения уровня сейсмических воздействий (например, для воздействий, соответствующих периоду повторяемости проектного землетрясения $T = 1000$ лет), эта процедура существенно завышает оценки сейсмической опасности по сравнению с оценками, получаемыми при подходе Cornell.

Заключение

Основные результаты исследования следующие.

Проведено сопоставление оценок сейсмической опасности территории Узбекистана, полученных при одних и тех же входных параметрах, но с использованием различных методологических подходов – подхода Ю.В. Ризниченко, основанного на теории макросейсмической и спектрально-временной сотрясаемости, и классического вероятностного подхода Cornell, основанного на теореме о полной вероятности. Подход Ю.В. Ризниченко не учитывает алеаторную изменчивость в уравнениях движения грунта, и, как следствие, недооценивает сейсмическую опасность. При вероятности $P = 0,90$ не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет максимальные различия в оценках сейсмической опасности при применении этих двух подходов на всей сейсмоактивной части исследуемой территории составляют значение $\Delta I = 0,39$ балла, для вероятности $P = 0,95$ – $\Delta I = 0,54$ балла, для вероятности $P = 0,98$ – $\Delta I = 0,61$ балла и для $P = 0,99$ – $\Delta I = 0,76$ баллов. Аналогичное сравнение оценок сейсмической опасности в значениях величин максимальных ускорений колебаний грунта отражает следующие цифры: при $P = 0,90$ – $\Delta a_{\max} = 75$ см/с²; при $P = 0,95$ – $\Delta a_{\max} = 111$ см/с²; при $P = 0,98$ – $\Delta a_{\max} = 167$ см/с²; при $P = 0,99$ – $\Delta a_{\max} = 273$ см/с².

Оценки сейсмической опасности по карте с вероятностью $P = 0,98$ не превышения уровня сейсмического воздействия в течение 50 лет, полученные с использованием подхода Ю.В. Ризниченко, на котором базируются строительные нормы республики, хорошо согласуются с оценками опасности по карте с $P = 0,95$, построенной в рамках классического вероятностного подхода. Поскольку в большинстве стран, опирающихся в строительных нормах на вероятностные оценки сейсмической опасности, для обычного гражданского строительства используют вероятность $P = 0,90$ не превышения уровня сейсмического воздействия в течение 50 лет, можно утверждать, что внедренная в Министерстве строительства РУз карта сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 дает достаточно консервативные оценки опасности.

Литература

1. Абдуллабеков К.Н., Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С. Сейсмическая опасность и технология сейсмического районирования Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. - 2002. - № 6. - С. 32-37.
2. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Зияудинов Ф.Ф. Комплекс карт общего сейсмического районирования территории Республики Узбекистан ОСР-2011. Пояснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. - Т.: ГП «Институт ГИДРОИНГЕО», 2013. - 60 с.
3. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Зияудинов Ф.Ф. Сейсмическая опасность территории Узбекистана. - Т.: Фан, 2012. - 254 с.
4. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Методология построения нового комплекса карт общего сейсмического районирования территории Узбекистана ОСР-2017 // Геориск. - 2018. - Т. XII. - № 2. - С. 6-24.
5. Горбунова И.В. Построение карт активности с постоянной точностью // Экспериментальная сейсмика. - М.: Изд-во АН СССР, 1964. - С.138-147.
6. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.О., Ибрагимов О.Р. Сейсмотектонический метод оценки сейсмической опасности и вопросы сейсмического районирования // Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2002. - С. 59-74.
7. Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л. Программа оценки сейсмической опасности территории Узбекистана // № DGU 2016454, 11.08.2016 г.
8. Кучкаров К.И. Спектральные характеристики сейсмического шума сейсмических станций Узбекистана // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. - Т.: ИС АН РУз, 2016. - № 11. - С. 47-52.
9. Мукамбаев А.С., Михайлова Н.Н. Решение проблемы неоднородности магнитуд в работах по сейсмическому зондированию территории Республики Казахстан // Вестник НЯЦ РК. - 2014. - Вып. 4. - С. 86-92.

10. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 года. - М.: Наука, 1977. - 535 с.
11. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - № 176. - С. 75-114.
12. Ризниченко Ю.В. Избранные труды. Проблемы сейсмологии. - М.: Изд-во АН СССР, 1985.
13. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Спектрально-временная характеристика сейсмической опасности. - М.: Наука, 1984. - 182 с.
14. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. - М.: Наука, 1979. - 192 с.
15. Сейсмическое районирование территории СССР. - М.: Наука, 1980. - 307 с.
16. Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. - Т.: Фан, 1989. - 296 с.
17. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. - М.: Наука, 1968. - С. 95-111.
18. Якубов М.С., Соколов М.В. Анализ эффективности сети сейсмических станций Узбекистана на основных этапах ее развития // Сейсмичность территории Узбекистана / Под ред. К.Н. Абдуллабекова. - Т.: Фан, 1990. - С. 19-28.
19. Abrahamson, Silva, and Kamai. Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra. - 2014. - v. 30. - № 3.
20. Akkar S., Bommer J.J. Empirical equations for the prediction of PGA, PGV and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean Region and the Middle East. Seism. Res. Lett. - 2010. - 81. - P. 195-206.
21. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Complex of general seismic zoning maps OSR-2017 of Uzbekistan // Geodesy and Geodynamics, China 2020a, Vol. 11, Issue 4. - P. 273-292 doi.org/10.1016/j.jeog.2020.03.004.
22. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Models of the macroseismic field earthquakes and their influence on seismic hazard assessment values for Central Asia. Geodynamics & Tectonophysics. 2020b. - 11(3). - P. 606-623. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0494.
23. Atkinson G.M., Boore D.M. Earthquake Ground-Motion Prediction Equations for Eastern North America, Bull. Seism. Soc. Amer., 2006. - v. 96. - № 6. - P. 2181-2205.
24. Bindi D., Parolai S. et al. Total probability theorem versus shakeability: A comparison between two seismic-hazard approaches used in central Asia, Seismol. Res. Lett. 86, 2015. - № 4. - P. 1178-1184.
25. Campbell K.W., Bozorgnia Y. NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra., Earthquake Spectra, 2014. - V. 30. - № 3. - P. 1087-1115.
26. Chen Y-S., Weatherill G., Pagani M., Cotton F. A transparent and data-driven global tectonic regionalization model for seismic hazard assessment // Geophys J. Int., 2018. - 213(22). - P. 1263-1280.
27. Chiou B.S.-J., Youngs R.R. Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra // Earthquake Spectra. - 2014. - 30(3). - P. 1117-1153.
28. Cornell C.A. Engineering seismic risk analysis // Bull. Seismol. Soc. Am. - 1968. - V. 58. - P. 1583-1606.
29. Douglas J. Ground-motion prediction equations 1964-2015, Website <http://www.gmpe.org.uk>, 2015.
30. Earthquake hazard and risk assessment in Kyrgyzstan and Tajikistan with cooperation to Afghanistan and Uzbekistan 2011-2014, 2015. Norwegian Ministry of Foreign Affairs.
31. Earthquake Hazard Assessment. Regionally consistent risk assessment for earthquakes and floods and selective landslide scenario analysis for strengthening financial resilience and accelerating risk reduction in Central Asia (SFRARR Central Asia disaster risk assessment).
32. Ibragimova T.L., Ibragimov R.S., Mirzaev M.A., Rebetsky Yu.L. The current stress of Earth's crust in the territory of Uzbekistan according to focal earthquake mechanisms. Geodynamics & Tectonophysics. - 2021. - 12 (3). - P. 435-454. doi:10.5800/GT-2021-12-3-0532.
33. Idriss I.M. An NGA-West2 empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes // Earthquake Spectra. - 2014. - 30(3). - P. 1155-1177.
34. Knopoff L., Gardner J. Is the sequence of earthquakes in Southern California with aftershocks removed poissonian. Bull. Seism. Soc. Am. 64, 1974. - № 5. - P. 1363-1367.
35. McGuire R.K. Seismic Hazard and Risk Analysis, EERI Publications // Earthquake Engineering Research Institute. - Oakland, California, 2004. - 240 p.
36. Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J. (2007). CRISIS2007. Program for Computing Seismic Hazard, Institute of Engineering UNAM, Mexico, available at www.iingen.unam.mx (last accessed March 2016).
37. Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D. Origins and methodology of the Russian Energy K-class system and its relationship to magnitude scales. Seismological Research Letters. - 2007. - 78 (6). - P. 579-590.
38. Rebetsky Yu.L., Ibragimova T.L., Ibragimov R.S., Mirzaev M.A. Stress State of Uzbekistan's Seismically Active Areas. Seismic Instruments. - 2020. - 56. - P. 679-700. https://doi.org/10.3103/S0747923920060079.
39. Ullah Sh., Bindi D., Pilz M., Danciu L., Weatherill G., Zuccolo E., Ischuk A., Mikhailova N., Abdrakhmatov K., Parolai S. Probabilistic seismic hazard assessment for Central Asia. Annals of geophysics, 2015. Special Issue, 58, 1, S0103. DOI:10.4401/ag-6687.
40. Ulomov V.I. and the Working Group of the GSHAP Region 7. Seismic hazard of Northern Eurasia // Annali Geofis. - 1999. - Vol. 42. - P. 1023-1038.
41. Zhang P., Yang Z.X., Gupta H.K., Bhatia S.C., Shedlock K.M. Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) in continental Asia // Ann. Geophys. 1999. - 42. - P. 1167-1190.

O'ZBEKISTON HUDUDINING EXTIMOLIY-DETERMINISTI VA EXTIMOLIY YONDASHUVLARDAN FOYDALANGANDA SEYSMIK XAVFI BAXOSIDAGI TAFOVUTLAR XAQIDA**Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzayev M.A., Ashurov S.X.**

Annotatsiya. O'zbekiston hududi uchun bir xil kirish parametrlari bilan olingan, ammo turli metodologik yondashuvlardan foydalangan holda olingan seysmik xavf baholari – makroseysmik va spektral-vaqt silkinish nazariyasiga asoslangan Yu.V.Riznichenko yondashuvi va to'liq extimollik nazariyasiga asoslangan Cornell yondashuvlari bilan taqqoslanadi. Seysmik manbalarning modellari sifatida chiziqli manbalar – seysmogen xududlar va kvazi bir hil seysmologik xududlar – maydonli manbalar ko'rib chiqildi. O'rganilayotgan xududning makroseysmik ballardagi seysmik xavfni baxolashda N.V.Shebalinning dunyo ma'lumotlari asosida olingan ($I = 1,5M-3,5 \lg R+3$) bog'liqligi bilan bir qatorda Markaziy Osiyodagi zilzilalar izoseystlari tahlili natijasida olingan muallif so'nish qonuniyatlaridan foydalanildi. Seysmik xavfni seysmik ta'sirning muhandislik ko'rsatkichlaridagi baholarini olish uchun CRISIS dasturida keltirilgan aktiv chiqur bo'lmagan yer qobig'i va tinch xududlar uchun oxirgi 10-12 yil ichida aniqlangan grunt xarakat tenglamalaridan foydalanilgan. O'rganilayotgan hududning butun seysmik faol qismida ko'rib chiqilayotgan ikkita yondashuv orqali topilgan seysmik xavfning 50 yil davomida $P = 90\%$ extimollik uchun seysmik ta'sirlar darajasining maksimal farqlar $\Delta I = 0,39$ ballni tashkil qildi, $P = 95\%$ extimollik uchun $\Delta I = 0,54$, $P = 98\%$ extimollik uchun $\Delta I = 0,61$ va $P = 99\%$ extimollik uchun $\Delta I = 0,76$ ballni tashkil etti. Grunt tebranishining maksimal tezlanishlari uchun xam yuqoridagi taqqolash ishlari olib borilganda: $R = 0,90$ extimollik uchun – $\Delta a_{\max} = 75 \text{ cm/c}^2$; $R = 0,95$ extimollik uchun – $\Delta a_{\max} = 111 \text{ cm/c}^2$; $R = 0,98$ extimollik uchun – $\Delta a_{\max} = 167 \text{ cm/c}^2$; $R = 0,99$ extimollik uchun – $\Delta a_{\max} = 273 \text{ cm/c}^2$.

Kalit so'zlar: seysmik xavf, seysmik manba, so'nish qonuni, seysmik potentsial, gruntning tebranish tezlanishi, seysmik intensivlik, makroseysmik silkinish, seysmik xavfning extimollik taxlili.

ABOUT THE DIFFERENCES IN SEISMIC HAZARD ASSESSMENTS OF THE UZBEKISTAN'S TERRITORY IN THE APPLICATION OF PROBABILISTIC-DETERMINISTIC AND PROBABILISTIC APPROACHES**Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzayev M.A., Ashurov S.X.**

Abstract. Comparison of seismic hazard assessments of the We carried out comparison of seismic hazard assessments of the territory obtained with the same input parameters was carried out, but using different methodological approaches – the approach of Yu.V.Riznichenko based on the theory of macroseismic and spectral-time shaking and the classical Cornell probabilistic approach based on the full probability theorem. As models of seismic sources, linearly extended sources (seismogenic zones) and area sources (quasi-uniform seismological provinces) were considered. We used a number of authors' attenuation dependences, established on the basis of analysis of iso-seismic earthquake patterns in Central Asia, when assessing the seismic hazard of the study area in terms of macro-seismic intensity, along with the dependence of N.V. Shebalin, obtained from the world data ($I = 1,5M-3,5 \lg R+3$). To estimate seismic hazard in engineering seismic indicators, the dependencies built into the CRISIS software package, developed over the past 10-12 years for shallow active crust and stable regions, were used as the equation of ground motions. For probability $P = 0,90$ not exceeding the level of seismic impacts during 50 years, the maximum differences in seismic hazard assessments when applying the two approaches under consideration for the whole seismic-active part of the study area are $\Delta I = 0,39$ points, for probability $P = 0,95$ – $\Delta I = 0,54$ points, for probability $P = 0,98$ – $\Delta I = 0,61$ points and for probability $P = 0,99$ – $\Delta I = 0,76$ points. A similar comparison of seismic hazard assessments in the values of the maximum accelerations of ground vibration leads to the following figures: with $P = 0,90$ – $\Delta a_{\max} = 75 \text{ cm/s}^2$; with $P = 0,95$ – $\Delta a_{\max} = 111 \text{ cm/s}^2$; with $P = 0,98$ – $\Delta a_{\max} = 167 \text{ cm/s}^2$; with $P = 0,99$ – $\Delta a_{\max} = 273 \text{ cm/s}^2$.

Key words: seismic hazard, seismic sources, attenuation laws, seismic potential, ground vibration accelerations, seismic intensity, macroseismic shaking, probabilistic analysis of seismic hazard.

ZILZILALARNI PROGNOZLASH

УДК 550.37+38:551.24

К ПРОБЛЕМЕ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

С.Х. Максудов, А.И. Туйчиев, С.С. Хусомиддинов

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент
tuichiev.1960@mail.ru

Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Хусомиддинов С.С.

Аннотация. Анализируются результаты геофизических исследований по проблеме прогнозирования землетрясений, полученные на территориях России, Кавказа, Украины, Центрально-Азиатских республик, на геодинамических полигонах Узбекистана и в эпицентральных зонах некоторых сильных землетрясений. Приведены результаты геомагнитных, электрометрических, импульсных электромагнитных и ионосферных исследований. Выявлен неодинаковый пространственно-временной характер проявления аномальных вариаций. Отмечается современное состояние геофизических исследований на геодинамических полигонах Узбекистана.

Ключевые слова: геофизические методы, аномальные вариации, сейсмогенная зона, предвестники землетрясений.

Введение. На сегодня проблема прогноза сильных землетрясений все ещё остается актуальной. Несмотря на постоянные усилия ученых сейсмоактивных регионов мира, привлечение современных космогеодезических методов, решение этой проблемы все ещё остаётся сложной задачей. Основными причинами, на наш взгляд, являются:

- различная геолого-тектоническая обстановка, напряженное состояние земной коры района каждого произошедшего землетрясения;
- различный научно-методический подход к решению данной проблемы в разных сейсмоактивных регионах;
- сложность подбора оптимального комплекса геолого-геофизических методов и сгущение сети пунктов наблюдений в виду неопределенности места и времени готовящегося сильного землетрясения;
- проявление в геофизических полях аномальных изменений, не связанных с процессами подготовки сильных землетрясений;
- отсутствие иногда предвестников сильных землетрясений в геофизических параметрах.

Практика показывает, что надежный прогноз сильных землетрясений не возможен без применения комплекса информативных геофизических методов и совместного анализа полученной информации.

Подбор оптимального комплекса геофизических методов зависит от выбора эффективных и информативных методик, оптимального размещения пунктов геофизических наблюдений с учетом конкретного геолого-тектонического строения и особенностей проявления геофизических полей данного региона. В этом плане, как правило, сейсмоактивные регионы не всегда соответствуют необходимым условиям постановки оптимального комплекса геолого-геофизических методов. В частности, для постановки геофизических методов в исследуемом регионе – вблизи электромагнитных профилей, площадных исследований должны отсутствовать электрические, магнитные помехи, которые создаются крупными промышленными объектами, электростанциями, электрифицированными железными дорогами, высоковольтными линиями электропередачи, а также техногенные объекты – подземные естественные газохранилища, эксплуатируемые нефтегазовые месторождения. Как известно, выявлены многочисленные факты, где деятельность последних отражается в геофизических (магнитном, электрическом) полях.

Ниже анализируются результаты геофизических исследований по проблеме прогнозирования землетрясений на территориях некоторых сейсмоактивных регионов, геодинамических полигонов Узбекистана и в эпицентральных зонах некоторых произошедших сильных землетрясений.

За последние 50-60 лет исследований в сейсмоактивных регионах земного шара – в США, Китае, Японии, Индии, Греции, Болгарии и странах СНГ, на геодинамических полигонах Узбекистана и в эпицентральных зонах произошедших сильных землетрясений накоплено достаточное количество выявленных предвестников землетрясений, которые проявились в магнитном, электрическом, импульсном электромагнитном (ЭМИ), ионосферном полях Земли. Рассмотрим наиболее значимые результаты, полученные в сейсмоактивных регионах земного шара.

Геомагнитный метод

Начиная с 60-х годов прошлого столетия в США [Breiner et al., 1968], Японии [Rikitake, 1968], а в 70-х годах в Китае [Fujita, 1978], на территории бывшего Союза – Карпатском [Кузнецова, 1972], Кавказском [Оганесян и др., 1986], Уральском [Шапиро, 1976], Гармском, Душанбинском [Садовский и др., 1979], Алма-Атинском [Курскеев, 1990], Бишкекском [Вольхин и др., 1993], Байкальском [Ларионов, 1976], Ташкентском, Ферганском, Кызылкумском [Абдуллабеков и др., 1975; Абдуллабеков и др., 1994; Способ прогнозирования землетрясений, 1987; Абдуллабеков и др., 2019; Абдуллабеков и др., 2015; Абдуллабеков и др., 2016; Абдуллабеков и др., 2019] и других полигонах проводились и проводятся геомагнитные исследования по проблеме прогнозирования сильных землетрясений.

После Чуйского (Алтайский край) землетрясения 27 сентября 2003 г. с $M = 7,5$ эпицентральные геомагнитные исследования выполнялись с сетью для повторных магнитных наблюдений модуля T [Djadkov et al., 2004]. После землетрясения в пределах 1,5-месячного интервала между циклами наблюдений выявлены тектономагнитные аномалии от $-0,8$ нТл около юго-восточной части эпицентральной зоны и до $+0,7$ нТл в пределах северо-западного окончания эпицентральной области толчка.

В Республике Кыргызстан мониторинг геомагнитного поля реализуется на базе 7 магнитометрических станций. На основе применения дифференциального метода выделения полезного предвестникового сигнала выявлены шесть аномальных возмущений с амплитудой до 9 нТл. Однако отмечается, что эпицентры произошедших землетрясений располагаются в радиусе 300 км от пункта наблюдений, т. е. пункты регистрации геомагнитных предвестников и эпицентры произошедших землетрясений территориально не совпадают [Иманбаева и др., 2002].

В Таджикистане при прогнозе землетрясений основное внимание уделяется геоэлектрическим и геомагнитным исследованиям. Электрический метод проводился применением дипольного электрического зондирования (ДЭЗ). В большинстве случаев, перед землетрясениями $K = 10-13$ наблюдается уменьшение кажущегося электрического сопротивления на 10-15%. Выявлены аномальные вариации геомагнитного поля в зоне Вахшского надвига, передовой зоне Южного Тянь-Шаня. Землетрясения имели силу $K = 11,3-15,4$ и более [Барсуков, 1970; Прогноз землетрясений, 1983].

На территориях геодинамических полигонов Узбекистана наиболее широко и длительное время применяется магнитометрический метод. За более чем 50-летний период методика проведения измерений, анализа и оценки результатов постоянно совершенствовались. Метод признан одним из информативных, оперативных и перспективных при использовании его при прогнозировании землетрясений.

По объему исследований, частоте повторных измерений, полученным результатам геомагнитные исследования на территории Узбекистана превосходят аналогичные на территориях Украины, Кавказа, России (Дальний Восток, Урал) и Центрально-Азиатских республик [Абдуллабеков и др., 1994; Абдуллабеков и др., 2019; Абдуллабеков и др., 1994; 2015]. Если смотреть на организацию и проведение геомагнитных исследований на территориях геодинамических полигонов Узбекистана, в эпицентральной зоне сильных Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. ($M = 7,0 \div 7,3$) то территория Узбекистана превратилась тогда в международный полигон геомагнитных исследований по проблеме прогнозирования землетрясений. Тогда в исследованиях участвовали ведущие ученые и специалисты ИЗМИ РАН, ИФЗ, Института высоких температур (ИВТ), Инсти-

тута геофизики Уральского научного центра (г. Свердловск) Академии наук бывшего Союза [Абдуллабеков и др., 1994; Абдуллабеков и др., 2019; Прогноз землетрясений, 1983].

Геомагнитный метод прогнозирования сильных землетрясений на территории Узбекистана начал применяться с 1968 г. На территории Ташкентского геодинамического полигона были заложены три геомагнитного маршрута – «Западный», «Восточный» и «Секущий» (рис. 1). Общая протяженность маршрутов 300 км, с 60 пунктами магнитных измерений. «Западный» и «Восточный» маршруты проложены в пределах Приташкентской флексурно-разрывной зоны, охватывающей зону регионального Каржантауского разлома. «Секущий» маршрут пересекает серию альпийских разломов Полторацко-Сырдарьинской антиклинальной зоны северо-западного направления и Каржантауский разлом. В 1969-1975 гг. на территории Ташкентского геодинамического полигона заложены дополнительные маршруты в районе Полторацкого естественного подземного газохранилища; по акватории Чарвакского водохранилища; вдоль дороги Газалкент–Чимган–Юсупхана; вдоль дороги Сары-Агач–Чиназ.

Протяженность маршрутов составляла около 610 км, количество пунктов – порядка 110. Кроме обсерватории Янгибазар, были задействованы стационарные магнитные станции Хумсан, Фазилов, Чарвак, Бека Шел. Режим измерения – через 20-60 мин. На маршрутах в среднем ежегодно проводилось 3-4 цикла измерений, а в некоторые годы на территории Чарвакского водохранилища – до 8 циклов измерений в году.

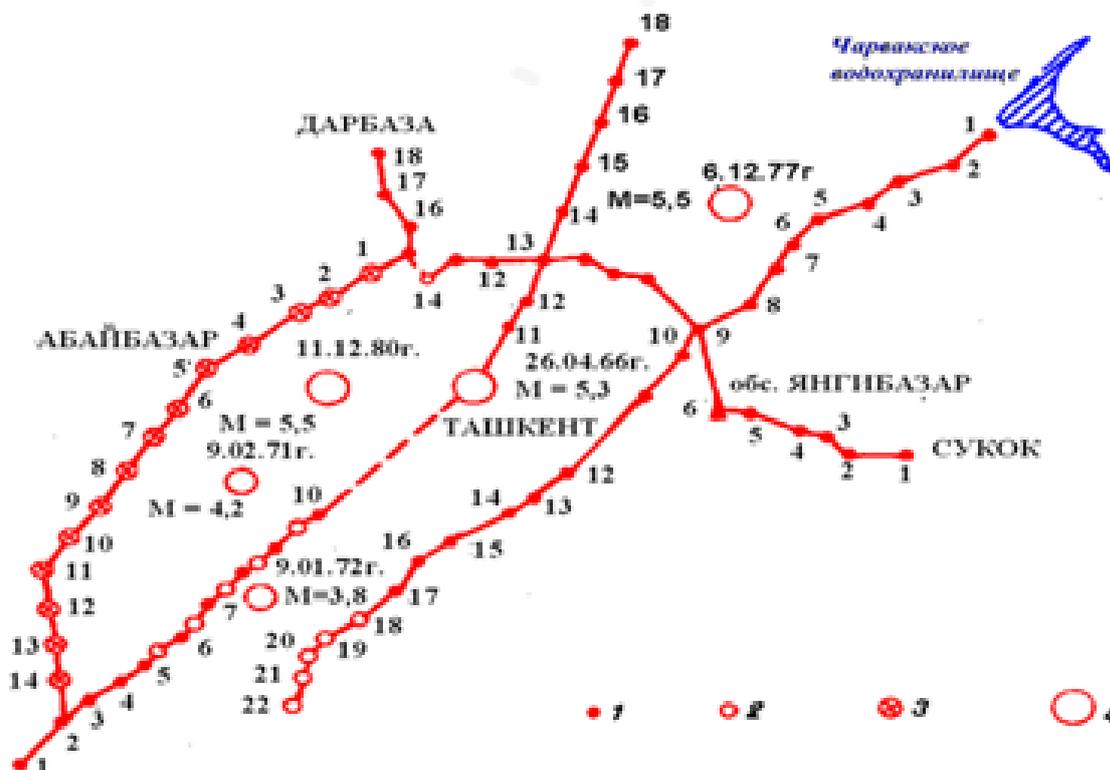


Рис. 1. Схема пунктов измерений магнитного поля на Ташкентском геодинамическом полигоне. 1 – пункты, заложены в 1968 г., 2 – пункты, заложены в 1970 г., 3 – пункты, заложены в 1975 г., 4 – эпицентры землетрясений.

Fig. 1. Scheme of magnetic field measurement points at the Tashkent geodynamic polygon. 1 – points laid down in 1968, 2 – points laid down in 1970, 3 – points laid down in 1975, 4 – earthquake epicenters.

На территории Ферганского геодинамического полигона геомагнитные исследования по проблеме прогнозирования землетрясений начаты в 1972 г. Был заложен замкнутый маршрут, охватывающий основные сейсмоактивные глубинные разломы и сейсмогенные зоны. Общая протяженность маршрута 650 км, количество пунктов – 130. Расстояние между пунктами 4-6 км (рис. 2). С 1979 г. на территории Восточной Ферганы организованы высокоточные площадные геомагнитные наблюдения на 40 пунктах. Этот специальный полигон охватил территорию площадью 5600 км². Расстояние между пунктами повторных съемок 10-15 км. Здесь также были задей-

станованы три станции непрерывного режима измерений геомагнитного поля. Частота измерений – 10 мин. Станции расположены субмеридионально и задействованы вблизи Гашаты, Андижана и Маданията с расстоянием между ними порядка 30 км.

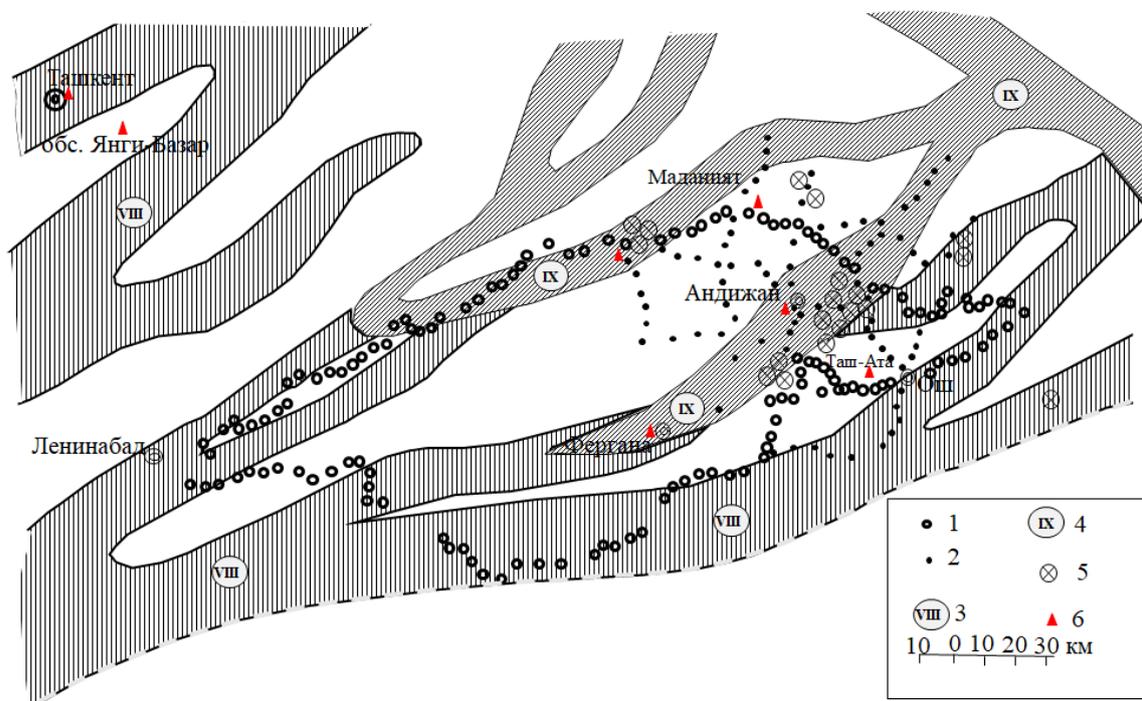


Рис. 2. Схема расположения геомагнитных маршрутной и площадной съемок на территории Ферганского геодинамического полигона. 1 – пункты маршрута, заложенные в 1972-1974 гг.; 2 – пункты площадной съемки, заложенные в 1975-1980 гг.; 3, 4 – сейсмогенные зоны VIII и IX-балльной интенсивности соответственно; 5 – эпицентры произошедших землетрясений; 6 – стационарные магнитометрические станции.

Fig. 2. Layout of geomagnetic route and areal surveys on the territory of the Fergana geodynamic polygon. 1 – route points laid down in 1972-1974; 2 – areal survey points laid down in 1975-1980; 3, 4 – seismogenic zones VIII and IX-point intensity, respectively; 5 – epicenters of occurred earthquakes; 6 – stationary magnetometric stations.

Эти площадные исследования с частотой опроса 2 раза в месяц на 40 пунктах проводились до 1989 г. Отметим, что в 1980-1983 гг. на территории Ферганского геодинамического полигона были задействованы ещё семь стационарных магнитных станций с дискретностью измерений 10-60 мин. Самое большое расстояние между станциями не превышало 100 км. Ферганский геодинамический полигон к 1983 г. обладал наиболее густой сетью пунктов повторных маршрутных, площадных магнитных съемок (270 пунктов) и одиннадцатью станциями стационарных наблюдений. Созданная сеть позволила зарегистрировать предвестники землетрясений: Исфара-Баткенского 31 января 1977 г. ($M = 6,7$); Алайского 1 ноября 1978 г. ($M = 6,8$); Чимионского 6 мая 1982 г. ($M = 5,8$); Майлисуйского 5 ноября 1983 г. ($M = 4,9$); Папского 17 февраля 1984 г. ($M = 5,6$); Джиргатаьского 27 октября 1984 г. ($M = 6,3$); Хамзаабдского 28 июня 1985 г. ($M = 4,8$); Мархаматского 19 февраля 1986 г. ($M = 4,4$).

Геомагнитные исследования на Кызылкумском геодинамическом полигоне в 1974-1977 гг. проводились по маршрутам Учкудук-Зарафшан, Тамдыбулак-Кызылкудук, Зарафшан-Мурунтау, Мурунтау-Муллалы, Тамдыбулак-Бешбулак и Бешбулак-Кериз, в основном, вдоль асфальтированных шоссейных дорог (рис. 3). Все маршруты пересекали тектонические зоны, зоны проявления интенсивного трещинообразования или проложены вдоль тектонических нарушений.

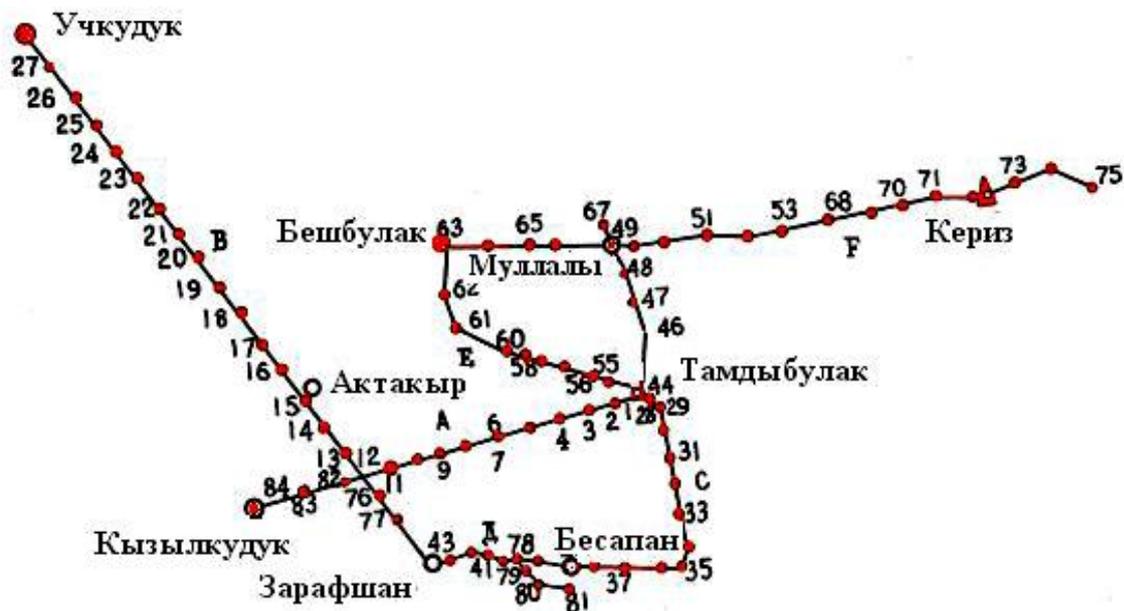


Рис. 3. Схема расположения пунктов магнитных наблюдений на Кызылкумском полигоне. 1 – пункты магнитных наблюдений; 2 – сейсмические станции.

Fig. 3. Scheme of location of magnetic observation points at the Kyzylkum polygon. 1 – points of magnetic observations; 2 – seismic stations.

Применялась методика синхронных измерений магнитного поля на опорном и рядовых пунктах. Частота повторения – один цикл измерений в год. Расстояние от опорного пункта (Тамдыбулак) до самой удаленной точки – не более 80 км. Последние измерения на полигоне проведены в октябре, за 5-6 месяцев до сильнейших Газлийских землетрясений 8 апреля ($M = 7,0$) и 17 мая 1976 г. ($M = 7,3$). Пункты Кызылкумского полигона удалены от эпицентра Газлийских землетрясений на 180-250 км. После возникновения Газлийского землетрясения 8 апреля 1976 г. для того, чтобы проследить за его афтершоковым процессом, были организованы геомагнитные наблюдения в эпицентральной зоне. Во время второго Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. одна станция функционировала в эпицентральной зоне (Каракыр), вторая – в 170 км к северу (Тамдыбулак). С 13 по 21 мая 1976 г. через каждые 5-10 мин круглосуточно велись синхронные замеры величины магнитного поля. 17 мая произошло 9-10-балльное землетрясение. Разностное значение поля между станциями Каракыр и Тамдыбулак за этот период находится на одном уровне, т. е. отсутствуют какие-либо изменения до, в момент и после землетрясения. Факт оказался парадоксальным несмотря на то, что функционирование магнитометра в эпицентральной зоне в момент такого сильного землетрясения – редкий случай в практике геомагнитных исследований по выявлению предвестников землетрясений.

Однако было выявлено другое явление. За период наблюдений 13-22 мая 1976 г. в вариациях магнитного поля внешнего происхождения наблюдались бухтообразные вариации с характерным временем 1-3 часа. В Тамдыбулаке и магнитных обсерваториях Янгибазар, Ванновская, Новоказалинск они протекали идентично, а в эпицентре каждый раз сильно искажались. Искажение (уменьшение) амплитуды бухты составляет 85-90% [Абдуллабеков и др., 1994; Электрические и магнитные предвестники землетрясений, 1983]. Это было выявлено и во время Чимионского землетрясения 6.V.1985 г. ($M = 5,8$) на станции Чимион. На основе этих результатов был разработан и патентован Способ прогнозирования землетрясений [Способ прогнозирования землетрясений, 1987].

Результаты геомагнитных исследований в эпицентральных зонах сильных землетрясений, районах объектов техногенного происхождения (крупные водохранилища, естественные подземные газохранилища, эксплуатируемые газонефтяные месторождения) позволяют с уверенностью констатировать, что геомагнитным методом можно контролировать геодинамические процессы, подготовку землетрясений, деятельность техногенных объектов.

Электрометрический метод

Методы электрометрии широко применяются путем изучения электрических естественных и искусственных постоянных и переменных полей Земли. Среди них – метод дипольных электрических зондирований (ДЭЗ). С середины 1960-х годов на территории Гармского полигона в Таджикистане [Барсуков, 1970; Прогноз землетрясений, 1983] в результате длительных регулярных наблюдений за изменениями кажущихся удельных электрических сопротивлений во времени была обнаружена их связь с местными землетрясениями. С начала 1980-х годов эти исследования на новом аппаратурно-методическом уровне организованы на территории Бишкекского полигона в Киргизии [Волыхин и др., 1993]. Была использована магнитогидродинамическая установка. На основе полученных данных сделаны выводы о связи вариаций электросопротивления горных пород с деформационными процессами в различных глубинах земной коры.

В период 1987-1989 гг. проводились наблюдения за геоэлектрическим потенциалом (ГЭП) в обсерватории Vitowa [Ralchovsky et. al., 1990]. Там же в Греции в течении 5 недель на двух станциях проводились непрерывные короткопериодные измерения компонент магнитотеллурического поля (МТП). В этот период случилось 5 землетрясений с $M = 4,0-4,3$. Для двух случаев сейсмоэлектрические сигналы не явились предвестниками, в трех случаях удалось определить связь с землетрясениями.

Экспериментируются и другие методы электромагнитного поля. Например, аномалии электромагнитных явлений (АЭЯ), наблюдавшиеся в 1981-1987 гг. в Китае. С 1985 г. в радиусе 400 км произошли 18 землетрясений с магнитудой 5 и более. Перед 15-ю из них были отмечены явные АЭЯ, перед остальными землетрясениями АЭЯ не были четкими [Lin et. al., 1990]. Изменения некоторых параметров электромагнитного поля перед землетрясениями нерегулярные. Исследование электросопротивления в области Шилонг (северо-восток Индии) показали, что перед роением землетрясений наблюдаются аномальные скачки электросопротивления. В период исследований в регионе произошли три роя землетрясений с магнитудами 4,5; 5,6; 4,3. Перед первым землетрясением зафиксировано увеличение электросопротивления на 25%, а перед вторым отмечено его уменьшение на 40% [Kauyal et. al., 1988].

Методы электрометрии применялись на геодинамических полигонах Узбекистана в 1968-1980 гг. [Абдуллабеков и др., 1994]. Существенны результаты исследований в эпицентральной зоне сильных ($M \geq 7,3$) Газлийских землетрясений 1976 г. Позже в районе Тамдыбулака (Центральные Кызылкумы) и пос. Южный Аламышик (Андижанская обл.) изучалось изменение электрического сопротивления горных пород, связанное с интенсивными тектоническими процессами в земной коре. В 1979-1980 гг. на территории Ходжаабадского полигона (Андижанская обл.) исследовалась связь изменения электросопротивления горных пород с геодинамическими процессами в земной коре. Так, удалось выделить вариации эффективного электросопротивления горных пород, связанные с природными (землетрясения, трещинообразования) и техногенными (деятельность водохранилищ, подземных естественных газохранилищ) процессами. Это свидетельствует о перспективности электрометрического метода при использовании его при контроле напряженно-деформированного состояния земной коры, по проблеме прогноза землетрясений.

Метод естественного импульсного электромагнитного излучения (ЭМИ) горных пород

Впервые возможность возникновения высоких электрических полей в недрах Земли и сопутствующих электрических разрядов в процессе механоэлектрических преобразований рассмотрена А.А.Воробьевым в конце 1970 годов [Воробьев, 1970; Воробьев и др., 1976].

В 1974 г. в штольне «Чарвак» были начаты совместные эксперименты по регистрации вариаций естественного импульсного электромагнитного излучения на основе Договора о научном сотрудничестве между Институтом сейсмологии АН Узбекистана и Томским политехническим институтом под научным руководством проф. А.А.Воробьева и др. Впервые в мировой практике

были выявлены аномальные предвестниковые изменения ЭМИ [Абдуллабеков и др., 1994; Воробьев и др., 1976].

Аномальные изменения ЭМИ накануне землетрясений выявлены сотрудниками Томского политехнического института в сейсмоактивных зонах Киргизии, Кавказа и Камчатки [Малышков и др., 1987]. А.М.Токтосопиевым [Токтосопиев, 1999] выявлены аномалии, проявляющиеся как увеличением, так и уменьшением интенсивности ЭМИ за единицы и десятки часов до сильных землетрясений.

Экспериментально-теоретические исследования ЭМИ сейсмической природы проведены в ИФЗ РАН [Поиск электромагнитных предвестников, 1988; Гохберг и др., 1979]. Экспериментальные исследования проведены в широком диапазоне частот с использованием в т. ч. спутниковых измерений. На Кавказе [Никифорова, 1991] исследователями зарегистрировано увеличение интенсивности ЭМИ перед коровыми и глубоководными землетрясениями. На километровой глубине в шахте (г. Тхибулы, Грузия) в условиях отсутствия внешних помех зарегистрировано увеличение интенсивности ЭМИ перед 12-ю землетрясениями с $K \geq 9,5$.

В Японии перед 7-ми из 10-ти произошедших землетрясений с $M > 3,0$ зафиксировано увеличение амплитуды и резонансных частот шумовых резонансов. Эффекты отсутствовали при землетрясениях с гипоцентрами под водой.

Сейсмоэлектромагнитные явления исследованы успешно с помощью космических аппаратов. Первыми наличие аномальных ЭМИ, по данным американского спутника ОГО-6, выявили М.Б.Гохберг, О.А.Похотелов, В.А.Пилипенко [Поиск электромагнитных предвестников, 1988; Гохберг и др., 1979]. Из шести событий в трех отмечен всплеск ЭМИ в моменты, когда спутник находился над очагом за несколько часов до землетрясения. Эффекты наблюдались на частотах выше 100Гц.

Сотрудниками ИЗМИ РАН собран значительный статистический материал по ЭМИ, зарегистрированных на ИСЗ «Интеркосмос-18» и «Интеркосмос-19». Измерялись ЭМИ в диапазоне частот 100-15600 Гц. По мере приближения во времени и пространстве к моменту и очагу землетрясения интенсивность ЭМИ возрастает.

На геостационарном спутнике «Геос-2» французскими исследователями выявлен ряд аномальных эффектов ЭМИ сейсмической природы. В частности, установлено, что в заключительной фазе подготовки землетрясения происходит дифференциация и смещение спектра в более высокочастотный диапазон. В ряде работ приводятся сведения о понижении интенсивности ЭМИ за первые сутки до землетрясения.

Вариации ЭМИ изучались на Ташкентском, Ферганском, Кызылкумском геодинамических полигонах, в эпицентральных зонах Алайского 1974 г., Газлийских 1976 и 1984 гг., Назарбекского 1980 г., Чимионского 1982 г. и других землетрясений [Электрические и магнитные предвестники, 1983; Воробьев и др., 1976].

В работах К.Н.Абдуллабекова и др. [Абдуллабеков и др., 1975; 1994; 2019] систематизированы и обобщены результаты полевых наблюдений вариаций ЭМИ, лабораторных исследований механоэлектрических процессов в горных породах. В работе [Гохберг и др., 1979] дается обзор основных результатов экспериментальных работ по поиску электромагнитных предвестников землетрясений. Составлен каталог импульсных электромагнитных предвестников землетрясений [Никифорова, 1991], в котором приведены результаты наблюдений ЭМИ в сейсмоактивных регионах земного шара и спутниковых наблюдений над районами землетрясений.

Выделенные предвестниковые эффекты ЭМИ на территориях геодинамических полигонов Узбекистана находятся в двух областях спектра электромагнитных колебаний [Малышков и др., 1987]. Первая расположена в сверхдлинноволновом и длинноволновом радиодиапазонах (длина волны – от сотен до первых тысяч метров, частота – от нескольких тысяч до миллиона Герц), вторая – в области видимого света.

Ионосферные исследования

Сейсмическое воздействие на полярную ионосферу открыто Я.Г.Бирфельдом и А.В.Таранцевым [Бирфельд и др., 1979]. Перед Аляскинским землетрясением 1964 г., за два часа до землетрясения сигнал на частоте 5 МГц при вертикальном зондировании принимался отраженным от ионосферных неоднородностей. За час до землетрясения на этой частоте начались пульсации [Moore, 1969]. М.Г.Анцилевич отмечал увеличение $10E$ перед Ташкентским землетрясением 1966 г. [Анцилевич, 1971]. G.T.Nesterov по изменениям напряженности поля радиосигналов, принимаемых в точках София и Витоши (Болгария), на шести фиксированных частотах выделил возмущения в ионосфере перед Вранчским (Румыния) землетрясением 4.03.1977 г. [Nesterov, 1979]. Экспериментальные и теоретические данные [Гольцин и др., 1967; Госсард и др., 1978] показывают, что сейсмические явления выбывают в ионосфере как мелкомасштабные волновые возмущения (ВВ) с периодами в десятки секунд-минуты, обусловленные распространениями быстрых акустических волн, так и среднемасштабные ВВ с периодами десятки минут-часы. В результате 7-летнего мониторинга ОНЧ/НЧ сигналов на Камчатке и с использованием данных сети Японских станций были получены интересные результаты [Rozhnoi et al., 2005].

После запуска французско-российского спутника DEMETER в 2004 г. совместно с наземными наблюдениями анализировалось поведение ОНЧ сигнала на спутнике. Обработка данных отразила хорошее совпадение наземных и спутниковых результатов при анализе сейсмической активности вблизи Японии [Molchanov et al., 2006; Rozhnoi et al., 2007].

Исследованы материалы вертикального зондирования ионосферы (ВЗИ), полученные на обсерватории Янгибазар начиная с 1964 г. Для определения связи между особенностями ионосферы и процессами в области очага землетрясений изучены параметры E и F областей ионосферы. В основном рассматривались ночные вариации f_0F_2 . За трое суток до Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. произошло аномальное увеличение Δf_0E_{cp} . После землетрясения Δf_0E_{cp} возвращается на исходный уровень. Увеличение критической частоты слоя E в ионосфере на обсерватории Янгибазар отмечено и перед Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г. [Хусомиддинов, 1990; Султанходжаев и др., 1988].

При детальном анализе высотно-частотных характеристик ионосферы над Ташкентским геодинамическим полигоном выявлено, что за 2-3 суток до землетрясения появляются сильные неоднородности, которые сохраняются несколько суток после него. Возмущения наблюдаются в E и F областях с наибольшей интенсивностью непосредственно перед землетрясениями. Наиболее ярко они проявились во время Таваксайского землетрясения.

В период Газлийских 1976 и 1984 гг. землетрясений не выявлены характерные отклонения, что, видимо, связано с большим эпицентральной расстоянием (600 км). При анализе ионограмм и вариаций f_0F_2 в период Джамбульского (10.V.1971 г., $M = 5,7$, $R \approx 200$ км) и Исфара-Баткенского (31.I.1977 г. $M = 5,6$, $R \approx 250$ км) землетрясений проявляются возмущения, аналогичные возмущениям при Ташкентском и Таваксайском. Как правило, аномальные изменения в ионосфере проявляются за 2-5 часов до землетрясения, т. е. относятся к краткосрочным предвестникам сейсмического события [Хусомиддинов, 1990; Султанходжаев и др., 1988].

Обобщая результаты многолетних исследований, установлены зависимости между параметрами предвестников и магнитудой землетрясений. Для прогнозирования магнитуды и времени проявления землетрясений найдены эмпирические зависимости между временем предвестника и магнитудой $LgT = f(M)$. Для прогнозирования места и магнитуды установлены зависимости между радиусом проявления предвестников и магнитудой ожидаемый землетрясений $LgR = 0,204M+1$; $LgR = 0,46M+0,08$ [Абдуллабеков и др., 2015; Абдуллабеков и др., 2016].

Разработано программное обеспечение по созданию базы геофизических данных и передачи их в информационно-аналитический центр Института [Sadirov va boshq., 2021].

Но, достигнутый уровень исследований оказался недостаточным для надежного прогнозирования сильных землетрясений. Тем не менее, полученные результаты отражают перспективность электромагнитных, ионосферных методов для применения их при проблеме прогнозирования сильных землетрясений. Но существуют проблемы, о которых было сказано выше. Они определяют необходимость продолжения усовершенствования комплекса геолого-геофизических методов, их оптимального размещения и автоматизации регистрации, оперативной обработки и выдачи заключений с использованием современных информационных технологий.

Наивысший уровень развития исследований относится к 1980-1990 гг. В этот период на территориях геодинамических полигонов сейсмоактивных регионов бывшего Союза исследования по проблеме прогнозирования сильных землетрясений финансировались Министерством геологии Союза по статье «Геологоразведка». В то время геолого-геофизические исследования применялись широко и охватывали территории Ташкентского, Ферганского и Кызылкумского геодинамического полигонов. После обретения независимости Республики Узбекистан, в переходный период финансирование исследований по проблеме прогноза землетрясений несколько уменьшилось.

Геодинамические полигоны Узбекистана на сегодня по проведенным на них комплексам геолого-геофизических исследований, объему и полученным результатам отличаются друг от друга. Ситуация по видам методов исследований и плотности размещения геофизических, гидрогео-сейсмологических исследований в настоящее время намного хуже, чем в 1980-1990 гг. Маршрутные геомагнитные измерения проводятся только на территории Ташкентского геодинамического полигона. Электрометрические, ионосферные исследования не проводятся. Также отсутствуют наклонометрические, деформометрические. GPS измерения проводятся только на двух пунктах – на территориях обсерватории Янгибазар и сейсмической станции Фергана.

В последнее время Правительство Республики Узбекистан уделяет большое внимание развитию сейсмологических исследований, в т. ч. по укреплению материально-технической модернизации аппаратной базы сейсмопрогностических исследований. Приняты ряд Указы и Постановления Президента Республики Узбекистан – № ПП-3190 от 9 августа 2017 г. «О мерах по совершенствованию проведения научных исследований в области сейсмологии, сейсмостойкого строительства и сейсмической безопасности населения и территории Республики Узбекистан»; № 3365 от 1 ноября 2017 г. «О мерах по дальнейшему укреплению инфраструктуры научно-исследовательских учреждений и развитию инновационной деятельности»; № 4794 от 30 июля 2020 г. «О мерах по коренному совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности населения и территории Республики Узбекистан»; № УП-144 от 30 мая 2022 г. «О мерах по дальнейшему совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности Республики Узбекистан» и ряд постановлений Кабинета Министров Республики Узбекистан в данной области. Приобретено современное геофизическое и гидрогео-сейсмологическое оборудование.

Безусловное и своевременное выполнение Указов и Постановлений Президента Республики Узбекистан, Постановлений Кабинета Министров позволит увеличить объем геофизических исследований, количество стационарных станций, повысить эффективность применяемых геофизических методов по проблеме прогнозирования сильных землетрясений.

Работа выполнена в рамках прикладной темы «Разработка усовершенствованной системы мониторинга комплекса предвестников землетрясений на территории Узбекистана», реализуемой в соответствии с Постановлением Президента Республики Узбекистан № ПП-4794 от 30 июля 2020 г.

Литература

1. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. - Т.: Фан, 1975. - 128 с.
2. Абдуллабеков К.Н., Гохберг М.Б., Мавлянов Г.А., Мигунов Н.И. и др. Электромагнитное излучение (ЭМИ) // Электромагнитные предвестники землетрясений. - М.: Наука, 1982. - С.14-23.
3. Абдуллабеков К.Н., Бердалиев Е.Б., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. и др. Геофизические исследования // Прогноз сейсмической опасности Узбекистана. Т.2. - Т.: Фан, 1994. - С. 91-165.
4. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Муминов М.Ю. Результаты многолетних исследований сейсмомагнитного эффекта в Узбекистане // Сб. тр. IX междунар. науч.-практ. конф. «Анализ, прогноз и управление природными рисками в современном мире ГЕОРИСК-2015» (Москва, 14-15 октября). Т. 1. - М., 2015. - С. 433-439.
5. Абдуллабеков К.Н., Туйчиев А.И. Особенности проявления предвестников землетрясений с расстоянием и размеры геотектонических блоков // ДАН РУз. - 2016. - №3. - С. 59-61.
6. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Современное состояние исследований по проблеме прогнозирования землетрясений // Проблемы сейсмологии. - 2019. - № 1. - С.18-23.
7. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Инструкция по прогнозированию землетрясений магнитометрическим методом. - Т.: Типография АН РУз, 2019. - 16 с.
8. Анцилевич М.Г. Влияние Ташкентского землетрясения на магнитное поле и ионосферу // Ташкент-

ское землетрясение 1966 г. - Т.: Фан, 1971. - 672 с.

9. Барсуков О.М. О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами. // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1970. - № 1. - С.84-89.

10. Бирфельд Я.Г., Таранцев А.В. Явления воздействия сейсмичности Земли через акустические волны на ионосферу // Открытия советских ученых. - М., 1979.

11. Вольхин А.М., Брагин В.Д., Зубович А.П. и др. Проявление геодинамических процессов в геофизических полях. - М.: Наука, 1993. - 158 с.

12. Воробьев А.А. О возможности электрических разрядов в недрах Земли // Геология и геофизика. - 1970. - № 12. - С. 3-13.

13. Воробьев А.А., Самохвалов М.А. и др. Аномальные изменения интенсивности естественного импульсного электромагнитного поля в районе Ташкента перед землетрясением // Узб. геол. журн. - 1976. - № 4. - С. 9-11.

14. Голыцин Г.С., Кляцкий В.И. Колебание в ионосфере, вызываемое движениями в земной поверхности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 3. - 1967. - № 10.

15. Госсард З., Хук У. Волны в атмосфере. - М., 1978.

16. Гохберг М.Б., Похотелов О.А. и др. О высокоточном электромагнитном излучении при сейсмической активности // ДАН СССР. - 1979. - Т. 248. - № 5. - С. 1077-1081.

17. Иманбаева М., Погребной В., Мозолева Е. Система мониторинга за гидрогеохимическими, гидродинамическими и геофизическими параметрами на территории Кыргызского Тянь-Шаня // Проблемы предотвращения последствий разрушительных землетрясений. Доклады второго Казахстанско-Японского семинара. - Алматы: ЭВЕРО, 2002. - С. 247-253.

18. Кузнецова В.Г. Сравнение геомагнитных вариаций, зарегистрированных в ряде пунктов Закарпатья // Геомагнетизм и аэрономия. - 1972. - Т. 12. - № 5. - С. 954-957.

19. Курскеев А.К. Проблемы прогнозирования землетрясений. - Алма-Ата: Наука, 1990. - 263 с.

20. Ларионов В.А. Изучение временных изменений аномальных магнитных полей на Байкальском геодинамическом полигоне // Современные движения земной коры. - Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1976. - С. 48-54.

21. Малышков Ю.П., Джумабаев К.Б. Прогнозирование землетрясений по параметрам естественного импульсного электромагнитного поля Земли // Вулканология и сейсмология. - 1987. - № 1. - С. 97-103.

22. Никифорова Н.А. Каталог импульсных электромагнитных предвестников землетрясений. Институт физики Земли АН СССР. - М., 1991. - 128 с.

23. Оганесян Г.М., Кирокосян Х.В. Некоторые аномальные изменения Т и ЭТП в связи с сейсмическими событиями на территории Армянской ССР // Прогноз землетрясений. - Душанбе-М.: Дониш, 1986. - С. 211-215.

24. Поиск электромагнитных предвестников землетрясений // Под ред. М.Б.Гохберга. - М.: ИФЗ АН СССР, 1988. - 244 с.

25. Прогноз землетрясений / Под ред. М.А.Садовского. - Душанбе-М.: Дониш, 1983-1984. - 216 с.

26. Садовский М.А., Негматуллаев С.Х., Нерсесов И.Л., Сквородкин Ю.П. Тектономагнитные исследования на Душанбинском и Гармском полигонах // ДАН СССР. - 1979. - № 2. - Т. 249. - С. 326-328.

27. Способ прогнозирования землетрясений // Авторское свидетельство № 1356767. Зарегистрировано 1 августа 1987 г. /ДСП/.

28. Султанходжаев А.Н., Хусомиддинов С.С. Краткосрочные предвестники Газлийских землетрясений // ДАН СССР. - 1988. - № 5. - С. 4.

29. Токтосопиев А.М. Электромагнитные процессы в связи с сейсмичностью (на примере Северо-Тяньшаньского сейсмического пояса): Автореф. дисс... докт. физ.-мат. наук. - Т., 1999. - 28 с.

30. Хусомиддинов С.С. Закономерности аномальных вариаций геофизических полей в сейсмоактивных зонах Узбекистана: Автореф. дисс докт. физ.-мат. наук. - Т., 1990. - 41 с.

31. Шапиро В.А. Локальные аномалии векового хода геомагнитного поля и проблема предсказания землетрясений // Поиски предвестников землетрясений. - Т.: Фан, 1976. - С. 200-207.

32. Электрические и магнитные предвестники землетрясений / Под ред. В.П.Головкова. - Т.: Фан, 1983. - 135 с.

33. Breiner S., Kobach R.L. Local geomagnetic events associated with displacement of the San-Andreas fault // Science. 158. - 1968. - № 1.

34. Djadkov P., Minenko M., Mikheev O., Sobolev O. Some results of tektonomagnetic observations in epicentral zone of the M – 7,5 Altay earthquake, September 27, 2003. Abstracts V General Assembly Asian seismological commission Dedicated to the 15th Anniversary of the Devastating Armenian (Spitak) Earthquake. October. - 2004. Yerevan. Armenia. - P. 121.

35. Fujita N. Magnetic change accompanying the Haicheng earthquake of February 4, 1975 // J Geod. Soc. Jap. - 1977. - V. 23. - P. 123.

36. Kayal J., Baneris B. Anomalous behavior of precursor resistivity in Shillong area, NE India // Bull. Geophysical J. - 1988. - № 1. - P. 88-94.

37. Lin M., Li K. Supervision and studying of anomalies of the electromagnetic waves connected to strong earthquakes // J. Seismological Research. - 1990. - № 4. - P. 11-19.

38. Molchanov O.A., Rozhnoi A., Solovieva M. et al. Global diagnostics of ionospheric perturbations associated with seismicity using VLF transmitter signals received on DEMETER satellite // Natural Hazard and Earth System Sciences. - 2006. - № 6. - P. 745-753.

39. Moore G.W. Magnetic disturbances preceding the 1964 Alaskan earthquake // Nature. - 1969. - V. 224.

40. Nesterov G.T. Possible ionospheric presage of

the (Vransha) Earthquake of March 4/1977. Rep. Bol. Akad. Sc. - 1979. - V. 32.

41. Ralchovsky T., Komarov L. Comparison of electrical precursors observed in Greece and Bulgaria // Tectonophysics. - 1990. - 16. - № 4. - P. 71-80.

42. Rikitake T. Geomagnetism and earthquake prediction // Tectonophysics. - 1968. - V. 6. - № 1. - P. 59-62.

43. Rozhnoi A., Molchanov O.A., Solovieva M., Gladyshev V., Akentieva O., Berthelier J.J. et al. Possible seismo ionosphere perturbations revealed by VLF signals

collected on ground and on a satellite // Natural Hazard and Earth System Sci. - 2007. - № 7. - P. 617-624.

44. Rozhnoi A.A., Solovieva M.S., Molchanov O.A., Biagi P.E., Hayakawa M., Maekawa Sh. Disturbances in VLF/ LF signals correlated with earthquakes in the Europe station and Asia network // IWSE - 2005. Abstracts, Chofu Tokyo Japan. March 15-17. - 2005. - P. 428-431.

45. Sadirov F.X., Shukurov Z.F., Nurmatov U.A. GPS Data. Дастурий таъминот. DGU 2021 2893.

GEOFIZIK USULLARDA ZILZILALARNI PROGNOZ QILISH MUAMMOSI TO'G'RISIDA

Maksudov S.X., Tuychiev A.I., Xusomiddinov S.S.

Annotatsiya. Maqolada Rossiya, Kavkaz, Ukraina, Markaziy Osiyo respublikalari, O'zbekiston geodinamik poligonlari va ayrim kuchli zilzilalar epitsentral xududlarida zilzilalarni prognoz qilish muammosi doirasida o'tkazilgan geofizikaviy izlanishlar natijalari tahlil qilinadi. Geomagnet, elektr, impulsi elektromagnet va ionosfera toklari maydonlari bo'yicha izlanishlar natijalari keltirilgan. Anomal variatsiyalarning vaqt – makonda har xil xarakterda namoyon bo'lishi aniqlangan. O'zbekiston geodinamik poligonlarida olib borilayotgan geofizikaviy izlanishlarning xozirgi vaqtidagi xolati keltirilgan.

Kalit so'zlar: geofizikaviy usullar, anomal variatsiyalar, seysmogen zona, zilzila darakchilari.

ABOUT THE PROBLEM OF EARTHQUAKE PREDICTION BY GEOPHYSICAL METHODS

Maksudov S.Kh., Tuychiev A.I., Khusomiddinov S.S.

Annotation. The article analyzes the results of geophysical research on the problem of earthquake prediction, obtained in the territories of Russia, the Caucasus, Ukraine, the Central Asian Republics, in the geodynamic polygons of Uzbekistan and in the epicentral zones of some strong earthquakes. The results of geomagnetic, electrometric, pulsed electromagnetic and ionospheric studies are presented. The unequal spatio-temporal nature of the manifestation of anomalous variations was revealed. The current state of geophysical research at the geodynamic ranges of Uzbekistan is noted.

Key words: geophysical methods, anomalous variations, seismogenic zone, earthquake precursors.

УДК 550.38 550343(375.1)

КОРОТКОПЕРИОДНЫЙ ПРЕДВЕСТНИКОВЫЙ СИГНАЛ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ОТ БЛИЗКОГО БАЙСУНСКОГО-3 (ЧИЛАНЗАРСКОГО) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 12.05.2022 г. С М = 5,8

М.Ю. Муминов¹, У.А. Нурматов¹, Н. Нарходжаева², М.З. Мирзоидов²

¹ *Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент*
muminov.mirzoid@mail.ru

² *Республиканский Центр сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз, rcsm@fvv/uz*

Аннотация. Приводятся особенности сеймотектонических условий возникновения Байсунского-3 (Чиланзарского) землетрясения 12.05.2022 г. с М = 5,8 и наблюдаемых 2-3 суточных аномальных вариаций геомагнитного поля на ст Зарабаг. Анализируются возможные причины отсутствия средне- и долгопериодных предвестниковых сигналов от близкого сильного землетрясения.

Ключевые слова: вариация, геомагнитное поле, предвестник, дальность распространения, прогнозирование, активизированный разлом, чувствительность, деформация, напряжение.

Введение. Магнитометрическая станция(ст.) Зарабаг расположена в Южном Узбекистане в Сурхандарьинской области на расстоянии 35 км от эпицентра Байсунского землетрясения

12.05.2022 г., $M_b = 5,8$, $M_l = 5,7$, глубина $H = 15,0$ км, ощущавшегося в населенных пунктах эпицентральной зоны с интенсивностью 6-7 баллов по шкале MSK-64. За период 12-14 мая зарегистрированы 3 афтершока – 12 и 13 мая ($M = 2,6$ и $2,8$) на глубине $H = 10,0$ км [Исмаилов, Нурматов и др., 2022].

В сейсмическом отношении сейсмогенные зоны Южного Узбекистана подразделяются на две категории. К первой относится Гиссаро-Кокшаальская – самая высокопотенциальная сейсмогенная зона территории Южного Узбекистана. В ее пределах в 1907 г. возникли парные Каратагские землетрясения с $M = 7,4$ и $M = 7,3$. По оценкам [Хусанбаев и др., 2002] и [Ибрагимов, Нурматов и др., 2011], сеймотектонический потенциал этой зоны оценен как $M \leq 7,5$. Сейсмический потенциал остальных сейсмогенных зон территории не превышает $M = 6,5$. Сурхантау-Шерабад-Келифская сейсмогенная зона, в пределах которой 12 мая 2022 г. возникло Байсун-3 (Чиланзарское) землетрясение, отнесена ко второй категории с сеймотектоническим потенциалом $M \leq 6,5$. Сейсмический потенциал остальных сейсмогенных зон Южного Узбекистана также не превышает $M \leq 6,5$ (рис. 1).

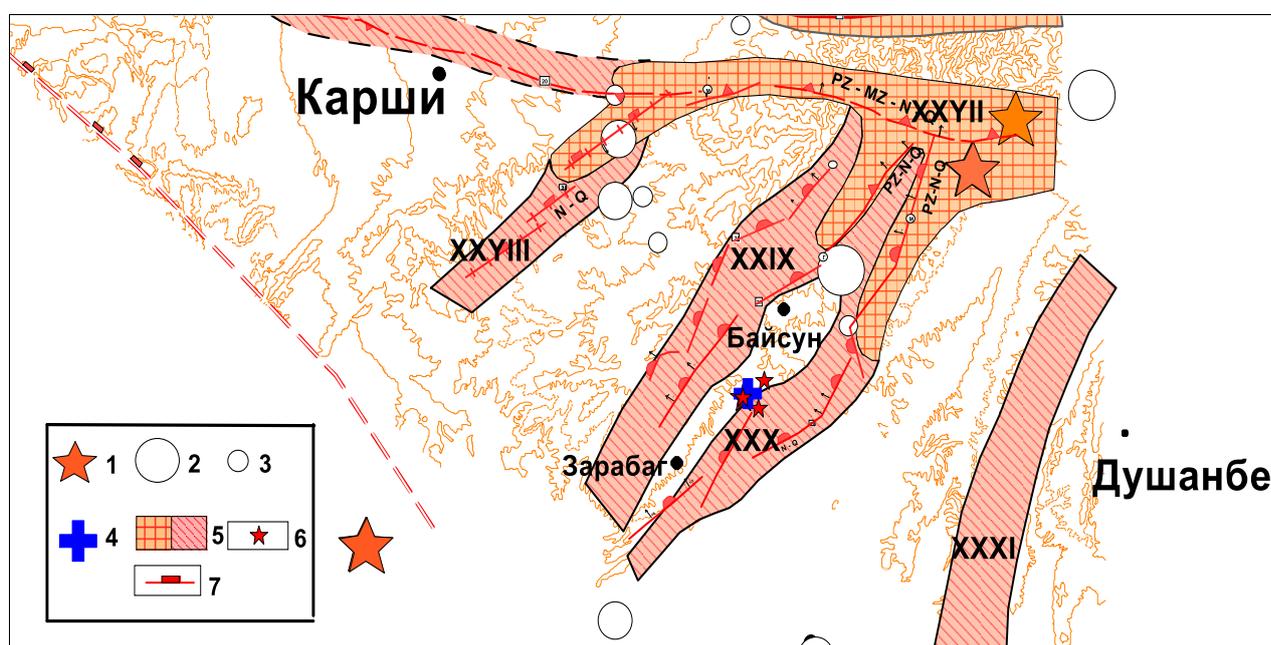
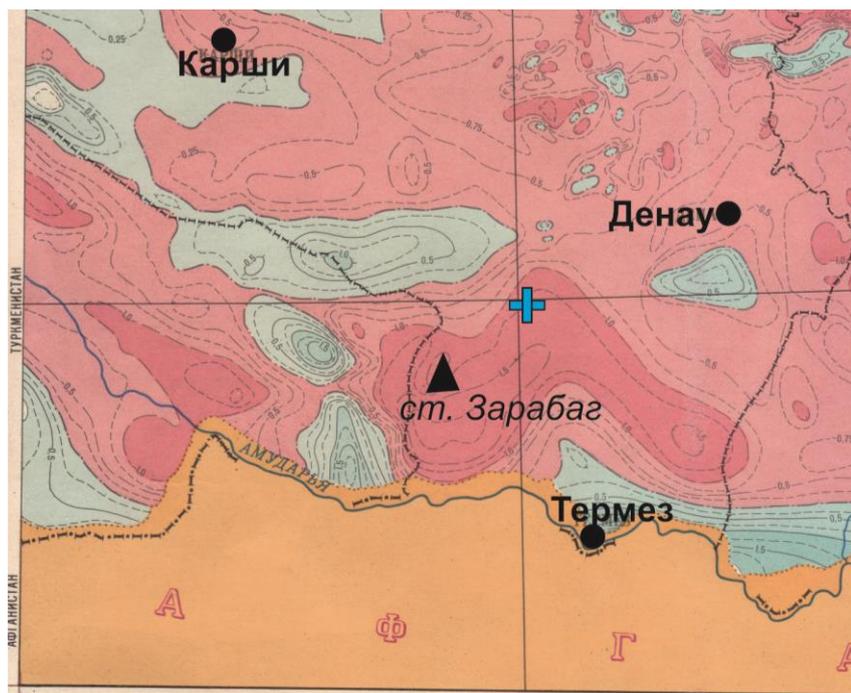


Рис. 1. Сейсмогенные зоны Южного Узбекистана и эпицентры сильных (с $M \geq 5,0$) землетрясений. Эпицентры землетрясений: 1 – Каратагских 1907 г. с $M \geq 7,0$; 2 – с $M \geq 6,0$; 3 – с $M \geq 5,0$; 4 – эпицентр землетрясения 12 мая 2022 г.; 5 – сейсмогенные зоны с сейсмическим потенциалом $M \leq 7,5$ и $M \leq 6,5$; 6 – эпицентры афтершоков; 7 – разломы земной коры. Сейсмогенные зоны: XXVII – Гиссаро-Кокшаальская; XXVIII – Кызылдарьинско-Лянгар-Караильская; XXIX – Байсун-Кугитангская; XXX – Сурхантау-Шерабад-Келифская; XXXI – Бабатаг-Кейкитауская.

Fig.1. Seismogenic zones of Southern Uzbekistan and epicenters of strong (with $M \geq 5,0$) earthquakes. Earthquake epicenters: 1 – Karatag 1907 with $M \geq 7,0$; 2 – with $M \geq 6,0$; 3 – with $M \geq 5,0$; 4 – earthquake epicenter on May 12, 2022; 5 – seismogenic zones: with seismic potential $M \leq 7,5$ and $M \leq 6,5$; 6 – epicenters of aftershocks; 7 – faults of the Earth's crust. Seismogenic zones: XXVII – Hissar-Kokshaal; XXVIII – Kyzyl-darya-Lyangar-Karail; XXIX – Baysun-Kugitang; XXX – Surkhan-tau-Sherabad-Kelif; XXXI – Babatag-Keikitau.

В магнитном отношении ст. Зарабаг расположена в относительно спокойном отрицательном поле с интенсивностью $\Delta T_a = -100 \div 150$ нТл. Абсолютное значение геомагнитного поля около $T_a = 51700$ нТл (рис. 2).



Шкала интенсивности магнитного поля

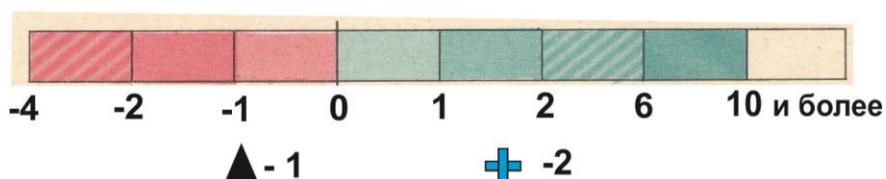


Рис. 2. Фрагмент из карты аномального магнитного поля Средней Азии. Изолинии ΔT_a . (Под ред. Б.Б. Таль-Вирского и др., 1991). 1 – магнитометрическая станция; 2 – эпицентр Байсунского-3 (Чиланзарского) землетрясения.

Fig. 2 Fragment from the map of the anomalous magnetic field of Central Asia. Isolines of ΔT_a . (edited by B.B. Tal-Virsky and others, 1991). 1 – magnetometric station; 2 – epicenter of the Baysun-3 (Chilanzar) earthquake.

Результаты

Магнитометрические исследования в целях контроля сейсмической опасности Южного Узбекистана были начаты в 1980-х годах прошлого столетия на ст. Шурчи. В то время получен ряд обнадеживающих короткопериодных геомагнитных предвестников землетрясений. Но из-за постепенного загрязнения территории станции в отношении магнитных помех, в мае 2020 г. решено перенести магнитометр на территорию сейсмической станции Зарабаг, которая была оснащена высокоточным ($\pm 0,1$ нТл) протонным магнитометром *GSM-19T* производства Канады. Полученные материалы наблюдений обрабатываются по стандартной методике относительно опорной станции Назарбек и обсерватории Янгибазар, расположенной в Приташкенетском районе. Все станции работают в 10-ти минутном режиме, производят по 144 замеров в сутки.

Среднеквадратические разности между рядовой (ст. Зарабаг) и опорной (ст. Назарбек или обс. Янгибазар) станциями в течение суток колеблются около $\sigma_{cp}^2 = \pm 1,5 \div 3,0$ нТл. Значительные колебания σ_{cp}^2 связаны с географической удаленностью места установки станций друг от друга, некоторым сдвигом часового пояса, различием геолого-геофизических особенностей прохождения солнечно-суточных (S_q) и других внешних вариаций геомагнитного поля. На рис. 3 приведены характерные прохождения S_q (с интенсивностью $J = 40$ нТл) вариации за обычные летние магнитоспокойные сутки (с $K = 2$).

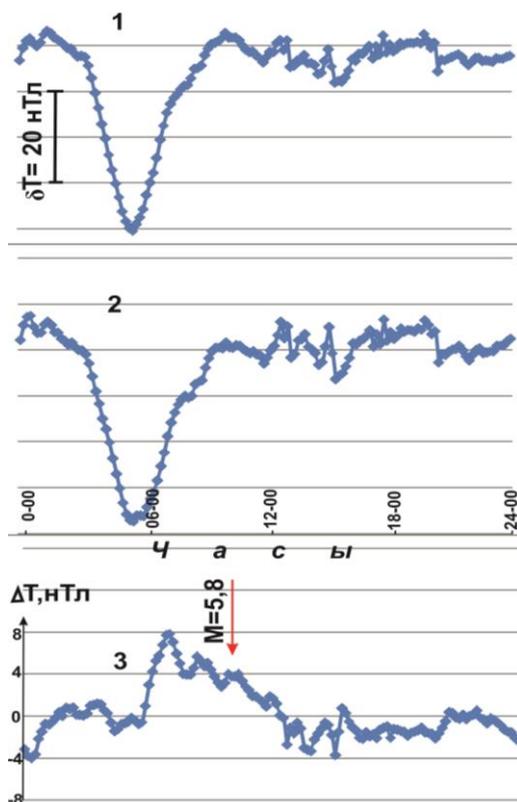


Рис. 3. Вариации геомагнитного поля (δT), наблюдаемые на станциях Зарабаг (1) и Назарбек (2) и их разности (ΔT) в период возникновения Байсунского землетрясения 12.05.2022 г. с $M = 5,8$.

Fig. 3. Variations of the geomagnetic field (δT) observed at Zarabag (1) and Nazarbek (2) stations and their differences (ΔT) during the occurrence of the Baysun earthquake on 12.05.2022 with $M = 5,8$.

Известно, что в зависимости от интенсивности дневного понижения, скорости изменения Sq и других вариаций внешнего поля, разностное поле ΔT между рядовой и опорной станцией может варьировать в широких пределах. Особенно существенные отклонения разностных значений ΔT отмечаются в дневные часы в период от восхода солнца (8-00 местного времени) до полного восстановления дневного минимума (14÷15 часов местного времени). Для примера на рис 3 приведены вариации внешнего магнитного поля и вариации разностей между ст. Зарабаг, расположенной в 35 км от эпицентра Байсунского землетрясения и опорной ст. Назарбек в Приташкентском районе. Среднеквадратическое отклонение 10-ти минутных разностей (ΔT) от среднесуточного (осреднённый из 144 значений) в этот период равнялось $\sigma_{\text{ср.сут}}^2 = \pm 2,31$ нТл. Тогда как в дневной магнитоактивный период (с 8-ми до 17 часов местного времени) $\sigma_{\text{ср.дневн}}^2 = \pm 6,5$ нТл, а в спокойные магнитоинертные ночные часы (с 18 часов по 5-00 следующих суток) $\sigma_{\text{ср.веч.}}^2 = \pm 0,87$ нТл. В связи с этим 7-8-часовое бухтообразное повышение разностного поля нельзя принимать как предвестник Байсунского землетрясения. Эти изменения (9-10 нТл) значительно меньше уровня принятого доверительного интервала для дневного периода $2\sigma_{\text{ср.дневн}}^2 = \pm 13,0$ нТл.

В повседневности проявления подобных дневных изменений можно убедиться, просмотрев рис. 4, где бухтообразные вариации разностного поля отмечаются ежедневно, с различной интенсивностью в зависимости от изменений внешнего поля. Здесь же видны прерывистые заштрихованные участки временного ряда, построенные в соответствии с уровнем разностей в магнитоспокойные ночные часы. Это заштрихованное 2-3-суточное бухтообразное изменение с интенсивностью 4-5 нТл может быть короткопериодным сейсмамагнитным эффектом Байсунского землетрясения 12.05.2022 г., по интенсивности в два и более раз превышающий уровень естественных флуктуаций ночного периода, равный $2\sigma_{\text{ср.веч.}}^2 = 1,75$ нТл.

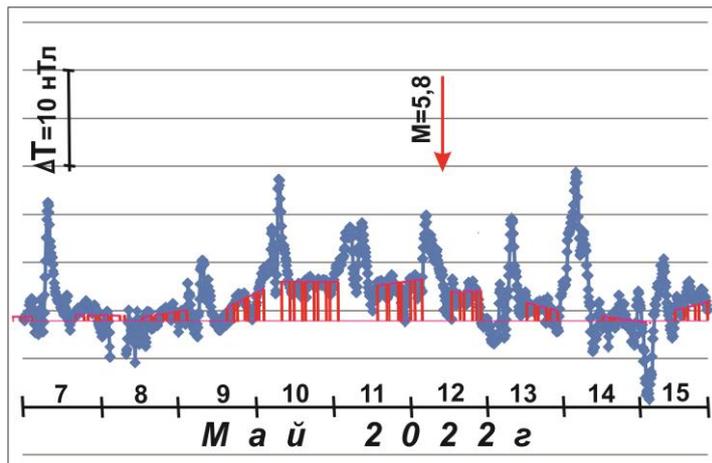


Рис. 4. Короткопериодный сейсмомагнитный эффект Байсунского землетрясения 12.05.2022 г. на ст. Зарабаг. Заштрихованная зона – сейсмомагнитный эффект, построенный по разностям магнитоспокойного периода суток.

Fig. 4. Short-period seismomagnetic effect of the Baysun earthquake of 12.05.2022 on Zarabag st. The shaded zone is a seismomagnetic effect built on the differences of the magnetically calm period of.

В период подготовки близкого сильного Байсунского землетрясения на фоне уровня естественных флуктуации ($2\sigma_{\text{ср.}}^2 = 0,9 \text{ нТл}$) разностного поля (ΔT) средне- и долгопериодные предвестники не выявлены (рис. 5).

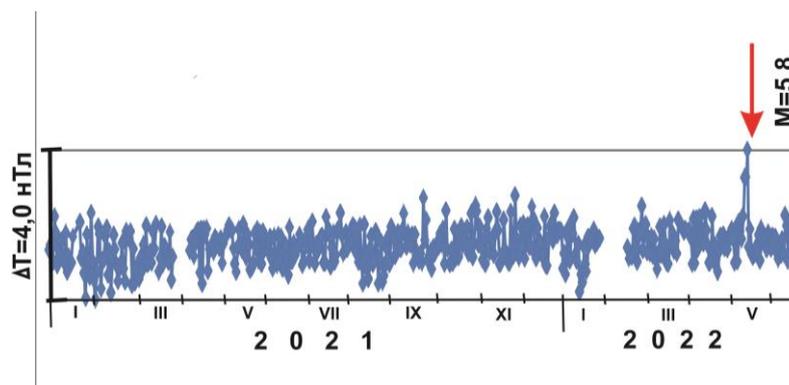


Рис. 5. Вариации магнитного поля на ст. Зарабаг в 2021-2022 гг. в период Байсунского землетрясения 12.05.2022 г. с $M = 5,8$, $R = 35$ км.

Fig. 5. Variations of the magnetic field at Zarabag in 2021-2022 during the Baisun earthquake on 12.05.2022 with $M = 5,8$, $R = 35$ km.

Обсуждение результатов

За период инструментальных наблюдений Байсунское-3 (Чиланзарское) землетрясение 12 мая 2022 г. с $M = 5,8$ является третьим и самым сильным землетрясением, произошедшим в Сурхантау-Шерабад-Келифской сейсмогенной зоне. Ранее, поблизости от эпицентральной области произошедшего Байсунского 2022 г. землетрясения, сильные землетрясения с магнитудой $M \geq 5$ не проявлялись. Несмотря на отсутствие сильных землетрясений как за исторический, так и за период инструментальных наблюдений сейсмический потенциал Сурхантау-Шерабад-Келифской сейсмогенной зоны Хусанбаевым, Ибрагимовым и др. был оценен равным $M \leq 6,5$. Основание для такой оценки – геолого-геофизические особенности территории, характер новейших и современных движений земной коры, особенности геологического строения и др. Результаты оценки потенциала территории подтвердились и данными кластерного анализа комплекса геолого-геофизических данных [Хусанбаев, Ибрагимов и др., 2002 г.].

Проведенный анализ сеймотектонической обстановки района возникновения Байсунского-3 землетрясения 12 мая 2022 г. свидетельствует о том, что очаг землетрясения приурочен к сейсмогенному разлому, который ранее был обозначен сейсмоопасным. Сила землетрясения не превышала прогнозируемой ранее величины. В пределах территории Южного Узбекистана имеется ряд участков, где концентрация слабых землетрясений с высоким значением. Особенно настораживает очаговая зона Каратагских землетрясений, которая в течение 115 лет находится в состоянии относительного сейсмического покоя, и участок Гиссаро-Кокшаальской сейсмогенной зоны между очагами Каратагских (1907 г.) и Камашинских (1999 г. и 2000 г.) землетрясений.

Возникновение Байсунского землетрясения в пределах исследуемой территории в некотором смысле подтверждает большинство высказываний тектонистов о долгопериодной оценке сейсмической обстановки района. В отношении наиболее информативного магнитометрического метода такого не скажешь. Дело в том, что магнитометр, установленный на ст. Зарабаг, удаленный от эпицентра Байсунского землетрясения всего на 30-35 км, не реагировал в долгопериодном отношении, хотя функционировал в этом районе с мая 2020 г. Более двух лет разностное поле ΔT варьировало в пределах нормального уровня естественных флуктуаций $2\sigma_{cp} = 0,9$ нТл. Однозначно интерпретировать отсутствие этих предвестниковых сигналов невозможно, так как по ранее выявленной зависимости [Муминов, 2022]

$$lg \Delta t_a = 0,27M + 0,84 \quad (1)$$

сильному землетрясению с $M = 5,8$ (с вероятностью $r = 0,8$) должно было предшествовать аномальное изменение магнитного поля с длительностью $\Delta t_a = 255$ сут.

Схожесть форм (наблюдаемых бухтообразных предвестниковых аномалий магнитного поля и приращения упругой потенциальной энергии в моделях подготовки тектонического землетрясения [Добровольский, 1984]) лишней раз указывает на то, что источниками среднепериодных предвестниковых аномалий магнитного поля являются именно изменения упругой потенциальной энергии в процессе подготовки тектонического землетрясения. В пользу последнего можно привести следующие особенности проявления различных предвестниковых полей. Сравнение зависимости длительности проявления от силы землетрясения различных предвестниковых полей с геомагнитными (рис. 6) указывает на близость выявленных зависимостей деформационного поля (наклоны земной поверхности) [Яковлев и др., 1981]:

$$g \Delta t_a = 0,26M + 0,63 \quad (2)$$

с геомагнитными (1). Близкая синхронность проявления этих двух независимо регистрируемых параметров на геодинамических полигонах Узбекистана указывает на общность их источников, т. е. примерно одинакового отклика их к приращениям упругой потенциальной энергии (ΔW) в зоне подготовки землетрясения.

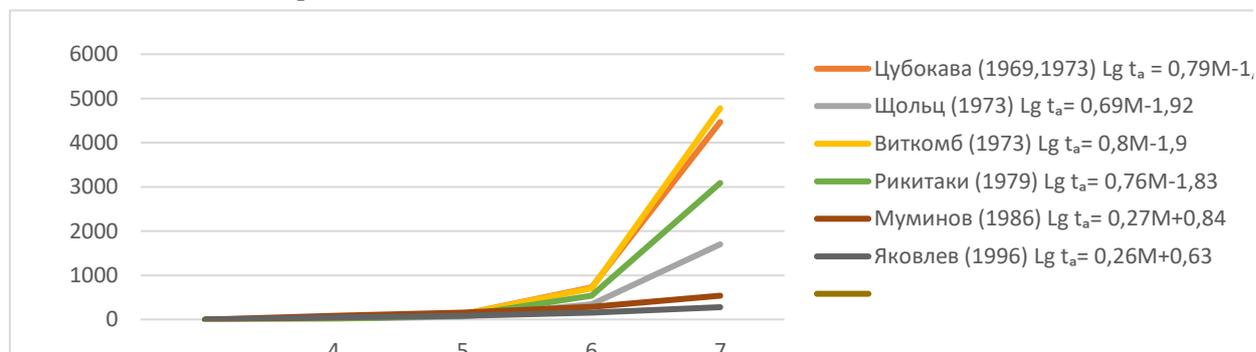


Рис. 6. Сравнение зависимостей длительности проявления различных предвестниковых полей (сутки) от силы землетрясения.

Fig. 6. Comparison of the dependences of the duration of the manifestation of various precursor fields (day) on the strength of the earthquake.

Из вышеизложенного следует, что возможная причина отсутствия 200-300-суточных предвестников в этом случае может быть объяснена особенностями разломов, т. е. погасающей способностью их изменений поля напряжений в процессе подготовки землетрясения [Муминов, Кучкаров и др., 2021]. Магнитометрическая ст. Зарабаг расположена над коренными породами в центре блока, ограничена активизированными разломами, что, вероятно, было решающим фактором инертности станции к изменениям поля напряжений (см. рис. 5). Для выяснения реакции Гиссаро-Кашкальского разлома целесообразно проведение режимных магнитометрических наблюдений в относительно высокой потенциально опасной зоне, т. е. в эпицентральной зоне Каратагских землетрясений 1907 г., в зоне динамического действия Гиссаро-Кашкальского активного разлома. При наличии измерительной аппаратуры эти исследования необходимо проводить параллельно на станциях Зарабаг (как «опорной», относительно инертной) и Каратаг (расположенной в потенциально повышенной сейсмоактивной зоне). При нехватке приборов дальнейшие исследования целесообразно продолжить в более сейсмоактивном районе – Гиссаро-Кокшаальском активном разломе.

Наблюденная инертность станции к среднепериодным предвестникам как бы компенсируется проявлением 2-3-суточного оперативного предвестника. Аномалия определена по среднесуточным значениям ΔT и подтверждена разностными значениями $\Delta T_{\text{веч.}}$ в магнитоспокойные вечерние часы суток (см. рис. 4).

Случай проявления 2-3-суточного положительного предвестникового сигнала подтверждает истинность аномалии, полученной 44 года тому назад, предвестника Алайского землетрясения 01.11.1978 г. с $M = 6,8$ (рис. 7) [Шапиро, Абдуллабеков и др., 1982].

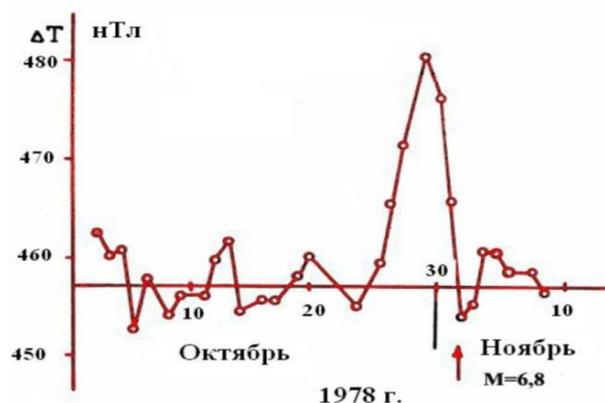


Рис. 7. Предвестниковая аномалия геомагнитного поля, связанная с Алайским землетрясением 01.11.1978 г. с $M = 6,8$.

Fig. 7. The precursor anomaly of the geomagnetic field associated with the Altai earthquake on 01.11.1978, $M = 6,8$.

С тех пор в практике исследований подобная положительная короткопериодная аномалия перед сильными землетрясениями не отмечалась. Значит, такое явление существует и его необходимо изучать в целях оперативного прогнозирования землетрясения. Для этого необходимо организовать онлайн-передачу информации и онлайн-обработку данных и интерпретации для представления сведений в прогнозную комиссию.

Выводы

1. Отсутствие предвестника ранее установленной формы и проявление предвестника не традиционными параметрами перед Байсунским землетрясением еще раз свидетельствует об актуальности учета конкретных геолого-геофизических и сеймотектонических условий при интерпретации наблюдаемых аномальных вариаций геомагнитного поля.

2. Отсутствие средне- и долгопериодных предвестников Байсунского землетрясения 2022 г. подтверждает наши высказывания об относительной инертности внутриблочного про-

странства, состоящего из коренных пород. Наличие разломов между установленными магнитометрическими пунктами наблюдений и очагом готовящегося землетрясения может существенно ослабить изменения поля напряжений, вызывающие предвестниковые сигналы.

3. Обнаружение короткопериодного 2-3-суточного аномального изменения геомагнитного поля перед Байсунским землетрясением подтвердило наличие положительных короткопериодных бухтообразных аномальных вариаций предвестникового характера, которые ранее были обнаружены перед Алайским землетрясением $M = 6,8$. Природа этих предвестниковых аномалий в отличие от средне- и долгопериодных, может быть связана с механо-электрическими явлениями в завершающей стадии подготовки тектонического землетрясения.

4. Полученные результаты свидетельствуют о том, что для оперативного прогнозирования готовящихся землетрясений необходимо перейти на онлайн-режим наблюдений, передачи информации, обработки и интерпретации результатов мониторинга.

Литература

1. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. - М.: Наука, 1984. - 188 с.
2. Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.А., Садыков Ю.М. и др. Карта «Сейсмогенные зоны Узбекистана и прилегающих территорий». М: 1:1600000. - Т.: Государственное научно-производственное предприятие «Картография» Госкомземкадастр, 2011.
3. Исмаилов В.А., Нурматов У.А., Ибрагимов А.Х., Ёдгоров Ш.И., Ядигаров Э.М., Актамов Б.У., Бозоров Б.Ш. О последствиях Байсунского-3 (Чиланзарского) землетрясения 12 мая 2022 года // Проблемы сейсмологии. - 2022. - № 1. - С. 3-12.
4. Карта аномального магнитного поля Средней Азии. Изолинии ΔT_a . Масштаб 1:1500000 / Под ред. Б.Б.Таль-Вирского и др. - Т., 1991.
5. Муминов М.Ю., Кучкаров К.И., Каримов ЖЖ., Мирзоедов М.З. О дальности распространения геомагнитных предвестников землетрясений // Проблемы сейсмологии. - 2021. - № 2. - Т. 3. - С. 34-51.
6. Муминов М.Ю. О формах и временных особенностях среднепериодных предвестников землетрясений // Проблемы сейсмологии. - 2022. - № 1. - С. 59-71.
7. Хусанбаев Д.Д., Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.А. Сейсмотектонический потенциал земной коры и оценка M_{max} сейсмогенных зон // Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2002. - С. 59-75.
8. Яковлев В.Н., Яковлева И.В., Барабохина Г.П. Статистический анализ деформаций предвестников землетрясений // Информ.сообщение АН УзССР. № 253. - Т.: Фан, 1981. - 12 с.
9. Шапиро В.А., Абдуллабеков К.Н., Муминов М.Ю. Хаджиев Т., Бердалиев Е.Б. Временные изменения аномального поля в Ферганской долине в 1973-1979 гг. и прогноз Алайского землетрясения 2 ноября 1978 г. // Геомагнетизм и аэрономия. - 1982. - Т. XXII. - С. 291-296.

YAQIN, BOYSUN-3 (CHILONZOR) 12.05.2022 YILGI $M = 5,8$ LI ZILZILASINING QISQA MUDDATLI DARAKCHISI

Muminov M.Yu., Nurmatov U.A., Narxodjaeva N., Mirzoidov M.Z.

Annotasiya. Maqolada 12.05.2022 yida $M = 5,8$ kuch bilan sodir bo'lgan Boysun-3 (Chilanzor) zilzilasing seysmotektonik sharoitlari va Zarabog' stansiyasida kuzatilgan 2-3 kunlik geomagnit maydon anomal variatsiyalarining xususiyatlari keltirilgan. Kuchli, yaqinda sodir bo'lgan zilzilaning o'rta va uzoq muddatli darakchilari bo'lmaganligi sabablari taxlil qilingan.

Tayanch so'zlar: variatsiya, geomagnit maydon, darakchi, uzoqlikka tarqalishi, prognozlash, faol uzulish, sezuvchanlik, deformatsiya, kuchlanish.

SHORT-PERIOD PRECURSOR SIGNAL OF THE GEOMAGNETIC FIELD FROM THE NEARBY BAYSUN-3 (CHILANZAR) EARTHQUAKE ON 12.05.2022 WITH $M = 5,8$

Muminov M.Yu., Nurmatov U.A., Narkhodzhayeva N., Mirsaidov M.Z.

Abstract. The article presents the features of the seismotectonic conditions for the occurrence of the Baysun-3 (Chilanzar) earthquake on May 12, 2022 with $M = 5,8$ and the observed 2-3 daily anomalous variations of the geomagnetic field at Zarabag station. Investigate the possible reasons for the absence of medium and long-term precursor signals from a nearby strong earthquake.

Key words: variation, geomagnetic field, harbinger, propagation range, prediction, activated fault, sensitivity, deformation, stress.

SEYSMOTЕKTONIKA VA GEODINAMIKA

УДК 550.34.061

ТРУДНОСТИ ИДЕНТИФИКАЦИИ МИГРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

И.У. Атабеков, У.А. Нурматов

*Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент
atabekovi@mail.ru*

Аннотация. Несмотря на почти столетнюю давность предположения о существовании миграции очагов землетрясений, до сих пор неизвестен ни один прогноз будущих сотрясений на основе миграции. Исключение составляет Хейчингское землетрясение 1975 г., объясненное постфактум, исходя из соображений движений фронтов деформации земной коры. Результаты лабораторных экспериментов на сжатие и растяжение образцов, составленных из сплавов, обнадеживают в том, что все же существует деформационный фронт, распространяющийся с меньшей скоростью, чем упругая волна. Возникают трудности применения этих результатов непосредственно к реальной обстановке. С точки зрения фрактальности, земная кора в мезомасштабе также имеет дислокации, присущие лабораторным образцам. В статье анализируются сопутствующие сложности идентификации проблемы миграции землетрясения в преддверии решения задачи о численном моделировании этого процесса в сейсмоактивных зонах Узбекистана.

Ключевые слова: миграция землетрясений, медленные деформации, численное моделирование, пластичность, дислокация.

Известно, что в сейсмоактивной зоне вдоль разлома происходит миграция очагов землетрясения, т. е. происходит постепенное вовлечение территории, отстоящей от очага землетрясения в процесс подвижки в виде последовательности афтершоков. Если считать, что при каждом землетрясении активизируется соседняя территория длиной определенных размеров, соответствующей магнитуде землетрясения, то иногда удастся суммарный размер соотнести с длиной всего разлома. Исходя из статистических наблюдений, некоторые специалисты утверждают, что такие события происходят также внутри блоков земной коры [Mogi, 1968; Bott, 1973; Kasahara, 1979; Dewey et al., 1976; Sholz, 1977; Маламуд и др., 1983; Нерсесов и др., 1990].

Казалось бы, простой способ предсказывать землетрясения появился, когда Ч. Рихтер в 1958 г., исходя из анализа последовательности сильных землетрясений, за несколько лет, начиная с 1939 г., вдоль Северо-Анатолийского разлома предложил идею направленной миграции землетрясений. С этого момента время от времени начали высказываться подобные предположения о других землетрясениях, расположенных в различных регионах. Особенно после того, когда Моги в 1968 г. демонстрировал миграцию очагов землетрясений с магнитудой $M > 7$ с востока на запад вдоль этого разлома [Mogi, 1968; Dewey et al., 1976]. Впервые Шольц смог физически объяснить первое краткосрочное предсказанное Хайчингское землетрясение 1975 г. ($M = 7,3$), исходя из распространения деформации с малой скоростью [Маламуд и др., 1983]. Миграцию автор объясняет увеличением уровня напряжений в близлежащих зонах после землетрясения. При этом, чем сильнее предыдущее землетрясение, тем больше времени требуется для инициирования последующего очага. Авторы подобных работ считают, что распространяющаяся «медленная волна», отличаясь от упругой большей амплитудой и малой скоростью, может сыграть роль триггера в последующем очаге земной коры. Обширная библиография и обзор по вопросам о миграции приведены во многих источниках [Нерсесов и др., Уломов, 1993; Шерман, 2014; Быков, 2015; Николаевский, 1995]. Результаты исследований по уединённым волнам типа солитона в металлах, и цунами в океанах укрепили это мнение.

Далее родилась гипотеза о том, что медленные деформационные возмущения имеют подобие солитонов в упругопластической среде [Быков, 2015; Николаевский, 1995; Уломов, 1990; Кузьмин, 2012].

Поскольку скорость распространения миграции на несколько порядков меньше скорости сейсмических волн, было предположение, что такое передвижение связано с неупругими свой-

ствами земной коры. Иногда фронт распространения пластической деформации в твердых телах ассоциирует с медленными волнами, на основании уравнения переноса типа диффузии или теплопроводности, абсолютно не связываясь с напряженно-деформируемым состоянием земной коры. В математическом плане, добавление дифференциальных членов четвертого порядка в уравнениях диффузии и нелинейных членов в уравнениях движения сплошных сред в некоторых случаях дало возможность получить более медленное распространение возмущений [Balokhonov et al., 2003].

Для идентификации с медленными волнами в земной коре апробированы вязкоупругие теоретико-численные модели, в которых скорости «волн» намного меньше, чем упругие, но достаточно большие, чтобы их соотнести к миграционным процессам [Работнов, 1977]. В гидромеханических задачах при учете нелинейных локальных добавок в уравнениях движения до четвертых пространственных производных получены перемещения с большой амплитудой типа цунами. Но при применении их к геодинамическим задачам, где нелинейные члены уравнения Навье-Стокса умножаются на число Рейнольдса, имеющее порядок 10^{-15} - 10^{-16} , локальные члены уравнения, порождающие медленные волны, полностью аннулируются.

Предложены нелинейные вязкоупругие модели применительно к осадочным породам, в надежде получить медленные волны. Однако их решения не дали убедительных результатов. Установление нелинейных ядер ползучести или релаксации само по себе проблематично даже в лабораторных условиях, не говоря уже о земных недрах. Объективно установлен лишь тот факт, что земная кора проявляет упругие свойства при кратковременных нагрузках.

Эволюционные уравнения основываются на результатах микромеханики, физики твердого тела, теории дислокации и т. д. Основная трудность при этом заключается в согласовании их с системой феноменологических гипотез, удовлетворяющих принципы термодинамики. Если они постулируются, то они должны иметь микроструктурную интерпретацию и экспериментальные подтверждения. Например, строение кристаллических тел, в частности металлов, характеризуется системой кристаллов, обладающих атомной решеткой с разного рода дефектами, например, дислокаций, которые могут передвигаться и имеют возможность структурных изменений. Под действием внешних воздействий эти дефекты начинают двигаться по некоторым плоскостям. На макроуровне это движение принимает вид пластических деформаций. В макромасштабе предельное значение напряжений связано с пределом текучести. Микромеханизм вязкопластической деформации связан как с механизмом сдвига, так и с термической активацией энергетического уровня кристалла. У некоторых материалов внешние воздействия возбуждают химические реакции разрыва молекулярных цепей и образование более низкомолекулярных полимеров.

В физике твердого тела экспериментально удается проследить наличие медленных «волн» применительно для сплавов, состоящих из *смеси* двух или большего количества *химических элементов* с преобладанием *металлических компонентов*. При растяжении таких материалов получены перемещения в виде солитонов. Такая «медленная» деформация с распространением узкой полосы Людерса со скоростью 10^{-3} - 10^{-4} м/с появляется, благодаря свойству прерывистой пластичности, вызванной локализацией скольжения на микроуровне, а также деформационному разупрочнению в конкуренции с деформационным упрочнением [Estrin et al., 1995; Цигенбайн и др., 1998].

Наиболее убедительные примеры возникновения и распространения медленных перемещений, подобные волнам, отмечались в лабораторных условиях при растяжении и сжатии брусков, сделанных из сплавов различных металлов. При этом возможны варианты локальной неустойчивой деформации в форме специфических полос Чернова-Людерса при формировании зуба и площадки текучести на диаграмме σ - ϵ , или эффекта Портевена-Ле-Шателье при появлении пилообразной формы («зубчики») в диаграмме σ - ϵ [Макаров, 2016; Зуев, 2006]. Важная характеристика этих процессов – скорость движения фронтов, равная около $8,0 \cdot 10^{-5}$ м/с. Результаты многочисленных экспериментов, направленных на исследование прерывистой пластичности, позволяют сделать вывод, что источником прерывистого, нерегулярного отклика материала при монотонных воздействиях является наличие неоднородностей свойств материала и особенностей движения больших массивов дислокаций (т. е. их согласованных движений) на различных масштабных уровнях, от наноразмеров до величин, соизмеримых с размерами макрообразцов. Указанные неоднородности сами могут возникать и исчезать вследствие происходящих в материале процессов движения и взаимодействия дефектов различной природы и размерности. Отметим, что микропла-

стическая деформация горных пород по своей природе локальна, так как присутствует в виде отдельных очагов на фоне общей упругости твердого тела. Дефектность пород существует от суб-микроуровня до макроуровня, создавая очаги концентраторов напряжения и деформации, приводя к излому диаграмм «напряжение-деформации» [Машинский, 1999].

Однако перенесение экспериментальных данных на натурные процессы в земной коре встречает непреодолимые препятствия.

Существуют также данные, ставящие под сомнения оптимистические утверждения о существовании медленных волн, в качестве триггера землетрясения.

Распространение деформации подобно солитонам не регистрируется наблюдениями. Существование такой возможности большей частью основывается на статистическом анализе очагов землетрясений на конкретных территориях, которые никак не связаны ни с физическими параметрами земной коры, ни с математическими моделями деформации (библиография в [Макаров, 2016; Зуев, 2006]). При этом нет точного определения медленных деформационных волн.

Для анализа модели Эльзассера, согласно которой возмущения астеносферы являются причиной изменения во времени фонового напряжения в литосфере, была предложена простая двумерная модель Ботта-Дина [Bott et al., 1973] – модель упругой литосферы, подстилаемой вязкой астеносферой. Аналогичная модель исследована в работе [Lehner et al., 1981]. Полученное выражение смещения, вызванное горизонтальными силами на небольшом участке контакта литосферы с астеносферой, не совсем подтвердило изначальное предположение. Показано, что циклические деформации крупных разломов по модели Эльзассера, возникшие от флуктуации движений астеносферы, сильно ослабляются на расстоянии 50-60 км по простиранию, при характерных промежутках времени между сильными землетрясениями 150 лет. Исходя из этого, автор работы [Lehner et al., 1981] делает вывод, что по механизму Эльзассера сильные землетрясения не могут вызвать сильных землетрясений на больших расстояниях. Авторы работы [Мухамедиев и др., 2008], применяя модели Эльзассера к процессу отталкивания океанической коры Срединно-Атлантическим хребтом, сделали вывод, что эти силы способны контролировать движения всего-навсего непосредственно прилегающих платформенных областей. Сомнения усилились в связи с невозможностью непосредственной проверки таких волн геофизическими измерениями. Автор работы [Кузьмин, 2020] сетует, что определяемые скорости миграции деформации по фазовым сдвигам между редкими станциями не соответствуют реальным картинам распространения «волн», и что в настоящее время нет специальной системы наблюдений для отслеживания деформационных фронтов. Более того, сомнительные данные о наличии миграционных волн, полученные различными геофизическими методами, можно также объяснить явлениями, совершенно не связанными с медленными волнами. Например, авторы работы [Псахье и др., 2001], проделывая натурные взрывы, обнаружили, что замедлению сейсмических волн на больших расстояниях способствует обильное наличие разрывов разного рода. Более того, ими зафиксированы в эксперименте случаи, когда на дальние расстояния волна доходила быстрее, чем на близлежащие датчики. Они считают, что один из механизмов «замедления» скорости распространения деформационных возмущений может быть связан с кусковатостью земной коры. При прохождении упругих волн через сложно иерархически организованные среды, имеющие разломы различного происхождения с заполнителями, могут появляться возмущения, не свойственные первоначальному источнику.

Несмотря на убедительные данные, зарегистрированные в пользу миграции фронта деформации в северо-восточной части острова Хонсю в Японии, ожидаемое землетрясение за достаточно большой срок времени так и не отмечалось [Ishii, 1976].

Миграцию областей сейсмической активизации стали связывать с пространственно-временным распределением сейсмических событий. Для этого на выбранной территории в интервале определенного времени осуществляется выборка сейсмических событий для различных энергетических классов.

Для Ферганской впадины В.И.Уломов построил синоптическую карту (рис. 1) [Уломов, 1990]. Согласно карте, к 1990-1995 гг. должны были произойти землетрясения с $M = 5,0-6,5$ сначала в Джизаке, затем в Намангане, Андижане, Оше и, наконец, в Ташкенте. Однако, наблюдения не подтвердили данный прогноз.

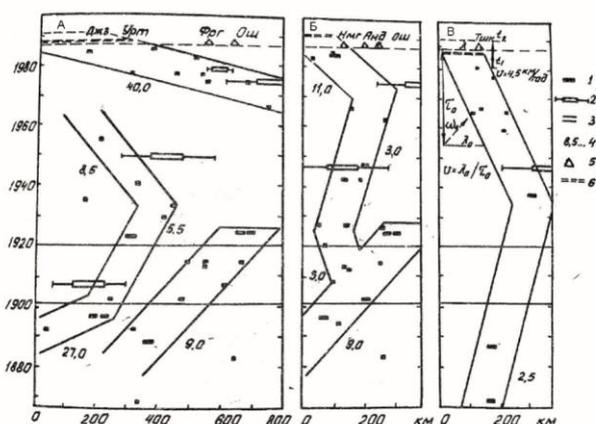


Рис. 1. Пространственно-временное распределение очагов землетрясений с $M = 5,0-6,5$ в Южно-Ферганской (А), Восточно-Ферганской (Б) и Ташкентской (В) сейсмических зонах. 1 – проекция очагов землетрясений размером L; 2 – проекции очагов землетрясений с $M = 7,5$; 3 – пространственно-временные каналы; 4 – скорости распространения областей сейсмической активизации; 5 – сейсмостанции; 6 – наиболее вероятное время возникновения очередного землетрясения [Уломов, 1990].

Fig. 1. Spatial-temporal distribution of earthquake sources with $M = 5,0-6,5$ in Southern Fergana (A), Eastern Fergana (B) and Tashkent (C) seismic zones. 1 – projection of foci of L size earthquakes; 2 – projection of foci of $M = 7,5$; 3 – spatial-temporal channels; 4 – velocities of seismic activation areas; 5 – seismic stations; 6 – most probable time of the next earthquake [Ulomov, 1990].

Изучение пространственно-временного и энергетического развития сейсмогеодинамических процессов в зоне динамического влияния глубинных разломов позволило бы выявить определенные закономерности, имеющие непосредственное отношение к прогнозу сейсмической опасности. По крайней мере, известен закон Омори, согласно которому частота афтершоков (процесс понижения уровня накопленных напряжений) после главного толчка убывает с течением времени по степенной зависимости.

По закону сеймотектоники наиболее вероятными местами очередной сейсмической активизации в сейсмогенной зоне являются участки, расположенные между очагами происшедших землетрясений или на его продолжении. Изучение динамики сейсмического процесса в сейсмогенных зонах Узбекистана с привлечением для анализа относительно слабых событий показало, что вышеотмеченная закономерность относится только лишь к сильным землетрясениям.

Когда к анализу подключаются относительно слабые землетрясения, распределение событий по всей протяженности сейсмогенных зон имеет достаточно сложный характер. Например, для Пскемско-Ташкентской сейсмогенной зоны характерно то, что в периоды возникновения сильного землетрясения в той или иной части сейсмогенной зоны в других ее участках наблюдается проявление землетрясений меньшей силы, свидетельствуя об активизации сейсмичности по всей длине сейсмогенной зоны (рис. 2) [Нурматов и др., 2016]. Эта сейсмогенная зона по протяженности обусловлена деятельностью трех разломов – Пскемского в северо-восточной части, Каржантауского в центральной части и в Приташкентской флексурно-разрывной зоне. Можно утверждать, что каждая структура сейсмогенной зоны, в зависимости от своего размера и геодинамического состояния, находится в разных напряженных состояниях. Следовательно, в зависимости от реальных геолого-тектонических условий каждая структура сейсмогенной зоны индивидуально реагирует на общий процесс сейсмической активизации структур более высоких рангов. Там, где созданы условия для возникновения сильного землетрясения, они происходят, а в остальных частях сейсмогенной зоны возникают более слабые события. В случае, когда напряжения разноранговых структур направлены противоположно или под некоторым углом, они компенсируют друг друга или могут ослабиться на определенную величину. Во всяком случае, вся сейсмогенная зона по-своему реагирует на общую активизацию сейсмичности. При этом характерные размеры процессов, вызывающих такие возмущения, должны быть намного больше, чем размеры сейсмогенной зоны.

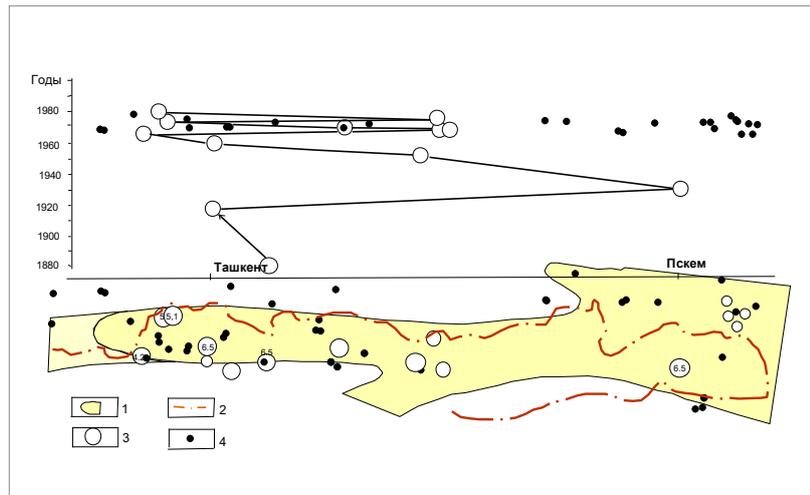


Рис. 2. Пространственно-временное распределение землетрясений в Ташкентско-Пскемской сейсмогенной зоне.
 1 – сейсмогенные зоны; 2 – государственная граница; 3 – эпицентры землетрясений с $M \geq 4,0$;
 4 – эпицентры землетрясений с $M \leq 3,0$.

Fig. 2. Spatial and temporal distribution of earthquakes in the Tashkent-Pskem seismogenic zone.

1 – seismogenic zones; 2 – state boundary; 3 – earthquake epicenters with $M \geq 4,0$; 4 – earthquake epicenters with $M \leq 3,0$.

Аналогичные результаты получены и для Андижанской сейсмогенной зоны Ферганской долины (рис. 3), приуроченной к северо-восточной части Южно-Ферганской флексуно-разрывной зоны. Протяженность ее более 200 км при ширине 15-20 км. Как видно из рис. 3, закономерной последовательности в распределении эпицентров не наблюдается. По сравнению с Пскемско-Ташкентской зоной, где очаги сильных землетрясений концентрируются в северо-восточной и юго-западной частях, здесь эпицентры распределены относительно равномерно. При этом направленной миграции очагов в том или ином направлении не отмечается.

Рассмотрим теперь особенности распределения сильных землетрясений в сейсмогенных зонах, приуроченных к границе одного блока. В отличие от тектонических структур, на практике, ранжирование сейсмогенных зон производится не по пространственным признакам, а по энергетическому показателю, т. е. по уровню максимального возможного землетрясения (M_{max}), которое способна генерировать та или иная сейсмогенная зона. Иногда протяженные сейсмогенные зоны, приуроченные к разным бортам единого блока или к одному борту блока, по сеймотектоническому потенциалу относятся к разным категориям (уровням M_{max}).

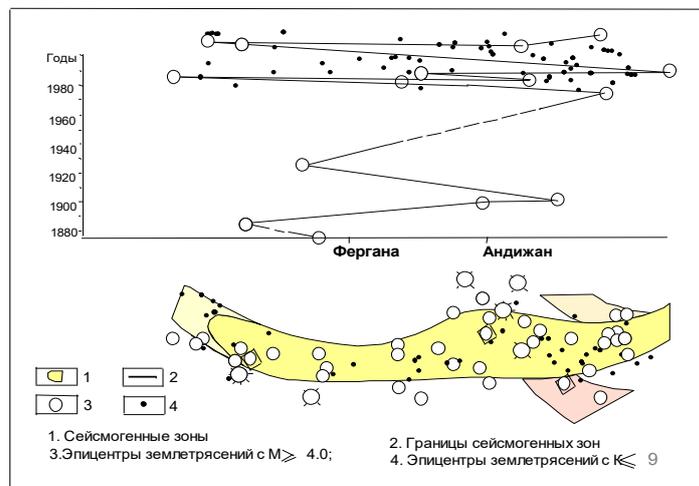


Рис. 3. Пространственно-временное распределение землетрясений в Андижанской сейсмогенной зоне.

Fig. 3. Spatial and temporal distribution of earthquakes in the Andijan seismogenic zone.

Причина этого кроется в иерархической структуре блоков земной коры. Каждый блок в зависимости от масштабного уровня и геодинамического состояния участвует в процессе подготовки и возникновении конкретного землетрясения. В зависимости от активности и масштабности геодинамических процессов, в одних случаях мы наблюдаем возникновение сильных землетрясений, соответствующих структуре высшего ранга, а в других – землетрясения средних магнитуд, соответствующих более мелким структурам. С этой позиции логично предположить, что землетрясения, возникшие в сейсмогенных зонах, приуроченных к разным бортам единого крупного блока, должны быть взаимообусловлены. Исходя из этого, можно предположить, что в определенных циклах сейсмической активизации разные борта единого блока (соседние сейсмогенные зоны) должны работать в тандеме друг с другом. Поскольку геодинамические блоки высших рангов, в зависимости от своего масштабного уровня, состоят из блоков меньшего размера, активизация сейсмичности внутриблочных сейсмогенных зон по уровню и по энергетическим показателям будет меньше, чем в главных зонах. Внутриблочные землетрясения более наглядно проявляются в случаях, когда рассматривается сейсмичность более крупных тектонических единиц. Намного сложнее, когда рассматриваются блоки меньшего размера, которые по размеру не способны генерировать сильные землетрясения, а слабые землетрясения возникают везде – как в сейсмогенной зоне, так и за ее пределами.

Принимая в качестве пространственной основы блок земной коры, расположенный между региональным Бесапано-Южно-Ферганским разломом и системой Северо-Кульджуктау-Туркестанских разломов, рассмотрим распределение сильных землетрясений в его обоих бортах во времени. Южно-Ферганская сейсмогенная зона, являющаяся северным бортом рассматриваемого блока, по сейсмотектоническому потенциалу выше, чем Северо-Кульджуктау-Туркестанская, – южным бортом. Это естественно, поскольку зона Бесапано-Южно-Ферганского разлома одновременно является границей более крупного тектонического блока – Южно-Тянь-Шаньского, и сейсмический потенциал его, в соответствии со своим размером, больше, чем у зоны южного борта. Система Северо-Кульджуктау-Туркестанского разлома, которая состоит из Северо-Кульджуктауского, Туркестанского и еще нескольких мелких частей, в масштабе Южно-Тянь-Шаньского блока относится к категории внутриблочных структур, следовательно, сейсмический потенциал зоны ниже, чем в граничной Южно-Ферганской зоне.

Для анализа в качестве источника сейсмической информации за период с древнейших времен по 1974 г. были использованы данные из каталога землетрясений [Новый каталог..., 1977], а за период 1975-2013 г. – электронный каталог землетрясений Центральной Азии, составленный в рамках Международного проекта КАСРИ [28]. Анализу подвергались в основном сильные землетрясения с $M \geq 5,0$.

На рис. 4 приведено пространственно-временное распределение сильных землетрясений в пределах изучаемых разломных зон. За анализируемый период в пределах двух бортов исследуемого блока попеременно чередовались периоды сейсмической активизации. Первый начался с возникновения в 1883 г. сильного землетрясения ($M = 5,5$) на восточной части северного борта блока, т. е. в зоне Бесапано-Южно-Ферганского разлома. Следующие землетрясения возникли в 1888 г. в центральной и в 1892 г. в западной части того же разлома. В этот период был активным только северный борт блока.

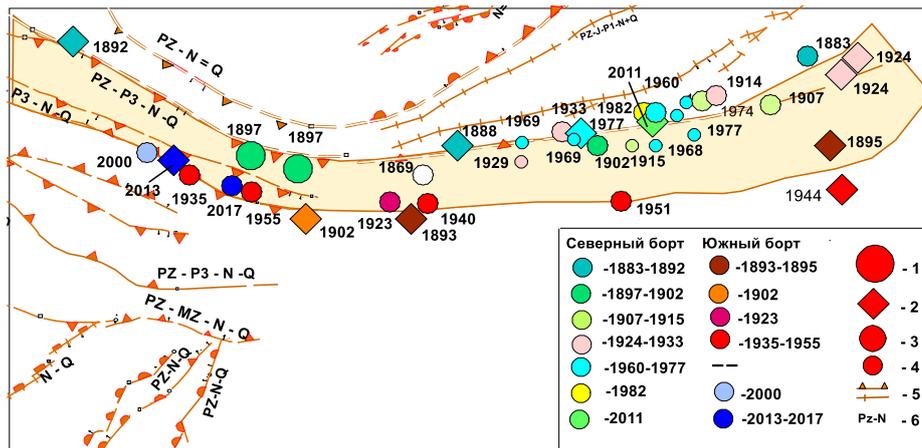


Рис. 4. Пространственно-временное распределение сильных землетрясений в зонах Бесапано-Южно-Ферганского и Северо-Кульджуктау-Туркестанского разломов. Эпицентры землетрясений с: 1 – $M \geq 6,5$, 2 – $M \geq 6,0$, 3 – $M \geq 5,0$, 4 – $M > 4,5$; 5 – разломы земной коры; 6 – этапы активизации разлома.

Fig. 4. Spatial and temporal distribution of strong earthquakes in the zones of Besapan and North Kuldjuktai-Turkestan faults. Epicenters of earthquakes with: 1 – $M \geq 6,5$, 2 – $M \geq 6,0$, 3 – $M \geq 5,0$, 4 – $M > 4,5$; 5 – faults in the Earth's crust; 6 – fault activation stages.

Второй период активизации начался с возникновения в 1893 г. землетрясения с $M = 6,0$ в центральной части южного борта блока, т. е. с зоны Северо-Кульджуктау-Туркестанского разлома.

Аналогичное чередование периодов активизации наблюдалось и в последующие годы: семь периодов активизации северного борта блока и шесть периодов южного (см. рис. 4). При этом в продолжительности периодов активизации нет единого порядка. В одном случае это более длительная активизация (до 18-22 лет) одного борта и более короткая другого (1 год), а в другом – наоборот. В отдельные периоды чередование активизации происходит в течение 2-3 лет.

Если проанализировать последовательное проявления землетрясений в пределах только Южно-Ферганской зоны, то на первый взгляд кажется, что на самом деле существует какая-то волна миграции. В одном случае за 9 лет (1883-1887 г.) волна деформации преодолевает 600 км, т. е. скорость миграции 66,6 км/год в направлении с востока на запад. Во втором цикле активизации (1897-1902 г.) скорость миграции составляет 55,2 км/год по тому же направлению – с востока на запад. Скорость в следующие периоды активизации равняется 11,5, 20,2 и 4,76 км/год. Как видим, в пределах Южно-Ферганского разлома в разные периоды активизации скорости миграции (если они на самом деле существуют) изменяются в широких пределах. При этом, высокие скорости наблюдаются тогда, когда зона активизируется по всей длине, а низкие – в пределах активизации ее отдельных частей. Отметим, что во всех циклах тенденция направленной миграции с востока на запад сохраняется. Можно предположить, что такая направленность перемещения активизации может быть связана с активными сдвиговыми движениями, происходящими в зоне Таласо-Ферганского разлома. Тогда вся Западно-Тянь-Шаньская микроплита, выделенная в работе [Абдрахматов и др., 2008], должна реагировать на процесс активизации как единое целое.

За этот период на южном борту блока в зоне Северо-Кульджуктау-Туркестанского разлома наблюдалось три периода активизации сейсмичности с продолжительностью 3 года (1893-1895 г.), 20 лет (1935-1955 г.) и 4 года (1914-1917 г.). Скорости миграции равнялись 105, 30,5 и 11,75 км/год соответственно. Обратим внимание на то, что во всех циклах направление миграции происходило с запада зоны на восток, т. е. противоположно направлению миграции северного борта. По всей вероятности, такая направленность миграции сейсмической активности в южном борте блока связана с перераспределением напряжений в масштабе блоков меньшего масштабного уровня.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о том, что в разных сейсмогенных зонах последовательность возникновения сильных землетрясений происходит по-разному. Однозначных значений миграции очагов землетрясений в масштабе отдельных разломных зон и между зонами не выявлено. Оцененные скорости миграции очагов землетрясений изменяются в широких пределах. Это свидетельствует о том, что процесс накопления и перераспределения напряжений в разноранговых тектонических структурах зависит от множества факторов: мас-

штабного уровня и строения тектонической структуры, его геодинамическим состоянием и масштабом действующих внешних воздействий. Следовательно, выявленные выше разноскоростные миграции эпицентров являются продуктом разноуровневых процессов, происходящих в разноранговых тектонических структурах. Что касается влияния вариации напряжений после сильных землетрясений на процесс миграции очагов, то это зависит от адекватности соответствия основных черт системы разломов и внешнего поля напряжений в модели к природным. Учет разноранговых тектонических структур, принадлежащих к определенной территории в модели, заметно конкретизирует поле напряжений. Выделение основных тектонических структур в моделях Центральной Азии [Садыков, Нурматов, 2021; Atabekov, 2019] дало возможность получения реальных напряжений для постановки локальных моделей на более узких территориях Центральной Азии. Далее, напряжения земной коры Ферганской впадины при введении небольшого числа активных разломов и зон динамического влияния разломов этой территории в модели, еще более конкретизируются вокруг разломов [Атабеков и др., 2022] по сравнению с результатами без них [Садыков и др., 2019]. Модельные примеры вариации напряжений после некоторых сильных землетрясений показали [Атабеков и др., 2021], что даже не прибегая к ухищренным медленным волнам, можно констатировать следующее: каждое случившееся сильное землетрясение приносит свой вклад в виде вариации напряжений в достаточно обширную зону влияния, и это дополнительное воздействие может ускорить или, наоборот, замедлить процесс подготовки землетрясения в потенциальном очаге.

Литература

1. Абдрахматов К.Е., Кальметьева З.А., Михайлова Н.Н., Усманова М.Т. Сейсмологическая база данных Центральной Азии как основа изучения региональных геодинамических процессов // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. - Бишкек: ИС РАН, 2008. - С. 25-43.
2. Атабеков И.У. Опыт моделирования сеймотектонического течения земной коры Центральной Азии // Физика Земли. - 2021. - № 1. - С. 122-132. doi: 10.31857/s0002333721010014.
3. Атабеков И.У., Садыков Ю.М. Напряженное состояние земной коры Западного Тянь-Шаня в Центральной Азии (Узбекистан): Математическое моделирование // Геотектоника. - 2022. - № 3. - С. 50-65. DOI: 10.31857/S0016853X22030031.
4. Атабеков И.У., Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Связь сильных землетрясений с активацией глубинных разломов в Центральной Азии (Узбекистан): численное моделирование вариации полей напряжения // Геотектоника. - 2021. - № 3. - С. 78-95. doi:10.31857/S0016853X21030036.
5. Быков В. Г. Нелинейные волны и солитоны в моделях разломно-блоковых геологических сред // Геология и геофизика. - 2015. - Т. 56. - № 5. - С. 1008-1024.
6. Зуев Л.Б. О волновом характере пластического течения. Макроскопические автоволны локализации деформации // Физическая мезомеханика. - 2006. - Т. 9. - № 3. - С. 47-54.
7. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. - 2020. - № 4. - С. 172-182.
8. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Периодичность Памиро-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдуктированных литосферных плитах // ДАН СССР. - 1983. - Т. 269. - С. 1075-1078.
9. Макаров П.В., Перишкин А.Ю. Моделирование «медленных движений» – автоволн неупругой деформации в пластичных и хрупких материалах и средах // Физическая мезомеханика. - 2016. - Т. 19. - № 2. - С. 30-46.
10. Машинский Э.И. Процессы микропластичности в осадочных породах и физическая нелинейность в области сейсмических деформаций: Автореф. дисс... докт. г.-м. наук. - Новосибирск, 1999.
11. Мухамедиев Ш.А., Грачев А.Ф., Юнга С.Л. Нестационарный динамический контроль сейсмической активности платформенных областей со стороны срединно-океанических хребтов // Физика Земли. - 2008. - № 1. - С. 12-22.
12. Нерсесов И.Л., Лукк А.А., Журавлев В.И., Галаганов О.Н. О распространении деформационных волн в земной коре юга Средней Азии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. - 1990. - № 5. - С. 102-112.
13. Николаевский В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // ДАН СССР. - 1995. - Т. 341. - № 3. - С. 403-405.
14. Нурматов У.А., Ибрагимов Р.Н. Результаты изучения источников сейсмических колебаний сеймотектоническими методами // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. - Т., 2016. - № 13. - С. 37-47.
15. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1974 г. / Под ред. Н.В.Кондорской и Н.В.Шебалина. - М.: Наука, 1977. - 536 с.
16. Псахье С.Г., Ружич В.В., Смекалин О.П., Шилько Е.В. Режимы отклика геологических сред при динамических воздействиях // Физическая мезомеханика. - 2001. - Т. 4. - № 1. - С. 67-71.

17. Работнов Ю.Н. Элементы наследственной механики твердых тел. - М.: Наука, 1977. - 387 с.
18. Садыков Ю.М., Атабеков И.У., Нурматов У.А., Кузиев Ф.Н. Особенности современной геодинамики области взаимодействия Туранской эпипалеозойской плиты и Западной части эпиплатформенного орогена Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии. - 2019. - № 1. - С. 33-40.
19. Садыков Ю.М., Нурматов У.А. Сейсмотектоника Западного Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии. - 2021. - № 2. - С. 61-72.
20. Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. - 1993. - № 4. - С. 43-53.
21. Уломов В.И. Сейсмичность территории Узбекистана. - Т.: Фан, 1990. - 344 с.
22. Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. - 2014. - № 4 (2). - С. 83-117. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
23. Цигенбайн А., Плессинг Й., Нойхойзер Х. Исследование мезоуровня деформации при формировании полос Людерса в монокристаллах концентрированных сплавов на основе меди // Физическая мезомеханика. - 1998. - № 2. - С. 5-10.
24. Atabekov I. Earth Crust's stresses variation in Central Asian earthquake's region // Geodes. Geodynam. - 2020. - Vol. 11. - Is. 4. - P. 293-299. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.12.005>.
25. Bott M. H.P. & Dean D.S. Stress diffusion from plate boundaries // Nature. - 1973. - V. 243. - P. 339-341.
26. Balokhonov R.R., Romanova V.A., Schmauder S., Makarov P.V. Simulation of meso-macro dynamic behavior using steel as an example // Comp. Mat. Sci. - 2003. - № 28. - P. 505-511.
27. Dewey J.W. Seismicity of Northern Anatolia // Bull. Seismol. Soc. Amer. - 1976. - V. 66. - P. 843-864.
28. Estrin Y., Kubin L. Spatial Coupling and Propagative Plastic Instabilities // Continuum Models for Materials with Microstructure, Chapter 12, ed. By H.B.Mühlhaus, Wiley&Son Ltd., 1995. - P. 395-453.
29. Ishii H Application of prediction method for analysis of crustal movement // In Simposium. Recent Crustal Movements (ed. I. Nakagawa) // J. Geod. Soc. Japan. - 1976. - № 22. - P. 299-301.
30. Kasahara K. Migration of crustal deformation // Tectonophysics. - 1979. - № 52. - P. 329-341.
31. Lehner F.K., Li V.C., Rice J.R. Stress Diffusion Along Rupturing Plate Boundaries // Journal of Geophysical Research, July 10. - 1981. - V. 86. - № B7. - P. 6155-6169.
32. Mogi K. Migration of seismic activity // Bull. Earthquake Res. Inst., Univ., Tokyo, 1968. - № 46. - P. 53-74.
33. Sholz C.H. A physical interpretation of the Haicheng earthquake prediction // Nature. - 1977. - V. 267. - P. 121-124.

YER QOBIG'IDAGI ZILZILA MIGRATSIYASINI ANIQLASHDAGI QIYINCHILIKLAR

Atabekov I.U., Nurmatov U.A.

Annotatsiya. Zilzila manbalarining migratsiyasi mavjudligi haqida deyarli yuz yillik taxminlarga qaramay, migratsiyaga asoslangan kelajakdagi silkinishlar haqida biron bir prognoz hali ham ma'lum emas. 1975 yildagi Xeyching zilzilasi bundan mustasno bo'lib, u yer qobig'ining deformatsiya trayektoriyasi harakatlarini hisobga olgan holda tushuntirilgan. Bularning barchasi zilzilalar gipotsentrining fazoviy-vaqtincha ko'chishi jarayoniga tushib qolgan ko'plab hodisalar fonida sodir bo'ldi, bu oxir-oqibat natijasiz yakunlandi. Metallarni o'z ichiga olgan qotishmalardan tashkil topgan namunalarni siqish va cho'zish bo'yicha laboratoriya tajribalari migratsiya jarayonining ko'plab mutaxassislar taxmin qilganidek, shunday tezlikda tarqaladigan deformatsiya mavjudligiga ko'rsatdi. Biroq, bu erda ularning natijalarini to'g'ridan-to'g'ri yer qobig'iga qo'llashda qiyinchiliklar paydo bo'ladi. Fraktallik nuqtai nazaridan, katta makroskopik miqyosda yer qobig'ida ham plastiklik laboratoriya namunalari xos bo'lgan dislokatsiyalar mavjud bo'lib, bu hech bo'lmaganda yer yoriqlarining atrofining dinamik ta'sir zonasida deformatsiya harakatini raqamli modellarini yaratish masalasini ko'tarishga imkon beradi. Maqolada zilzila migratsiyasi muammosini aniqlashda O'zbekistonning seysmik faol zonalarida ushbu jarayonni raqamli modellashtirish muammosini hal qilishda yuzaga keladigan qiyinchiliklar tahlil qilingan.

Kalit so'zlar: zilzila migratsiyasi, deformatsiy, raqamli model, plastiklik, dislokatsiya.

DIFFICULTIES IN IDENTIFICATION OF EARTHQUAKE MIGRATION IN THE EARTH'S CRUST

Atabekov I.U., Nurmatov U.A.

Abstract. Despite almost a century of assumptions about the existence of earthquake source migration, not a single forecast of any future earthquake based on migration has been known so far. An exception is the 1975 Heiching earthquake, which was explained posteriorly on the basis of considerations of movements of crustal deformation fronts. Results of laboratory experiments on compression and tensile of samples made of alloys are encouraging in that there is still a deformation front propagating with less velocity than an elastic wave. However, here arises the difficulty of applying these results directly to the practical situation. In terms of fractality, the Earth's crust at the mesoscale also has dislocations inherent to laboratory samples, which gives hope to put this question on the agenda. The article analyzes the related difficulties of identifying the earthquake migration problem in preparation for solving the problem of numerical modeling of this process in seismically active zones of Uzbekistan.

Key words: earthquake migration, deformation, numerical simulations, plasticity, dislocation.

MUHANDISLIK SEYSMOLOGIYASI

УДК 550.34+624.131.1(575.1)

КАРТА СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ: ПОДХОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ МАССИВА ЯНГИ-АНДИЖАН

В.А. Исмаилов, У.А. Нурматов, Р.С. Ибрагимов, А.Х. Ибрагимов, Ш.И. Ёдгоров

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент
sh.i.yodgorov@gmail.com

Аннотация. Территория Республики Узбекистан (особенно в центральной, южной и восточной частях) расположена в сейсмически активных зонах и в полной мере подвержена ощутимым сейсмическим воздействиям. По историческим и инструментальным данным на территории республики зафиксированы землетрясения, вызывавшие сотрясения в 7, 8 и 9 баллов по шкале MSK-64. Сейсмическое микрорайонирование – важный инструмент городского планирования в сейсмоопасных районах. В целях улучшения жилищных условий населения Андижанской области, ускорения строительства в регионе многоэтажных жилых домов, объектов социальной сферы и инфраструктуры, инженерно-коммуникационных сетей и городских территорий на основе современных градостроительных требований Президентом Республики Узбекистан принято Постановление от 12.07.2021 г. № ПП-5180 «О мерах по эффективной организации работ по строительству города «Янги Андижон». Согласно постановлению, для строительства нового города выделяется 4 тыс. гектаров неосвоенной земельной площади на холмистой территории Андижанского района, которая расположена на северо-восточной части г. Андижана. Для поэтапного комплексного строительства города «Янги Андижон» на 440 тыс. жителей, состоящего из жилых домов, объектов социальной сферы и сферы оказания услуг, малой промышленной и зеленых зон разрабатываются проекты детальной планировки городских территорий. В целях обеспечения сейсмической безопасности населения и территории постановлением определено выполнение научно-исследовательских работ по сейсмическому микрорайонированию территории массива «Янги Андижон».

Ключевые слова: сейсмическое микрорайонирование, пиковое ускорение грунта, сейсмогеологические модели, плотность грунта.

Введение. Сейсмическое микрорайонирование (СМР) – вид сейсмического районирования, при котором параметры сейсмического воздействия строительной площадки уточняются исходя из местных условий. Под условиями понимаются различные аспекты, в т. ч. геоморфологические особенности (расчлененность рельефа, крутизна склонов, строение морских и речных террас и др.), состав и строение верхней части геологического разреза, инженерно-геологические и гидрогеологические особенности участка (состав и физико-механические свойства грунтов, их мощность, влажность, глубина залегания грунтовых вод и др.), близость сейсмоактивных разломов, все это влияет на параметры сейсмического воздействия.

Утвержденные строительно-монтажные проекты масштаба от 1:5000 до 1:25000 применяются в качестве нормативных документов при проектировании сейсмостойких зданий и сооружений, составлении и корректировке генеральных планов городов, зонировании территорий по количеству этажей, расположению зон озеленения с учетом сейсмической опасности. Такая информация, представленная в картах строительно-монтажных работ, также позволяет оценить фактическую сейсмостойкость ранее построенных зданий с учетом уточненных значений в расчетной точке.

Сейсмическое микрорайонирование выполняется с целью количественной оценки влияния местных инженерно-геологических условий (состав и свойства грунтов, положение грунтовых вод, особенности рельефа, наличие сейсмоактивных разломов и др.) на сейсмичность с указанием изменения интенсивности в баллах по ГОСТ 34511-2018, а также инженерных параметров, таких

как пиковое ускорение колебания, спектр амплитуд и реакции и длительности колебания. Грунтовые коэффициенты рассчитаны с использованием новых данных геолого-геофизических исследований и результатов предыдущих инженерно-геологических исследований. Сейсмическое микрорайонирование территории массива «Янги Андижон» завершено в рамках этой работы и находится в центре внимания данной статьи. Разработанные карты сейсмического микрорайонирования готовятся для дальнейшего внесения в нормативные документы Республики Узбекистан.

Проект микрорайонирования состоял из шести задач: 1) изучение сеймотектонической обстановки Андижанского вилоята и сопредельных территорий; 2) оценка сейсмической опасности территории массива; 3) изучение инженерно-геологических особенностей территории массива; 4) оценка приращения сейсмической интенсивности на территории массива геофизическими методами; 5) оценка сейсмических воздействий на свободной поверхности и 6) разработка карт сейсмического микрорайонирования по результатам инженерно-геологических и инструментальных геофизических исследований, выполненных лабораториями «Сейсмический риск», «Региональное сейсмическое и сейсмическое районирование», «Экспериментальная сейсмология» и «Сейсмогеодинамика» Института сейсмологии АН РУз.

Актуальность. О методике СМЗ существует множество публикаций в научной литературе, в т. ч. сборники материалов различных конференций, монографии, статьи, руководства и рекомендации. Среди этих исследований можно отметить работы С.В.Медведева (1962) [1], Н.В.Шебалина (1975) [2], Н.И.Кригер и др. (1980) [3], С.М.Касымова (1982) [4], А.Джураева (1985) [5], В.Б.Заалишвили (2000) [6] и А.С.Алешина (2010, 2017) [7]. Отметим, что предложенные этими авторами методики, расчеты и т. д. базировались на результатах макросейсморазведки после сильных землетрясений. В связи с этим при оценке интенсивности сейсмического воздействия в качестве интегрального показателя использовалась шкала «балл».

В США и других западных странах сейсмическое районирование с самого начала проводилось по инструментальным параметрам (PGA, спектральные ускорения и др.) и под патронажем инженеров-строителей. В постсоветских странах основным выходным параметром, характеризующим сейсмическое воздействие, изначально была макросейсмическая интенсивность. Преобразование макросейсмической интенсивности в количественные параметры, такие как PGA, спектральные ускорения и т. д., осуществлялось в строительных нормах и правилах. Макросейсмическая интенсивность также используется в узбекских строительных нормах.

Указанный выше метод с использованием карт строительно-монтажных работ на основе макросейсмических оценок используется по двум причинам: во-первых, при расчете сейсмостойкости здания применяют нормативные коэффициенты, установленные для каждой магнитуды; во-вторых, на сейсмическую интенсивность влияют различные факторы. Механизмы, учитывающие все эти факторы, очень сложны; к счастью, макросейсмическая оценка устраняет необходимость точного учета каждого из этих факторов. В связи с развитием компьютерных технологий, проектирования зданий и сооружений появились новые подходы, описывающие сейсмические колебания не только в макросейсмических точках, но и в терминах инженерных параметров (пикового ускорения грунта (PGA), спектра отклика ускорения, реальных или синтезированных акселерограмм). Таким образом, вычислительные методы, основанные на моделировании поведения реальных грунтовых условий при заданном сейсмическом воздействии, позволяют получать спектральные характеристики слоев грунта и акселерограммы на свободной поверхности.

Материалы и методы. Сейсмическое микрорайонирование выполняется с целью количественной оценки влияния местных инженерно-геологических условий (состав и свойства грунтов, положение грунтовых вод, особенности рельефа, наличие сейсмоактивных разломов и др.) на сейсмичность с указанием изменения интенсивности в баллах по ГОСТ 34511-2018, а также инженерных параметров, таких как пиковое ускорение колебания, спектр амплитуд и реакции и длительности колебания.

Научно-исследовательские работы по сейсмическому микрорайонированию территории включают:

- уточнение исходной сейсмичности территории на основе анализа и обобщения материалов сейсмологических, сеймотектонических, макросейсмических и региональных геологических исследований;

- выделение на основе сеймотектонических и сейсмологических методов потенциально опасных зон, оказывающих значимый сейсмический эффект на территорию размещения объектов строительства;

- оценка комплексом сейсмологических и сеймотектонических методов величины сейсмического потенциала M_{\max} потенциально опасных зон и построение на их основе площадного распределения величины M_{\max} в окрестности площадки строительства;

- оценка интенсивности сейсмического воздействия на площадке строительства (в баллах MSK-64), которая с заданной вероятностью ($P = 0,9$; $P = 0,95$, $P = 0,98$ и $P = 0,99$) не будет превышена в течение 50-ти лет. Данная оценка составляет основу для заключения об исходной балльности объекта;

- проведение инженерно-геологических исследований с применением методов электроразведки до глубины 30 м для создания инженерно-геологической основы карты сейсмического микрорайонирования.

- оценка приращения сейсмической интенсивности на основе методов инженерно-геологической аналогии, сейсмических жесткостей (методы MASW или МПВ), регистрации слабых землетрясений, взрывов и микросейсм и с использованием расчетных методов с использованием метода тонкослоистых сред (МТС) или метода конечных элементов (МКЭ);

- анализ амплитудно-частотных характеристик колебания грунтовых толщ при сейсмических воздействиях и оценка приращения интенсивности на разных спектрах колебания;

- расчет параметров сейсмических воздействий на свободной поверхности на основе сейсмогрунтовых моделей и спектра реакции на скальном основании;

- составление основной карты СМР в масштабе 1:10 000 с обоснованием и вспомогательных карт.

Исходя из вышеизложенного, на территории массива «Янги Андижон» проведены следующие виды и объемы работ:

- инженерно-геологическая рекогносцировка (без проходки горных выработок) на площади 4000 га;

- полевые сейсморазведочные исследования в объеме 221 точек по методу MASW и точек по методу МПВ;

- полевые электроразведочные исследования по методу ВЭЗ – 60 точек (AB500) и 20 точек (AB1000);

- проведена регистрация микросейсм по методу Н/В в 150 точках;

- инструментально-сейсмометрические наблюдения за проявлением слабых землетрясений, взрывов и микросейсм в 8 точках (регистрированы 80 случаев колебания поверхности, из них одновременно зарегистрированы 60 записей);

- теоретические расчеты параметров сейсмических воздействий на основе программы STRATA осуществлены в 221 пунктах.

Сеймотектоническая обстановка территории. По структурному положению территория г. Андижана относится к предгорной части горного обрамления Ферганской межгорной впадины. Основные тектонические нарушения, с которыми связаны сотрясения на территории г. Андижана – система Южно-Ферганских разломов и одноименная флексурно-разрывная зона северо-восточного простирания, система Куршабских и Талдысуйских разломов субширотного направления, расположенных к востоку от Андижана, система Северо-Ферганских разломов северо-восточного простирания, расположенных западнее города. К северо-востоку от Андижана расположена Таласо-Ферганская система разломов северо-западного простирания. В пределах этих разломных зон неоднократно происходили сильные, в т. ч. и разрушительные, землетрясения, оказавшие значительный макросейсмический эффект на территорию города. Детальное описание активных разломов земной коры и выделенных на их основе сейсмогенерирующих зон содержится в [8, 9].

Локальные проявления сейсмичности территории г. Андижана обусловлены современной геодинамической активностью Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны, область активного динамического влияния которой выделена в Андижанскую сейсмогенерирующую зону [8, 9]. По

сейсмотектоническим данным, сейсмический потенциал этой зоны весьма высок и оценивается величиной $M_{max} = 7,5$ в значениях магнитуды MLH.

Таким образом, г. Андижан, массив «Янги Андижон» расположен непосредственно в пределах Андижанской сейсмогенной зоны с весьма высоким сейсмическим потенциалом. Сейсмогенная зона обусловлена Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной и ее современной сейсмотектонической активностью.

Сейсмический потенциал этой зоны, по сейсмологическим данным, оценивается значением $MLH_{max} = 7,5$ ($MW_{max} = 7,0$). За инструментальный период времени территория города уже испытывала сотрясения интенсивностью $I = 9$ баллов по шкале MSK-64 (рис. 1).

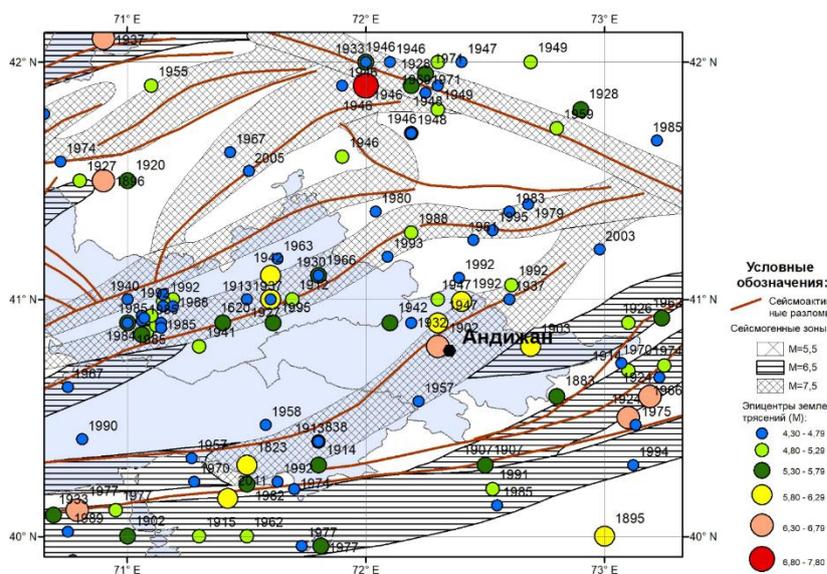


Рис. 1. Карта эпицентров сильных землетрясений с исторических времен в окрестности г. Андижана с указанием активных разломов земной коры и сейсмогенных зон, по [8, 9].

Fig. 1. Map of epicenters of strong earthquakes from historical times in the vicinity of the city of Andijan with indication of active faults of the Earth's crust and seismogenic zones according to [8, 9].

Сейсмическая опасность территории массива «Янги Андижон». По картам общего сейсмического районирования территории Узбекистана (ОСР-2017) [10], сейсмические воздействия на которых отнесены к грунтам второй категории по сейсмическим свойствам, для вероятностей $P = 0,9$ и $P = 0,95$ не превышения интенсивности сейсмических воздействий в течение 50-ти лет исходная макросейсмическая балльность территории г. Андижана составляет $I = 8$ баллов, а для вероятностей $P = 0,98$ и $P = 0,99$ не превышения уровня интенсивности сейсмических воздействий в течение 50-ти лет – значение $I = 9$ баллов по шкале MSK-64.

В результате детального анализа сейсмической опасности получены следующие вероятностные характеристики сейсмических воздействий для различных грунтовых условий территории г. Андижана (табл. 1, 2).

Получены спектры реакции грунтов различных категорий по сейсмическим свойствам для различных вероятностей P не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет.

Таблица 1

Значения интенсивности сейсмических воздействий (в баллах макросейсмической шкалы MSK-64) для различных грунтовых условий территории массива Андижана при различных вероятностях не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет

Table 1

Values of the intensity of seismic impacts (in points of the MSK-64 macroseismic scale) for various ground conditions of the Andijan massif with different probabilities of not exceeding the level of seismic impacts for 50 years

Категория грунта	Макросейсмический балл по шкале MSK-64			
	P = 0,9	P = 0,95	P = 0,98	P = 0,99
I	8 (7,66)	8 (8,05)	8 (8,47)	9 (8,77)
II	8 (8,06)	8 (8,32)	9 (8,75)	9 (9,05)
III	8 (8,31)	9 (8,66)	9 (9,09)	9 (9,39)

Таблица 2

Значения максимальных ускорений колебаний грунта (PGA, g) для различных вероятностей не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет на грунтах I, II и III категории по сейсмическим свойствам

Table 2

Values of maximum accelerations of ground vibrations (PGA, g) for various probabilities of not exceeding the level of seismic impacts for 50 years on soils of category I, II and III by seismic properties

Категория грунта	Значения максимальных ускорений a_{max} , g			
	P = 0,9	P = 0,95	P = 0,98	P = 0,99
I	0,224	0,292	0,392	0,482
II	0,294	0,354	0,477	0,586
III	0,350	0,448	0,603	0,743

Инженерно-геологические условия территории массива «Янги Андижон». В геоморфологическом отношении территория массива «Янги-Андижон» расположена в западной части Северной Аламышыкской адырной зоны, которая находится на юго-восточной окраине долинной части Ферганской впадины, представляющей крупную межгорную депрессию. Рельеф территории очень сложный, дробно-расчлененный, состоящий из чередования бесчисленных увалов и холмов разных размеров, форм и высоты, самая низкая точка с абсолютными отметками 526,0 м возвышается до 720,0 м.

Геолого-литологическое строение территории представлено отложениями четвертичного периода, которые относятся ташкентскому комплексу (Q_{II}^{ts}), представленному аллювиально-пролювиальными глинистыми и крупнообломочными отложениями – суглинком (реже, супесью), с маломощными прослойками песка и галечниковым грунтом. Общая мощность ташкентских отложений превышает 100 м.

Суглинок (супесь) лессовидный от светло-бурого до светло-коричневого, местами красновато-коричневого цвета, макропористый, твердой консистенции.

Галечниковый грунт неоднородный, малой степени водонасыщения, средней плотности, залегает под слоем лессовидных суглинков.

Вся территория города покрыта чехлом четвертичных отложений, преимущественно ташкентским (pQ_{II}^{ts}) комплексом. Крылья антиклинальных складок сложены дислоцированными нижнечетвертичными отложениями сохского (Q_1^{sh}) комплекса.

Антиклинали подвергались неравномерному размыву. В первую очередь размывались своды брахиантиклиналей, обращенные к югу, вследствие этого на южных склонах наблюдаются отдельные обнажения пород верхнего неогена (N_2).

1. Палеозойские и мезозойские образования обнажены далеко за пределами города и вскрыты глубокими скважинами. Самые древние отложения – континентальные неогеновые осадки. Они развиты почти на всей территории исследований. Однако на дневную поверхность выходят лишь верхние части антиклинальных складок – Андижанских адыров. На остальной территории неогеновые отложения вскрываются скважинами на различных глубинах. В связи с этим они с инженерно-геологической точки не являются объектами наших исследований.

2. Четвертичные отложения имеют повсеместное распространение в геологическом строении территории г. Андижана.

Отложения сохского комплекса Q_1^{sh} почти полностью слагают поверхности Андижанских адыров. Частично они встречаются на высоких террасах рек, пропиливающих коренные породы в виде останцов над цоколом. Сохские отложения значительно дислоцированы. Характерной

особенностью являются выдержанные по площади, мощности галечника с глинистым заполнителем и глин. Сохские отложения (конгломераты, галечники и глины) вскрываются буровыми скважинами на глубинах 230-280 м. Общая их мощность 100-110 м.

Отложения ташкентского комплекса Q_{II}^{fs} развиты на северных склонах Андижанских адыров, где они не расчленены с сохскими отложениями. Представлены конгломератами, галечниками, плотными песчаными глинами и суглинками. В вертикальном разрезе отмечается выдержанность мощности галечниковых пластов. Отложения ташкентского комплекса подвержены слабой дислокации и вскрыты скважинами на глубинах 32-100 м. Общая их мощность 60-90 м.

Инструментально-сейсмометрические методы на основе регистрации слабых землетрясений. Метод регистрации землетрясений малых энергий – основной в комплексе сейсмологических методов, применяемых при сейсмическом микрорайонировании, что позволяет количественно оценить относительные изменения сейсмической интенсивности на участках с различными инженерно-геологическими условиями.

Оценку приращения сейсмической интенсивности на сравниваемых участках следует производить по формуле:

$$\Delta J = 3,31g \frac{\bar{A}_i}{A_0}, \quad (1)$$

где ΔJ – приращение сейсмической интенсивности (в баллах); \bar{A}_i – средняя амплитуда колебаний на исследуемом участке; A_0 – средняя амплитуда колебаний на эталонном участке.

Инструментальный метод межстанционных амплитудных и спектральных отношений, в его корректном исполнении, предполагает проведение натурных инженерно-сейсмологических наблюдений на районированной территории и измерение параметров сейсмических колебаний при сильных сейсмических событиях (при сильных или ощутимых землетрясениях, или при мощных взрывах).

Для регистрации землетрясений использованы трехкомпонентные широкополосные велосиметры со встроенным регистратором CMG-6TD производства компании Guralp, Великобритания. Место установки – 8 сейсмических станций на территории массива «Янги Андижан» (табл. 3).

Таблица 3

Обобщенные результаты расчета приращения сейсмической интенсивности по записям слабых землетрясений

Table 3

Generalized results of calculating the increment of seismic intensity from records of weak earthquakes

Коды станций	Место	Широта	Долгота	Приращения сейсмической интенсивности
6Y92	Ферма-1	40,79	72,42	+0,49
6Y97	Насосная станция	40,79	72,46	+0,65
6Y9	Рыбхоз	40,78	72,47	+0,31
6Y93	Школа	40,79	72,43	+0,33
6Y97	Кирпичный завод	40,84	72,47	+0,07
6Y92	Ферма-2	40,83	72,47	-0,62
6Y96	Кладбище-2	40,84	72,43	-0,24
6Y93	Сад	40,83	72,45	+0,09

Инструментально-сейсмометрические методы на основе регистрации микросейсм и расчет приращения сейсмической интенсивности по методу Накамуры. Метод регистрации

микросейсм технологически очень близок к методу регистрации сейсмических событий. Также рассчитываются приращения сейсмической интенсивности по межстанционным отношениям максимальных амплитуд или по спектральным амплитудным отношениям. Однако время выполнения наблюдений микросейсм для целей СМР, естественно, существенно меньше, чем в методе регистрации сейсмических событий. И всё же, поскольку имеется разумное требование изучения межстанционных отношений уровней природных микросейсм в разное время суток, продолжительность таких непрерывных наблюдений должна составлять не менее 20 часов.

Наиболее распространенный способ изучения свойств массива грунтов в последнее время – так называемый метод Накамуры. Этот метод основан на установлении связи соотношения спектра отношения горизонтальной и вертикальной составляющих волнового поля. На спектральной характеристике микросейсм отношение спектральных плотностей на частотах минимумов и максимумов определяет отношение сейсмических жесткостей верхней части грунтового массива и подстилающего полупространства. Таким образом, может быть определена сейсмическая жесткость грунтов и рассчитано приращение сейсмической интенсивности, необходимые при СМР.

Сейсмометрические исследования на площадке проводились с использованием цифровых сейсмометров SMG-6TD производства Guralp, Великобритания. Частотная характеристика трехкомпонентного сейсмометра линейная в диапазоне частот 0,03-50 Гц. Разрядность блока оцифровки – 24 бита.

Для определения приращения интенсивности сейсмических колебаний использовалось соотношение:

$$\Delta I = 2 * \text{Lg}(A_i/A_n), \quad (2)$$

где A_i – амплитуда сигнала на исследуемом пункте, A_n – амплитуда сигнала на опорной точке.

С использованием спектров HVSR получены величины приращения интенсивности сейсмических воздействий в баллах. В качестве опорной станции выбрана также точка «Кладбище-1». На рис. 2 приведена схема резонансных частот грунтов на площадке.

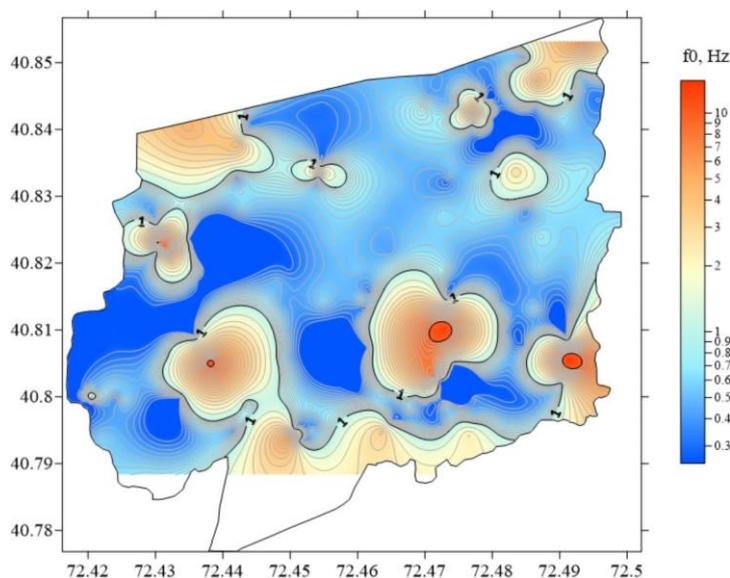


Рис. 2. Схема резонансных частот грунтов на площадке.
Fig. 2. Scheme of resonant frequencies of soils on the site.

Карты приращения сейсмической интенсивности по методу регистрации микросейсм для частоты 0,2; 0,5; 2; 3; 4 и 5 Гц отражена на рис. 3.

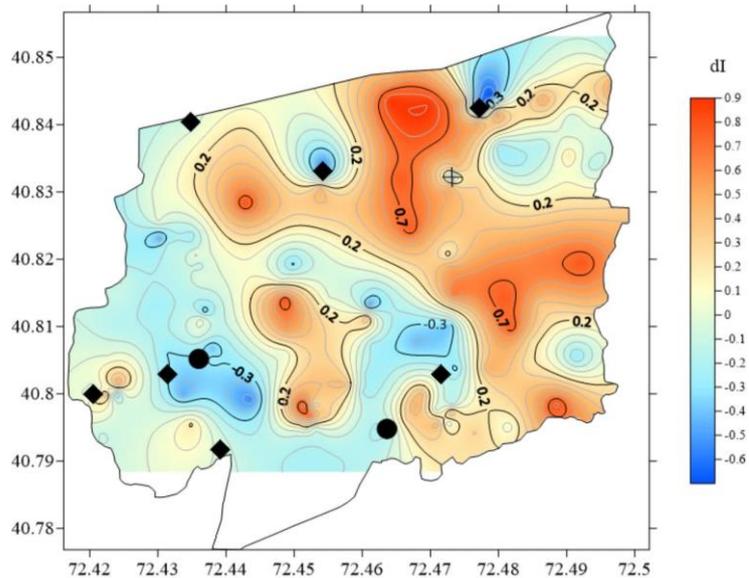


Рис. 3. Карта приращения балльности по HVSR и по данным синхронной регистрации землетрясений. Ромбиками показано место размещения сейсмических станций.

Fig. 3. Map of the increment of the score according to HVSR and according to synchronous earthquake registration data. Lozenges show the location of seismic stations.

На основе сейсморазведочных исследований методом сейсмических жесткостей. На исследуемой площадке выполнены сейсморазведочные работы по методу MASW и методу МПВ (преломленных волн).

Сейсморазведочные работы методами MASW и преломленных волн (МПВ) на продольных и поперечных волнах. Сейсмическая разведка, благодаря большой глубинности и высокой детальности исследований, является ведущим методом геофизических исследований земной коры.

Инженерно-геологические и гидрогеологические изыскания в настоящее время исследуются методами MASW и преломленных волн (МПВ), позволяющие при обработке наблюдений повысить надежность прослеживания сейсмических горизонтов.

Основным методом малоглубинной сейсморазведки является метод преломленных волн (МПВ) в модификации первых вступлений. Это обусловлено относительной простотой проведения полевых работ, обработки и интерпретации данных. В методе используются преломленные или рефрагированные волны для построения глубинно-скоростных моделей среды. МПВ довольно быстрый и эффективный, соответственно, он может применяться для экспресс-разведки. При проведении полевых работ используется классический тип расстановки. Шаг по ПП (пунктам приема) и ПВ (пунктам возбуждения), как правило, составляет 2, 5 или 10 м. Глубинность метода определяется мощностью источника и длиной расстановки и в подавляющем большинстве случаев не превышает 30-50 м. В случае сложного строения разреза необходимо большое количество наблюдений для увеличения детальности и качества.

Сейсморазведочные работы выполнены на 222 точках наблюдений по схеме Z-Z, в 111 точках по схеме Y-Y. Шаг между точками составил 500 м. Сейсморазведочные изыскания выполнены на станции «MAE X820-S» (производство Италия) с использованием вертикальных и горизонтальных сейсмоприемников частотой 4,5 Гц.

Согласно полученным результатам, скорости V_{s30} для всей площадки находятся в диапазоне 350-500 м/с. Территорию исследуемой площади можно условно разделить на два участка: относительно низких значений скорости (340-400 м/с) – южная и юго-восточная часть площади, и высоких значений скорости V_{s30} (420-520 м/с) – север, северо-восточная часть площадки. Для центральной части площади скорости распространения поперечных волн в пределах 380-420 м (рис. 4).

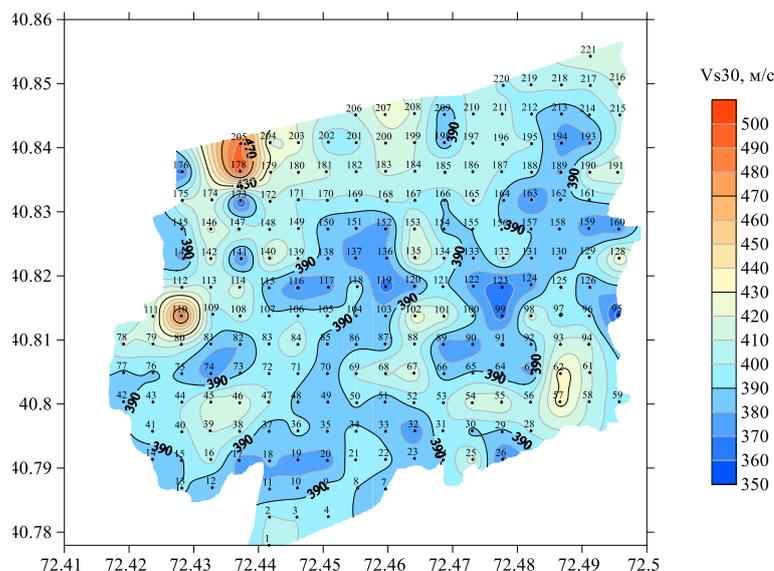


Рис. 4. Карта распределения Vs30.

Fig. 4. Vs30 Distribution map.

Результаты исследования. Выбор реперных грунтов. Понятие реперные грунты будем использовать только при проведении СМР площади исследований в терминах приращений сейсмической интенсивности.

В качестве реперных грунтов рекомендуется выбирать «средние грунты», к которым условно относится значение исходной сейсмической интенсивности. К реперным грунтам рекомендуется относить реальные, наиболее характерные для верхней части разреза (30-метровая толща), необходимые супесчано-суглинистые грунты с включением дресвяно-щебнистого или гравийно-галечникового материала, либо крупно- и среднезернистые песчаные грунты средней плотности, либо близкие по составу грунты, относящиеся к категории II по сейсмическим свойствам.

На основе анализа инженерно-геологических данных и результатов бурения, а также полученных данных наземной сейсморазведки о скоростных параметрах грунтовой толщи за параметры реперного грунта принято значение скорости $V_{s30} = 390$ м/с и плотности $\rho_{30} = 1,81$ г/см³.

Расчет приращения сейсмической интенсивности методом сейсмических жесткостей. В методе сейсмических жесткостей (МСЖ) приращение сейсмической интенсивности по отношению к реперному грунту определяется изменением физико-механических характеристик грунта, а именно: произведением плотности грунта на скорость поперечных волн (сейсмической жесткостью) в соответствующем слое. МСЖ позволяет установить приращение интенсивности на основе сейсмических свойств грунтовых толщ (на исследуемом и реперном участках), безотносительно к физическим характеристикам исходных сейсмических колебаний.

В настоящее время в практике СМР используются скорости поперечных волн, значения которых не зависят от обводненности. При расчетах приращения интенсивности сейсмических воздействий по МСЖ в расчет принималась грунтовая толща мощностью 30 м.

Оценку приращений сейсмической интенсивности по МСЖ проводят путем сравнения значений сейсмических жесткостей изучаемых и реперных грунтов по формуле (3):

$$\Delta J_{с.ж} = 1.671 \times \lg \left(\frac{V_{s30,rep.} \times \rho_{30,rep.}}{V_{s30,i.} \times \rho_{30,i.}} \right), \quad (3)$$

где $J_{с.ж}$ – приращение сейсмической интенсивности (в баллах) относительно исходной (фоновой) интенсивности, принимаемой для условий реперных грунтов, к которым и относится значение исходной интенсивности (для таких грунтов приращение интенсивности равно нулю); $V_{s30, rep.}$, $\rho_{rep.}$ – скорость V_{s30} и плотность ρ_{30} , соответствующие реперной грунтовой толще; V_{s30i} , ρ_i – скорость V_{s30} и плотность ρ_{30} , соответствующие изучаемой грунтовой толще.

Значение V_{s30} вычисляется по формуле (4):

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_{si}}}, \quad (4)$$

где V_{si} – скорость S-волны (м/с) в отдельном i -м слое мощностью h_i (м), в составе верхней 30-метровой толщи грунтов.

Средневзвешенную плотность ρ_{30} верхней грунтовой толщи мощностью 30 м можно определить по формуле (5):

$$\rho_{30} = \frac{\sum_{i=1}^N (\rho_i \times h_i)}{30}, \quad (5)$$

где ρ_i и h_i – плотность и мощность (м) отдельного слоя i в составе верхней 30-метровой толщи грунтов.

Приращения сейсмической интенсивности по МСЖ определялись на основании значений скоростей V_{s30} , полученных по результатам сейсморазведки методом MASW с учетом параметров выбранного реперного грунта. Вычисленные значения приращений сейсмической интенсивности по МСЖ.

Карта приращений сейсмической интенсивности представлена на рис. 5. Для всей территории площадки диапазон максимальных изменений приращения балльности лежит в пределах от минус 0,35 до плюс 0,3 баллов. Площадка несколько условно разделяется на два участка – Южный и Северный, которые характеризуются стабильными отрицательными (ближе к центру – нулевыми) значениями приращения балльности; западный и восточный участок – наибольшими положительными значениями (см. рис. 5).

Пониженные значения приращений приурочены к участкам с более высокими значениями скоростей V_{s30} и наоборот.

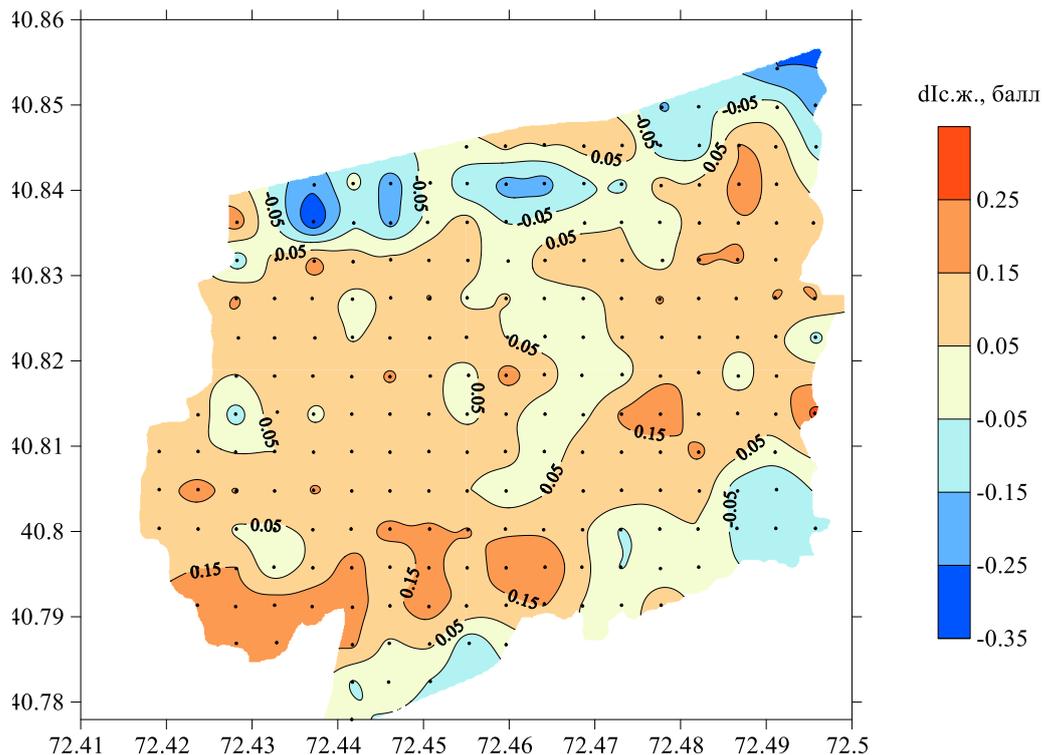


Рис. 5. Карта приращения сейсмической интенсивности по методу сейсмических жесткостей.

Fig. 5. Map of the increment of seismic intensity by the method of seismic stiffness.

Оценка сейсмических воздействий на свободной поверхности. Для расчета воздействий на свободную поверхность необходимо задать исходное колебание, совместимое с целевым спектром реакции на скальное основание. Следующим шагом является построение сейсмогеологических моделей грунтовой толщи площадки.

Модели строятся из следующих предположений:

- грунтовая толща принимается вязкоупругой средой, залегающей на вязкоупругом полупространстве;
- границы между грунтовыми слоями горизонтальные;
- объемные сейсмические волны распространяются вертикально;
- поглощение энергии определяется коэффициентом затухания в грунтах.

Построена обобщенная сейсмогеологическая 218 модель грунтовой толщи для проведения расчетов на основании инженерно-геологических и сейсморазведочных данных (профили MASW).

Для учета неопределенностей грунтовых моделей и входных акселерограмм использовался метод Монте-Карло, реализованный в программе STRATA [11].

В качестве входных акселерограмм использован набор из 6 штук. Каждая акселерограмма пропусклась через грунтовую толщу. Умножая на количество параметров грунтовой модели, получаем общее число 180 ветвей в расчетах программы STRATA.

Расчётные методы позволяют определить амплитудно-частотные характеристики слоистой грунтовой толщи и, соответственно, изменённые слоистой средой характеристики колебаний на свободной поверхности площадки или во внутренних точках среды.

Для проведения расчетов по этому методу необходимо определить исходное сейсмическое воздействие, заданное акселерограммой и/или спектром реакции, и построить сейсмогеологические модели грунтовой толщи. Были взяты реальные акселерограммы трёх землетрясений, которые по своему механизму (сбросные и взбросные) и по природе распространения сейсмических волн соответствуют сейсмологическим условиям территории Республики Узбекистан.

В качестве входных акселерограмм использован следующий набор акселерограмм Майли-Суу (Киргизстан), 2018/08/07 17:17:28. PGA – 0,246 g. M 5,0. H = 15 км. Широта 41,29. Долгота 72,473. Сейсмическая станция AND, Таш-Добо (Киргизстан) 2020/11/06 07:38:56. M 5,2. H = 9 км. PGA – 0,247 g. Широта 40,16. Долгота 71,72. Сейсмическая станция SOX, Наманган (Узбекистан) 2020/04/17 04:34:23. M 4,0. H = 10 км. PGA – 0,143 g. Широта 40,16. Долгота 71,72. Сейсмическая станция SOX (рис. 6, 7).

Акселерограммы были нормализованы и приведены к значению ускорения, соответствующего ускорению грунтов первой категории, распространенных на территории массива (Янги Андиджон) на глубинах 200 м, которые представлены плотными алевролитами неогенового возраста (табл. 4).

Таблица 4

Сейсмогеологическая модель, использованная в расчетах программой STRATA

Table 4

Seismogeological model used in calculations by the STATE program

Номер слоя	Глубина подошвы, м	Мощность, м	Удельный вес, кН/м ³	Vs, м/с	Литологический состав
1	0,00	0,95	16,09	223,25	Супесь-суглинок
2	0,95	1,18	15,94	211,32	
3	2,13	1,48	14,68	13,67	
4	3,61	1,85	16,31	240,88	
5	5,45	2,31	17,54	366,29	
6	7,76	2,88	17,97	421,44	
7	10,64	3,61	17,12	318,36	
8	14,25	4,51	18,37	478,79	Галечник
9	18,76	5,64	19,40	656,25	
10	24,40	6,10	20,75	965,76	
11	30,50	169,50	22,00	1100,00	Плотный алевролит
12	200,00	Полупространство		1200,00	

Для каждой точки построен такой важный показатель инженерной сейсмологии как спектр реакции грунтов на сейсмические воздействия.

Спектры реакции грунтовой толщи позволяют проанализировать изменение реакции грунта на воздействие в различных спектральных диапазонах; наименьшее изменение наблюдается для точки 218, наибольшее усиление реакции грунтовой толщи – в диапазоне периодов сотрясений 0,11-0,5 с, что соответствует 1-2 Гц.

Методом треугольников были отображены изолинии различных пиковых ускорений. Смоделировав три землетрясения для всех 218 точек, расчетным методом по значениям пиковых ускорения при исходной сейсмичности 0,143 g, 0,247 g и 0,246 g соответственно была построена карта сейсмического районирования территории массива «Янги Андижон».

Карты вначале построены с использованием 218 точек методом треугольников. Далее были скорректированы спорные участки с использованием векторного графического редактора ArcGIS и других графических редакторов [11].

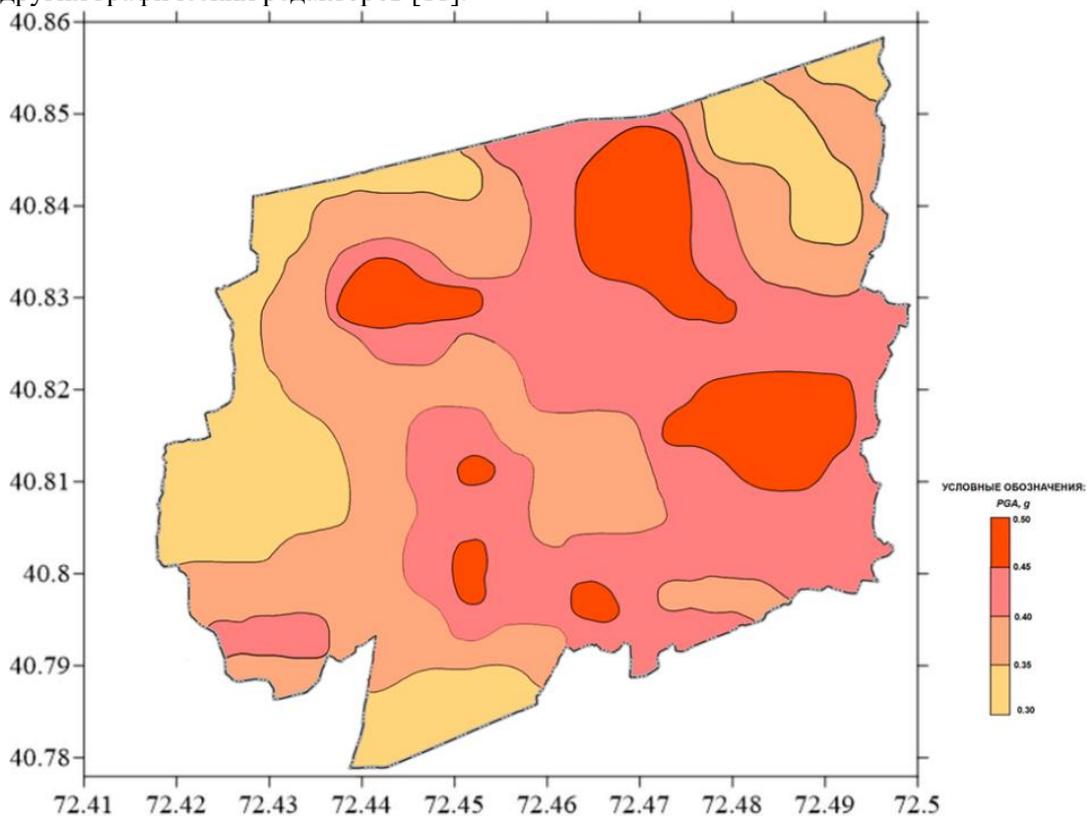


Рис. 6. Карта сейсмического микрорайонирования территории массива «Янги-Андижон» по значениям пикового ускорения (PGA).

Fig. 6. Map of seismic micro districting of the territory of the «Yangi-Andijon» massif by peak acceleration values (PGA).

Карта сейсмического микрорайонирования территории массива «Янги Андижон»

Обобщение значений приращения сейсмической интенсивности (dI), полученные разными методами. Значения приращений сейсмической интенсивности получены разными методами. При этом для обобщения каждого пункта наблюдения взяты максимальные значения приращения. Однако, в случаях, когда значение, полученное одним методом, намного превышает (более 50%) значения других (хотя бы двух методов), было исключено из совокупности. Исходя из консервативного подхода, для итоговой карты взяты наибольшие значения по разным методам (см. рис. 7).

Приращения интенсивности изменяются от минус 0,2 до плюс 0,9 баллов, западный участок характеризуется низкими значениями приращения интенсивности, а восточная часть площади – максимальными приращениями.

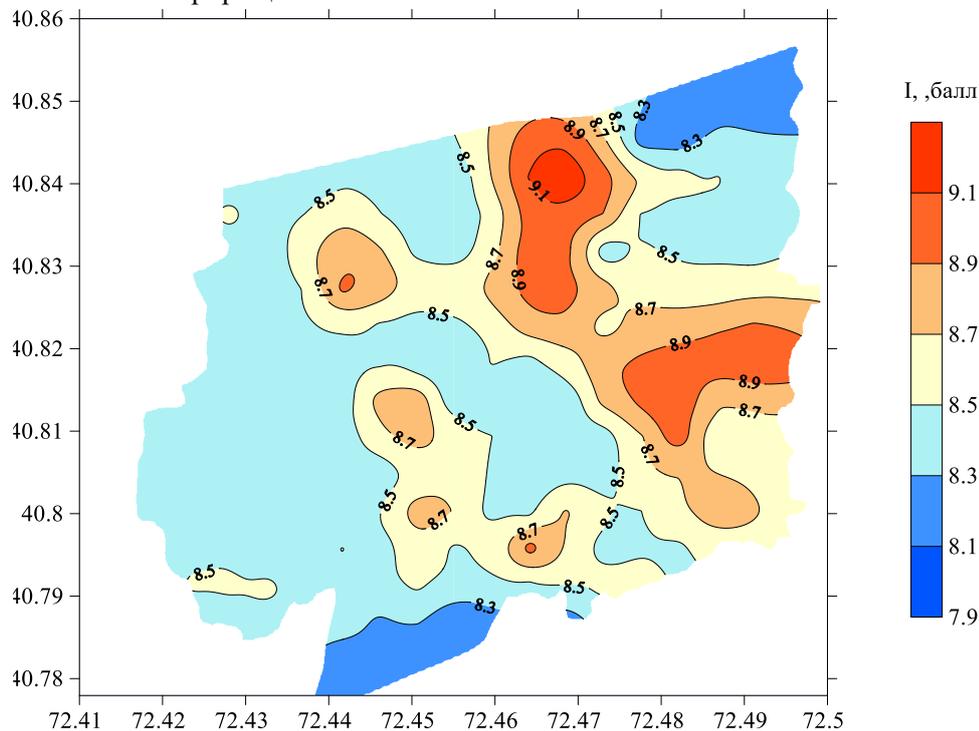


Рис. 7. Итоговая карта сейсмической интенсивности, в баллах.

Fig. 7. Final map of seismic intensity in points.

На основе проведенных комплексных сеймотектонических, сейсмологических и инженерно-сейсмологических исследований можно сделать следующие выводы относительно расчетной сейсмичности территории массива «Янги Андижон»:

Город Андижан и его сопредельные территории, включая территорию массива «Янги Андижон», расположен непосредственно в Андижанской сейсмогенерирующей зоне, связанной с современной сеймотектонической активностью Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны. Сейсмический потенциал этой зоны как по сеймотектоническим, так и по сейсмологическим данным, оценивается значением $MLH_{max} = 7,5$ ($M_{Wmax} = 7,0$). За инструментальный период времени территория города уже испытывала сотрясения интенсивностью $I = 9$ баллов по шкале MSK-64.

По картам общего сейсмического районирования территории Узбекистана (ОСР-2017), сейсмические воздействия на которых отнесены к грунтам второй категории по сейсмическим свойствам, для вероятностей $P = 0,9$ и $P = 0,95$ не превышения интенсивности сейсмических воздействий в течение 50-ти лет исходная макросейсмическая балльность территории г. Андижана составляет $I = 8$ баллов, а для вероятностей $P = 0,98$ и $P = 0,99$ не превышения уровня интенсивности сейсмических воздействий в течение 50-ти лет значение $I = 9$ баллов по шкале MSK-64.

В результате детального анализа сейсмической опасности получены следующие вероятностные характеристики сейсмических воздействий для различных грунтовых условий г. Андижана и сопредельных территории. Значения интенсивности сейсмических воздействий (в баллах макросейсмической шкалы MSK-64) для различных грунтовых условий при различных вероятностях не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет составили для I категории грунтов при $P = 0,9$ равен 7,66 баллов, при $P = 0,95$ – 8,05 балл, при $P = 0,98$ – 8,47 балл и при $P = 0,99$ – 8,77 балл; для II категории грунтов $P = 0,9$ – 8,06 балл; $P = 0,95$ – 8,32 балл; $P = 0,98$ – 8,75 балл; $P = 0,99$ –9,05 балл соответственно и для III категории грунтов при $P = 0,9$ – 8,31 балл; $P = 0,95$ – 8,66 балл; $P = 0,98$ – 9,09 балл и $P = 0,99$ – 9,39 балл.

Получены спектры реакции грунтов различных категорий по сейсмическим свойствам для различных вероятностей P не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет. Установлены значения максимальных ускорений колебаний грунта (PGA , g) для различных вероятностей не превышения уровня сейсмических воздействий в течение 50 лет на грунтах I, II и III категории по сейсмическим свойствам: для I категории при вероятности $P = 0,9$ равен $0,224 g$, при $P = 0,95 - 0,292 g$, при $P = 0,98 - 0,392 g$ и при $P = 0,99 - 0,482 g$; для II категории $P = 0,9 - 0,294 g$; $P = 0,95 - 0,354 g$; $P = 0,98 - 0,4477 g$; $P = 0,99 - 0,586 g$ соответственно; для III категории при $P = 0,9 - 0,350 g$; $P = 0,95 - 0,448 g$; $P = 0,98 - 0,603 g$ и $P = 0,99 - 0,743 g$.

Результаты и обсуждение

Для решение градостроительных задач, проектирования и строительства многоэтажных типовых жилых, общественных и социальных зданий на территории массива «Янги Андижон», а также учитывая мировой опыт сейсмического микрорайонирования нами приняты значения исходной сейсмичности территории для вероятности $P = 0,95$ на II категорию грунта. Таким образом, исходная сейсмичность равна $8,32$ балла для средних грунтов.

Оценка приращения сейсмической интенсивности для различных грунтовых условий проведена на основе регистрации слабых землетрясений и взрывов в 8 пунктах, определения сейсмической жесткости грунтовых толщ на глубину 30 м, а в некоторых пунктах и более метров – в 218 точках; установлены соотношения спектров горизонтальных колебаний к вертикальным при регистрации микросейсм в 177 точках. Обобщенные результаты оценки показывают изменение приращения сейсмической интенсивности в пределах $-0,2 + 0,8$ баллов. Согласно методическому руководству по сейсмическому микрорайонированию, полученные значения приращения находятся в двух граничных значениях – от $-0,5$ до $+0,5$ баллов и $+0,5$ до $+1$ балла. В пределах массива «Янги Андижон» выделяются две зоны с приращением 0 баллов и приращением $+1$ балл.

В составленной карте сейсмического микрорайонирования территории массива «Янги Андижон» в масштабе $1:10\ 000$ выделены 8 -ми и 9 -балльные зоны, которые разграничены в зависимости от особенностей грунтовых условий. Так, 8 -балльная зона охватывает центральную, западную и северо-восточные части территории, где грунты характеризуются более высокими значениями плотности и скорости распространения поперечных волн в 30 -метровой толще. 9 -балльная зона расположена в центральной части территории, где распространены лессовидные суглинки большой мощности и низкими значениями прочностных и сейсмических свойств. Отметим, что при разграничении зон использованы значения исходной сейсмичности на уровне вероятности $P = 0,95$ для средних грунтов, т. е. $8,32$ балла с прибавлением обобщенного значения приращения сейсмической интенсивности в рассматриваемой точке.

Для проектирования высотных зданий динамическими методами разработана также карта сейсмического микрорайонирования территории массива «Янги-Андижон» по значениям пикового ускорения (PGA). Так, по значениям максимального ускорения колебания грунтовых толщ выделены предельные значения от $0,3$ до $0,5 g$.

При пользовании картой сейсмического микрорайонирования территории вводить дополнительную поправку за счет грунтовых условий не требуется. Если территория проектируемого для строительства объекта попадает на границу зон с различной интенсивностью сотрясений, расчетная величина сейсмичности данной площадки согласовывается с Институтом сейсмологии АН РУз.

Тип фундамента, его конструктивные особенности и глубина заложения, а также изменения характеристик грунта в результате его закрепления или замене на локальном участке не могут быть основой для изменения зон сейсмического микрорайонирования. При выполнении специальных инженерных мероприятий по укреплению грунтов оснований на локальном участке изменение расчетной сейсмичности площадки и зон сейсмичности на карте сейсмического микрорайонирования должно быть осуществлено на основе результатов дополнительных инженерно-сейсмологических исследований и по решению Института сейсмологии АН РУз.

Литература

1. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. - М.: Госстройиздат, 1962.
2. Шебалин Н.В. Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. - М.: Наука, 1975 - С. 87-109.
3. Кригер Н.И. и др. Сейсмические характеристики лесовых пород в связи с геологической средой и техногенезом. - М.: Наука, 1980. - 104 с.
4. Касымов С.М., Юнусходжиев Р.Т., Умаров А.А. и др. Изменение сейсмической интенсивности территории Андижанской области. - Т.: ИС АН РУз, 1982.
5. Джураев А. Эффект Газлийских землетрясений 1976 г. в зависимости от грунтовых условий. - Т.: Фан, 1985. - 84 с.
6. Заалишвили В.Б. Физические основы сейсмического микрорайонирования. - М.: ОИФЗ РАН, 2000. - 367 с.
7. Алешин А.С. Континуальная теория сейсмического микрорайонирования. - М.: Научный мир, 2017. - 301 с.
8. Абдуллабеков К.Н. и др. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. - Т.: ГИДРОИНГЕО, 2002. - 132 с.
9. Садыков Ю.М., Нурматов У.А. Сейсмоструктура Западного Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии. - 2021. - Т. 3. - № 2. - С. 61-72.
10. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Complex of general seismic zoning maps OSR-2017 of Uzbekistan // Geodesy and Geodynamics. - 2020. - 11(4). - P. 273-294, DOI: 10.1016/j.geog.2020.03.004.
11. Ismailov V.A., Yodgorov Sh.I., Allayev Sh.B., Mamarozikov T.U., Avazov Sh.B. Seismic microzoning of the Tashkent territory based on calculation methods. Soil Dynamics and Earthquake Engineering. - 2022. - Vol. 152. - P. 15-19. 107045, DOI: 10.1016/j.soildyn.2021.107045.

SEYSMIK MIKRORAYONLASHTIRISH XARITASI: YANGHI-ANDIJON MASSIVNING HUDUDINI O'RGANISH YONDASHUVLARI VA NATIJALARI

Ismoilov V.A., Nurmatov U.A., Ibragimov R.S., Ibragimov A.X., Yodgorov Sh.I.

Annotasiya. Andijon viloyati aholisining uy-joy sharoitlarini yaxshilash, mintaqada ko'p qavatli turar-joy binolari, ijtimoiy soha va infratuzilma obyektlari, muhandislik-kommunikatsiya tarmoqlari va shahar hududlari qurilishini jadallashtirish maqsadida zamonaviy shaharsozlik talablari asosida O'zbekiston Respublikasi Prezidenti tomonidan 2021-yil 12-iyuldagi "Shahar qurish ishlarini samarali tashkil etish chora-tadbirlari to'g'risida"gi PQ-5180-son qarori qabul qilindi. Qarorga ko'ra, yangi shahar qurish uchun Andijon shahrining shimoli-sharqiy qismida joylashgan Andijon viloyatining tog'li hududida 4 ming gektar o'zlashtirilmagan er maydoni ajratilgan. 440 ming aholiga mo'ljallangan "Yangi Andijon" shaharchasini bosqichma-bosqich kompleks qurish uchun turar-joy binolari, ijtimoiy soha va xizmat ko'rsatish ob'ektlari, kichik sanoat va yashil maydonlardan iborat shahar hududlarini batafsil rejalashtirish loyihalari ishlab chiqilmoqda. Aholi va hududning seysmik xavfsizligini ta'minlash maqsadida qarorda "Yangi Andijon" massivining seysmik mikrorayonlashtirish bo'yicha ilmiy-tadqiqot ishlari amalga oshirilgani keltirilgan.

Tayanch so'zlar: seysmik mikrorayonlashtirish, seysmiklik, tektonika, seysmik ta'sir, gruntning cho'qqi tezlashishi, seysmogeologik model, grunt zichligi.

MAP OF SEISMIC MICRODISTRICTING: APPROACHES AND RESULTS OF THE STUDY OF THE TERRITORY OF THE YANGI-ANDIJAN MASSIF

Ismailov V.A., Nurmatov U.A., Ibragimov R.S., Ibragimov A.X., Yodgorov Sh.I.

Annotation. In order to improve the living conditions of the population of the Andijan region, accelerate the construction of multi-storey residential buildings in the region, social facilities and infrastructure, engineering and communication networks and urban areas on the basis of modern urban planning requirements, the President of the Republic of Uzbekistan adopted Resolution № PP-5180 dated 12.07.2021 "On measures for the effective organization of work on the construction of the city "Yangi Andijon". According to the decree, 4 thousand hectares of undeveloped land area are allocated for the construction of a new city on the hilly territory of the Andijan district, which is located in the north-eastern part of the city of Andijan. For the phased complex construction of the city "Yangi Andijon" for 440 thousand inhabitants, consisting of residential buildings, social and service facilities, small industrial and green zones, projects of detailed planning of urban areas are being developed. In order to ensure the seismic safety of the population and the territory, the decree specifies the implementation of research works on seismic micro-zoning of the territory of the Yangi Andijon massif.

Key words: seismic microdistricting, seismicity, tectonics, seismic impact, peak acceleration of soil, seismogeological models, soil density.

UO'C 551.3:550.3

SUV HAVZALARIDA SEYSMIK KUZATUVLAR HOLATI VA TO'POLON HAMDA HISORAK TO'G'ONLARINING TABIIY TEBRANISHLARI

L.A. Xamidov¹, F.I. Ibrogimov¹, X.L. Xamidov¹,
F.R. Artikov¹, N.M. Muhammadqulov², N.M. Muxtorov²
¹O'zR FA G' .A.Mavlonov nomidagi Seismologiya instituti,
²Mirzo Ulug'bek nomidagi O'zbekiston Milliy universiteti

Annotsiya. Maqolada O'zbekistonning seysmik faol hududlarida foydalaniladigan suv omborlarida instrumental seysmik kuzatuvlarning hozirgi holatini baholash natijalari keltirilgan. O'zbekistonning seysmik faol hududlarida foydalaniladigan Hisorak va To'polon suv omborlarida uzluksiz instrumental seysmologik kuzatuvlarning hozirgi holatiga baho berildi. Sharqiy va Janubiy O'zbekistondagi yirik suv havzalarida instrumental kuzatishlar holatini imkoniyatlari umumlashtirildi. Ekspeditsiya tadqiqotlari natijalari Hisorak va To'polon suv omborlari bo'yicha tahlil qilindi. Tog' jinslari zichligi o'zgarishini aks ettiruvchi To'polon va Hisorak to'g'onlarining tabiiy tebranish holati tasvirlandi. O'zbekistonda suv omborlari to'g'onlari va qirg'oq yon bag'irlarida seysmometrik tizimlarni takomillashtirish yoki yangilarini yaratishda tebranishlarning chastotalari va amplituda spektrlarini interaktiv tarzda baholash imkoniyatini yaratish tavsiyalar sifatida berildi.

Kalit so'zlar. Takomillashtirish, suv omborlari, seysmometriya, to'g'on, seysmik stantsiyalar, chastotalar, tebranish spektri, tezlik.

Kirish. O'zbekistonning seysmik faol hududlarida foydalaniladigan suv havzalarida instrumental seysmik kuzatuvlarning joriy holatini baholash maqsadida olib borilayotgan tadqiqotlar O'zbekiston Respublikasi Prezidentining 2020-yil 30-iyuldagi PQ-4794-sonli "O'zbekiston Respublikasi aholisi va hududlari seysmik xavfsizligini ta'minlash tizimini tubdan takomillashtirish chora-tadbirlari to'g'risidagi qarori ijrosini ta'minlashga qaratilgan [Prezident qarori..., 2020].

Hozirgi vaqtda O'zbekistonda intensiv foydalanilayotgan suv omborlari to'g'onlarining tog' jinslari asoslarining to'liq xossalari o'rganishga eng katta talablar qo'yilmoqda. Ular, ayniqsa, katta kinematik siljishlar va seysmik yuklarni tog' jinslariga yoki tuproq qatlamlariga o'tkazadilar. Bunday obyektlarning to'g'onlari va qirg'oq yonbag'irlarini o'rganishga doimo e'tibor qaratib kelinayotganiga qaramay, ko'pgina xossalari va asosan ularning seysmik yuklar ostida tebranishlari hali to'liq o'rganilmagan. Ushbu tadqiqotlarni olib borishga monelik qilayotgan bir qator sabablar mavjud. Bular doimiy seysmologik monitoring imkoniyatlarining cheklanganligi, seysmometrik kuzatishlarning operativ interaktiv tizimlarining yo'qligi, muhandislik seysmometrik tadqiqotlari hajmining yetarli emasligi, foydalanilayotgan suv omborlari zonalaridan to'liq shakllari to'g'risidagi ma'lumotlar, zamonaviy seysmometrik qurilmalar asosidagi maqsadli rejimli seysmometrik kuzatuvlarning yo'qligi. Shu bois, so'nggi yillarda suv omborlaridan foydalanish xavfsizligi va samaradorligini oshirishga xizmat qiluvchi tadqiqotlar majmuasida suv omborlari zonalarida seysmik monitoring tizimini takomillashtirish yangi yo'nalish bo'ldi.

Tarixan barcha yirik suv havzalarida seysmiklik monitoringi tizimini takomillashtirish, birinchidan, to'g'onlarning seysmik barqarorligini nazorat qilishni ta'minlash bilan birga olib boriladi. Bu ishlar davlat normalarida belgilangan chegaralar doirasida amalga oshiriladi. Ikkinchidan, yirik suv havzalarida seysmiklik monitoringi tizimini muntazam takomillashtirish suv omborlari va unga tutash zonalar hududlarini seysmik mikrorayonlashtirish uchun olib boriladi.

XX-asr oxirida O'zbekiston suv omborlarida muhandislik seysmometrik tadqiqotlar asosan SNiP11-A.12-69 bo'yicha analog seysmik stantsiyalar tomonidan qurilish maydonchasini tanlashda, shuningdek, kuchli zilzilalar paytida to'g'on tebranishlarini nazorat qilishda hamda seysmik mikrorayonlashtirish maqsadida amalga oshirilgan [CH и П-II-7-81,1982].

O'zbekistonda yirik Chorvoq suv ombori qurib bitkazilgan va ishga tushirilgandan so'ng suv omboriga yaqin zonada ikkita kuchli zilzila sodir bo'ldi. 1977-yil 13-fevralda Grinvich vaqti bilan soat 15:33 da Chorvoq suv ombori hududida MSK-64 shkalasi bo'yicha I = 5 ball va M = 3,6 magnitudali zilzila sodir bo'ldi. Oradan bir oy o'tib, 15 mart kuni soat 14:07 da MSK64 shkalasi bo'yicha I = 5 ball va M = 3,9 magnitudali ikkinchi kuchliroq zarba yuz berdi. L.M.Plotnikova, V.I.Maxmudova, B.S.Nurtayev va boshqalarning asarlarida qayd etilganidek, bu zilzila Denap deb nomlangan [Плотникова v.b., 1983,

1986, 1999]. Ushbu asarlarda ta'kidlanganidek, "...bu zilzilalar namoyon bo'lish xususiyatlarini o'rganishga qiziqish suv omborining hududning seysmikligiga ta'siri muammosini hal qilish va noyob gidrotexnik inshoot – baland Chorvoq to'g'oni seysmik chidamliligini aniqlash masalalari bilan bog'liq..." [Плотникова v.b., 1999].

1972 yildan 2007 yilgacha V.I.Ulomov, S.M.Qosimov, L.M.Plotnikova, I.B.Yakovleva, E.V.Kvashin, V.I.Maxmudova, N.M.Djurayev olib borgan tadqiqotlari yuqoridagi ikkita vazifani birlashtirib bajarishga qaratilgan edi [Касимов v.b., 1974; Яковлева v.b., 1974; Квашин v.b., 1980; Плотникова v.b., 1983; Салямова, 1997; Джураев v.b., 2004]. O'zbekistonda ushbu davrda suv omborlari zonalarida mahalliy seysmiklikni raqamli asosda monitoring qilish tizimini takomillashtirish hali tashkil etilmagan edi. Eski, asosan analogli seysmik uskunalarga asoslangan muhandislik seysmometrik xizmati asosan Chorvoq (Toshkent viloyati), Andijon (Andijon viloyati), Hisorak (Qashqadaryo viloyati) va To'polon (Surxondaryo viloyati) suv omborlarida o'rnatilgan va ular uzoq tanaffusli uzilishlar bilan ishlagan [Шукуров, 2010; Хамидов v.b., 2013; Зияудинов v.b., 2016; Ибрагимов v.b., 2018].

Bu davrda seysmik tebranishlar, qoida tariqasida, maxsus qorong'ilashtirilgan kimyoviy ishlab chiqish laboratoriyalarida qayta ishlangan osilografik fotografik qog'ozda qayd etilgan. Ushbu fotografik qog'ozlarda alohida ishlab chiqilgan barcha komponentlar uchun to'lqin shakllarini aks ettirish bosh to'lqinlarning kelish vaqtlarini belgilash va yozuvlarning fotosuratlarini faqat zilzilalarga asoslash uchun boshqa texnik guruhga berilgan. Keyinchalik, tadqiqotchilarning yana bir guruhi bu yozuvlarni raqamlashtirib olingan miqdorlar qiymatlarining ma'lumotlar bazalarini tuzishgan. To'lqin shakllarining barcha komponentlari uchun qog'ozdagi raqamli jadvallar ko'rinishida tayyorlangan va bu asoslar boshqa guruh tomonidan hisoblash mashinalari xotirasiga kiritilgan hamda standartlashtirilgan dasturiy muhitda kerakli parametrlar (siljish, tezlik, tezlanish va boshqalar) aniqlangan [Квашин v.b., 1980; Плотникова v.b., 1999].

Bu ishlarni bir obyektida amalga oshirish juda ko'p vaqt va katta inson va moliyaviy resurslarni talab qilgan. Birgina Chorvoq suv omborida birlamchi qayd etish avtomatlashtirilganiga qaramay, minglab qog'oz seysmogrammalar arxivlangan poligon tipidagi maxsus binoda 30 dan ortiq xodim mehnat qilgan. Bosh to'lqinlarining o'lchash punktlariga kelish vaqtlari haqidagi barcha hisob-kitoblar qo'lda shartli tarzda qayd etilgan.

Izlanish predmeti va obyektlari, ma'lumotlar bazalari va izlanish uslublari. Olib borilgan tadqiqotlar shuni ko'rsatdiki, mumkin bo'lgan texnogen zilzilani aniqlash uchun fon va mahalliy seysmiklik darajasini aniqlash muhim rol o'ynaydi.

Bu muammolarni yaqin yillarda hal etish zarurligi Vazirlar Mahkamasining 2020-yil 17-dekabrda VMQ 792-son "Respublika seysmik faol hududida joylashgan suv omborlarida uzluksiz instrumental seysmologik kuzatishlar tizimini joriy etish to'g'risida" qarorida belgilangan [Vazirlar Mahkamasi qarori..., 2021]. Yirik suv havzalarining ishlashi bilan bog'liq holda zilzilani aniqlash muammosini hal etish zararli oqibatlarining oldini olish bo'yicha oqilona choralar ko'rishda muhim ahamiyatga egaligi uchinchi yo'nalish sifatida belgilangan. Shu bois mazkur dasturlar doirasida Chorvoq, Andijon, Hisorak va To'polon suv omborlarida seysmiklikni raqamli monitoringini takomillashtirish bosqichma-bosqich rivojlantirilmoqda. Hisorak suv ombori zonasi misolida qo'yilgan vazifalarni hal etish imkoniyati bilan mahalliy seysmiklikni raqamli monitoring qilishning birlamchi natijalari M.A.Shukurovning tadqiqotlarida keltirilgan [Шукуров, 2010].

2016 yildan 2021 yilgacha bo'lgan davrda yuqoridagi suv omborlari zonalarida seysmik kuzatuv tizimini to'liq miqyosda yangilash imkoniyatini ta'minlash bo'yicha tadqiqotlar olib borildi [Хамидов v.b., 2013; Зияудинов v.b., 2013; Зияудинов v.b., 2016; Ибрагимов v.b., 2018]. Bu davrda analog seysmik stansiyalar tizimini raqamli tizimga o'tkazish asoslari ishlab chiqildi [Зияудинов v.b., 2013; Ибрагимов v.b., 2013; Хамидов v.b., 2015].

O'tgan yillarda eng yirik texnogen obyektlar – Sharqiy va Janubiy O'zbekiston suv omborlari to'g'risida ma'lumot to'plash, Chorvoq [Хамидов, Ибрагимов v.b., 2019; Хамидов Х.Л. v.b., 2019; Хамидов, Ибрагимов v.b., 2020], Andijon [Алимухамедов, 2017; Хамидов, Ибрагимов v.b., 2020], Hisorak [Хамидов Х.Л. v.b., 2017; Хамидов Х.Л. v.b., 2018], To'polon [Хамидов Х.Л. v.b., 2018; Хамидов v.b., 2020], Oxangaron, Karkidon va Rezaksoy [Хамидов v.b., 2020] kabi eng yirik suv omborlarida ShNK 2.06.11-04 bo'yicha turli intervallarda seysmiklik parametrlarini o'rganish va tahlil qilish bo'yicha tadqiqotlar olib borildi [ШНК 2.06.11-04, 2006].

Asosiy natijalar. Instrumental seismometrik kuzatishlar uzluksiz va diskret usulda obyektlarda ham statsionar, ham statsionar bo'lmagan rejimlarda ishlaydi. Sharqiy hamda Janubiy O'zbekistondagi suv omborlarining to'g'onlari va qirg'oq yon bag'irlarida seysmik to'lqinlarni qayd etish 2006-2011-yillarda o'rnatilgan raqamli seysmik stansiyalar tomonidan amalga oshirildi. Ular eskirgan va zamonaviy talablarga to'liq javob bermaydi.

Chunonchi, Hisorak suv omborida to'g'on asosi bir tektonik blokda joylashganligi va seysmikligi 7 va 8 ball bo'lgan zonalarda [Яковлева v.b., 1974; Плотникова v.b., 1979] bo'lgani uchun 24 ta seismometrlar joylashuvi shunday qilib loyihalashtirildiki, bunda to'g'onning o'rnini uch o'lchovli muhitida seysmik barqarorligini baholash imkoniyati taminlanishi muhim jixat etib belgilandi [Хамидов v.b., 2020]. Bunga erishish uchun seysmik qabul qiluvchilar Hisorak suv ombori karerining yer yuzasiga ham, chetlariga ham, 100-250 m chuqurlikdagi quduqlarda esa tuproq to'ldiruvchi to'g'onning yuqori konturi ortidan burg'ulanadi. Seysmik qabul qiluvchilar orasidagi masofa taxminan 100-200 m, kuzatishlar esa maksimal ko'ndalang o'lchami 300-500 m bo'lgan jinslar hajmini qamrab oladi. Ular Hisorak suv omborida 1988-1989 yillarda vaqtinchalik sxema bo'yicha; 1990-2008 yillarda doimiy sxema va 2009 yildan 2013 yilgacha raqamli stantsiyalarni o'rnatildi. 2014 yildan 2018 yilgacha tizim to'liq ishladi. Tarixiy jihatdan, muhandislik seismometrik kuzatishlar 1986 yil oxirida, qurilish boshida tashkil etilgan. 1987 yildan 1989 yilgacha bo'lgan kuzatish davrida, to'g'onning balandligi hali loyihaviy belgiga yetib bormagan davrda, seysmik stansiyalar tarmog'ining vaqtinchalik sxemasi bo'yicha muhandislik seismometrik kuzatishlar o'tkazildi va 1990, 2007-2013 yillarda muhandislik seismometrik kuzatishlar takomillashtirildi hamda 2014-2018 yillarda raqamli kuzatuvlarning doimiy sxemasiga to'liq o'tkazildi [Хамидов Х.Л., 2020].

To'polon suv ombori hududi Hisor tog'larining janubiy qismida, janubiy Tyan-Shan yorig'i unga yaqin joylashgan hududda, Pomir orogeniga o'tish zonasida hamda Surxontog' tizmasining g'arbiy chegaralari va Machtetli sharqi bilan chegaradosh [Джураев v.b., 2006; Хамидов Х.Л. v.b., 2016]. Ilgari bu hududda kuchli zilzilalar sodir bo'lgan, masalan, Qoratog' zilzilasi 9-10 ball ($M \geq 7$ va epitsentri suv omboriga ancha yaqin), Boysun 8-9 ball (80-90) km suv omboridan janubi-g'arbda) va $M \geq 6$ dan Chuyanchin (suv omboridan 70-80 km shimoli-sharqda) [Джураев v.b., 2006; Хамидов Х.Л. v.b., 2016]. 1973-1981 yillar va undan keyingi davrda o'tkazilgan seysmologik kuzatishlar hududning yuqori seysmikligi bilan ajralib turishini ko'rsatdi. Bu yerda 9 ballik zilzilalar yuzaga kelishi mumkin ($M \geq 7$) [Джураев v.b., 2006, Хамидов Х.Л. v.b., 2016]. Suv omborining mumkin bo'lgan ta'sir zonasidagi seysmik kuzatuvlar 7, 8 va 9 ball ($M \geq 5$) balli zilzilalar har 300 yilda, 1000 yilda va 4000 yilda bir marta takrorlanishini aniqlangan. To'g'on uchastkasi seysmik intensivlik 8 va 9 ballik huddda joylashgan [Хамидов Х.Л., 2021; Хамидов Х.Л. v.b., 2021]. Zilzilalar paytida qirg'oq yonbag'irlarining tebranish xolati va suv ombori asosining holatini o'rganish uchun, mumkin bo'lgan tebranishlarning sinxronligini hisobga olgan holda, seismometrik materialning dastlabki yig'ilishi amalga oshirildi. Ular To'polon suv omborining seismometrik kuzatuvlari uchun statsionar o'lchash stantsiyalarida kichik magnitudali zilzilalarni bir vaqtning o'zida qayd etish paytida olingan.

Muhokama. To'polon va Hisorak suv omborlari to'g'onlarining tabiiy tebranishini baholash imkoniyatlari ko'rib chiqildi. Yuqorida ta'kidlanganidek kuchli neotektonik harakatlar yuz berayotgan janubiy-g'arbiy Hisor tizmasida seysmik faol yer yoriqlar mavjud. Ularning seysmogeodinamik harakatlari to'g'onlarga sezilarli ta'sir ko'rsatishi mumkin. Ma'lumki to'g'onlarning dinamik yuklanishlardagi tabiiy tebranish reaksiyasini bashorat qilish juda murakkab masala bo'lib, u bir qancha omillarga bog'liq [Салямova, 1997; Ибрагимов v.b., 2018; Хамидов v.b., 2020]. Bu muammo bir qancha mualliflar tomonidan turli yondashish bilan muhokama qilingan [Ибрагимов v.b., 2013; Алимухамедов, 2017]. Ana shunday turli yondoshishlardan biri sifatida, quyida olib borgan tadqiqotlarda tabiiy seismometrik kuzatuvlardagi mikroseysmlarni tadqiq etish asosiy omil sifatida belgilandi.

O'rganilayotgan hududimiz Hisor tizmasining janubiy-g'arbiy qismida joylashgan To'polon va Hisorak suv omborlari bo'lib, yirik mahalliy yer yoriqlari seysmik ta'siri ostidagi hudud hisoblanadi [Джураев v.b., 2004; Хамидов Х.Л., 2020].

Ushbu tadqiqot ishi yuqori aniqlikdagi uch komponentli mikroseysmik o'lchov asbobi (Guralp-6TDE seismometri) yordamida o'tkazildi [Guralp 6TDE, Internet recurs, 2021]. Mikroseysmik tebranishlarning standart spektr nisbati H/V usuli yordamida tahlil qilindi [Nakamura, 2000].

To'g'onning dinamik reaksiyasi bilan bog'liq spektral komponentlarni kuchaytirish yo'li bilan olingan tabiiy chastota qiymati "Geopsy" dasturi yordamida talqin qilindi va maksimal qiymati olindi [Dastur GEOPSY, (H/V) Internet recurs]. Bunda uzoq vaqtli o'lchov ishlari (30 daqiqadan ziyod) olinishi to'g'onning shu nuqtasida tabiiy tebranishini aniqlashga imkon berdi. Olingan qiymatlar yordamida to'g'on tanasi bo'ylab izochiziqlar orqali tabiiy chastotaning o'zgarishi 2D shakilda aks ettirildi.

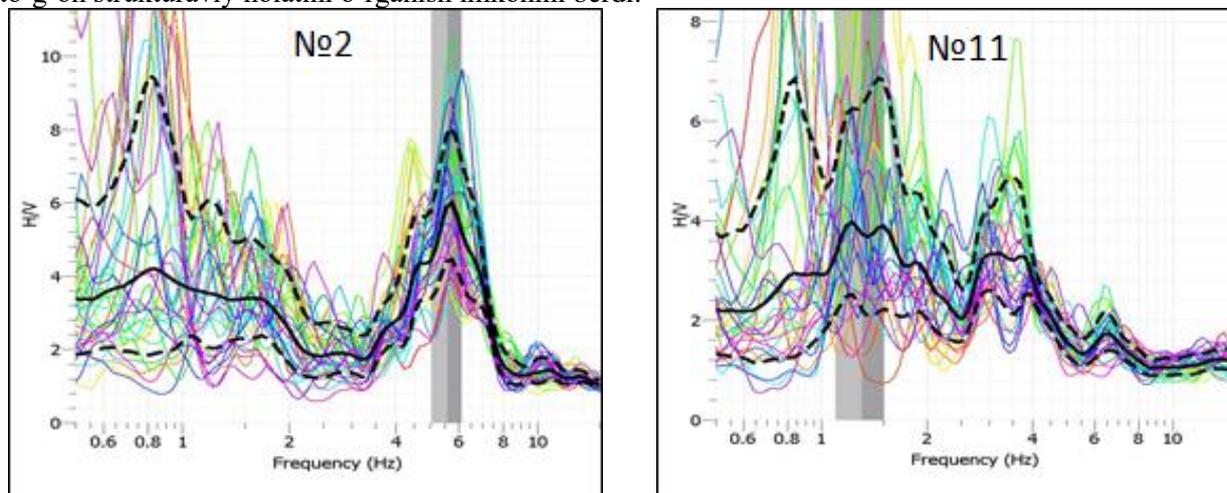
Ko'pchilik tadqiqotchilar tomonidan asos sifatida qabul qilingan H/V nisbat orqali seysmik to'lqin tabiatini tushuntirish quyidagicha ifodalanadi: ikroseysmik shovqin asosan sirt to'lqinlaridan iborat (shuning uchun vertikal komponent asosan Reley to'lqiniga mos keladi); Reley to'lqinlarining ellips H/V nisbati tadqiqotlarning muayyan chuqurligiga mos keladigan f chastotasi bilan farq qiladi ($f \geq 1$ Hz).

Nakamura usuli mikroseymsmik tebranishlarning gorizontal va vertikal komponenti H/V nisbatlari spektrini olishga asoslangan bo'lib, ular grunt qismining nisbatan uzilgan geologik qatlamning butun qalinligi uchun amplituda-chastota xarakteristikasining analogidir. Uch komponentli stantsiyalarni kuzatish natijasida seysmogramma olinadi. Bu esa muhandislik-geofizik tadqiqotlarni o'tkazishda qisqa vaqt ichida belgilangan vazifalarni hal etish imkonini berdi [Nakamura, 2000]. To'polon va Hisorak suv omborlari to'g'onlarining turli qismlarida o'lchov ishlari o'tkazildi. Ushbu o'lchash ishlari to'g'on devorining turli balandliklarida olib borildi.

Tabiiy chastotalar To'polon va Hisorak suv omborlari to'g'onlarida qayd etilgan spektrlarida amplitudaning maksimal qiymatlari bilan ifodalandi. Ushbu tahlil uchun ishlatiladigan amplituda spektrlari faqat seysmometrning yuqori sezuvchanligi yordamida juda past shovqinlar uchun olingan. To'g'on tanasi bo'yicha olingan barcha nuqtalardan spektr nisbatlari (HVSr) olindi. Barcha mikroseymsmik ma'lumotlarning yo'nalishli spektral tahlili to'g'on harakatining asosiy tebranish komponentlari (tabiiy chastota $\{f_0\}$ va amplituda $\{A_0\}$) ni ifodalaydi.

Bu dastur olingan seysmogrammalarni H/V usulda talqin qilish orqali maksimal tebranish chastota va amplituda qiymatlarini aniqlash imkonini berdi (1-rasm).

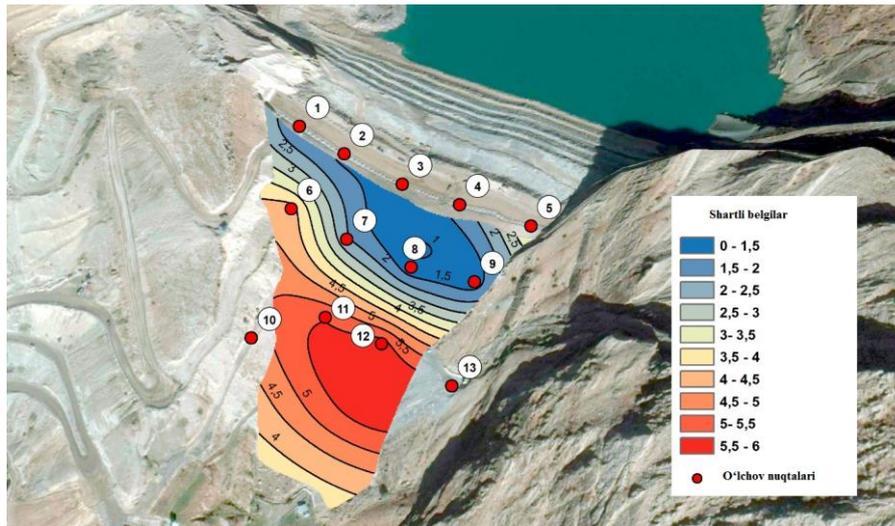
Ekspirimental o'lchov ishlari to'g'onning turli balandliklarining dinamik xususiyatlariga ta'sirini o'lchashga va baholashga qaratildi. Bu to'g'onlarda olingan tabiiy chastota qiymatlarini tahlil qilish orqali to'g'on strukturaviy holatini o'rganish imkonini berdi.



1-rasm. To'g'on tanasi bo'yicha ba'zi nuqtalarning HVSr spektrlari.

Fig. 1. HVSr spectra of some points on the dam body.

Ushbu ma'lumotlardan foydalanib To'polon suv omborida to'g'on tanasi bo'yicha tabiiy chastotalarning taqsimlanish sxemasi tuzildi (2-rasm).

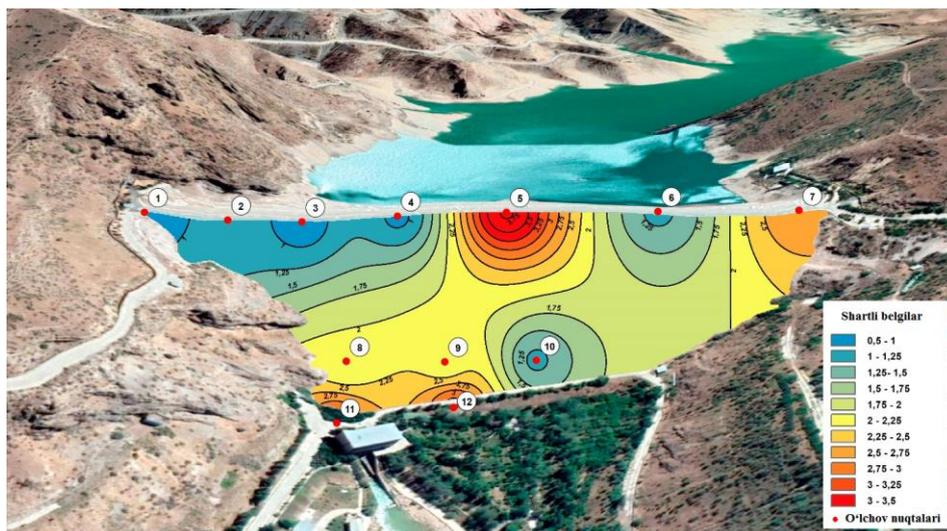


2-rasm. To'polon suv ombori to'g'onining tanasi bo'yicha tabiiy f_0 (Hz) chastotalarning taqsimlanishi.

Fig. 2. Turbulence is natural in the body of the reservoir dam f_0 (Hz) frequency distribution.

To'polon suv ombori to'g'oni asosan tosh-tuproqli tarkibdan tashkil topganligi uchun to'g'on tanasi bo'ylab tabiiy chastota qiymatlari taqsimlanishi to'g'onning ostki qismida nisbatan katta qiymatlar berdi. Tosh-tuproqli qoplamaning to'g'on xususiy tebranishiga ta'siri faollashgan (ma'lum vaqt davomida to'g'on tanasidagi tuproq zarrachalarining yuqori bosim natijasida zichlashish zonasi) qismi № 10, № 11, № 12, № 13 nuqtalarda kuzatildi.

Past chastota qiymatlari to'g'onning yuqori qismida kuzatildi. To'g'on tanasiga yaqin joylashgan № 13 nuqtaning tabiiy chastota qiymati to'g'onning shu qismidagi nuqtalar (№ 10, № 11, № 12) qiymatiga mos keldi. Ya'ni, tabiiy tosh-tuproqli qismdagi kinematik parametrlar to'g'on tanasidagi kinematik parametrlarga mos keldi. Bundan bugungi kunda To'polon suv ombori to'g'onning asosiga yaqin qismi yaxshi zichlashgan konstruktsiya xolatiga o'tgan deb xulosa qilish mumkin bo'ladi. Ushbu ma'lumotlardan foydalanib, Hisorak suv omborida to'g'on tanasi bo'yicha tabiiy chastotalarning taqsimlanish xaritasi tuzildi (3-rasm).



3-rasm. Hisorak suv ombori to'g'onining tanasi bo'yicha tabiiy f_0 (Hz) chastotalarning taqsimlanishi.

Fig. 3. Natural on the body of Hisorak Reservoir Dam f_0 (Hz) frequency distribution.

Ushbu olingan ma'lumotlarga asoslanib to'g'onning markaziy qismlari mustahkamligi aniqlanadi. To'g'onning ostki poydevor qismida (№ 8, № 9, № 11, № 12) yuqori chastota qiymatlari kuzatildi. To'g'onning tosh-tuproqli konstruksiyaga ega ekanligi hamda suv sig'imining ortishini hisobga olib to'g'onning markaziy-yuqori qismida tabiiy chastota qiymatlari 3-5 Hz ni ko'rsatmoqda. To'g'on-suv massasi to'g'onning markaziy qismiga kuchli bosim berishi kuzatildi. Hisorak suv omboridagi seysmometrik tadqiqod natijalari shuni ko'rsatdiki, ombordagi suv hajmining kattaligi to'g'on tuzilmasining dinamik harakatida katta ta'sirga ega bo'lishi mumkin ekan.

XULOSA

Hisorak suv omborida to'g'onning markaziy qismida zichlikning oshishi kuzatildi, bu tabiiy tebranishlar chastotalari qiymatlarining oshishi bilan tavsiflanadi.

To'polon suv omborida esa to'g'on strukturasini tashkil etuvchi tog' jinslari zarralari siqilishining mavjudligini to'g'on poydevoriga yaqinroq qatlamlarda tabiiy tebranishlarning yuqori chastotalari bilan izohlash mumkin.

Tavsiyalar: O'zbekistonda suv omborlari to'g'onlari va qirg'oq yon bag'irlarida seysmometrik tizimlarni takomillashtirish yoki yangilarini yaratishda tebranishlarning chastotalari va amplituda spektrlarini onlayn tarzda interaktiv baholash imkoniyatini yaratishga alohida e'tibor qaratish lozim.

O'lchov punktlaridan namuna olishda muhandislik seysmometrik tizimlari yangilanadigan barcha suv omborlari uchun tebranish chastotalarining raqamli ma'lumotlar bazasini yaratish bo'yicha ishlarni amalga oshirish zarur.

Foydalanilgan adabiyotlar

1. Алимухамедов И.М. Новая основа инженерно-сейсмометрических наблюдений на плотине Андиганского водохранилища // Двадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. - Пермь, 2019. - С. 3-7.
2. Джураев Н.М., Зияудинов Ф.Ф., Джураев О.Н. О поведении бортов и основания каньона во время землетрясений в период завершения строительства и в начале эксплуатации плотины Гиссаракского водохранилища // Проблемы оценки сейсмической опасности, риска и прогноз землетрясений (Проблемы сейсмологии в Узбекистане). - Т.: ИС АН РУз. - 2004. - № 1 - С. 418-42.
3. Джураев Н.М., Зияудинов Ф.Ф., Тимбеков И.Х., Туйчиева М.А., Фахриддинов Ж.Ф. Характер синхронности колебаний бортов каньона по отношению к основанию Туполангского водохранилища // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. - 2006. - № 3. - С. 92-97.
4. Зияудинов Ф.Ф., Артиков Ф.Р., Хамидов Х.Л., Фахриддинов Ж.Ф. Результаты инженерно-сейсмометрических наблюдений в зоне Гиссаракского водохранилища // Геология и минеральные ресурсы. - 2016. - № 5. - С. 58-65.
5. Зияудинов Ф.Ф., Хамидов Л.А., Артиков Ф.Р. Цифровой сейсмический мониторинг в зонах водохранилищ // Мат-лы VI Междунар. науч.-техн. конф. «Современная техника и технологии горно-металлургической отрасли и пути их развития». - Навои: НГГИ, 2013. - С. 308-310.
6. Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л. Частота собственных колебаний плотин Резаксайского и Каркидонского водохранилищ Ферганской долины // Мат-лы Междунар. науч. конф. «Геофизические методы решения актуальных проблем современной сейсмологии». - Т., 2018. - С. 461-464.
7. Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л. Инженерно-сейсмометрические наблюдения в плотине Чарвакского водохранилища // Современная техника и технологии в научных исследованиях / Мат-лы 5 Междунар. молод. конф., 24-25 апреля 2013 г. Научная станция РАН в г. Бишкеке. - Бишкек: ИС РАН. - 2013. - С. 206-208.
8. Касимов С.М., Джураев Н.М., Тимбеков И.Х., Мирзаев В.М. Сейсмическое микрорайонирование площадей строительства гидротехнических сооружений Узбекистана. - Т.: Фан, 1974. - 155 с.
9. Квашин Е.В., Плотникова Л.М., Тиллаволдиев У.Г. Автоматизированная сейсмометрическая служба Чарвакской плотины // Инструментальные средства сейсмических наблюдений. - М.: Наука, 1980. - № 13. - С. 32-34.
10. Плотникова Л.М., Нуртаев Б.С., Фленова М.Г. К вопросу о механизме техногенных землетрясений // Геология и минеральные ресурсы. - 1999. - № 1. - С. 54-58.
11. Плотникова Л.М., Махмудова В.И., Карнаухова О.В. Методика и результаты определения значимых факторов режима эксплуатации Чарвакского водохранилища, определяющих сейсмичность района // Сейсмогеодинамика области перехода от орогена Тянь-Шаня к Туранской плите. - Т.: Фан, 1986. - С. 87-102.
12. Плотникова Л.М., Уломов В.И., Махмудова В.И. Влияние Чарвакского водохранилища на парамет-

ры сейсмического режима // Экспериментальная сейсмология в Узбекистане. - Т.: Фан, 1983. - С 31-43.

13. Плотникова Л.М., Матасова Л.М., Сузов В.П., Махмудова В.И. Особенности проявления землетрясений в районе Чарвакского водохранилища в период максимального заполнения // Сейсмологические исследования в Узбекистане. - Т.: Фан, 1979. - С. 92-105.

14. O'zbekiston Respublikasi Prezidentining 2020-yil 30-iyuldagi "O'zbekiston Respublikasi aholisi va hududlari seysmik xavfsizligini ta'minlash tizimini tubdan takomillashtirish chora-tadbirlari to'g'risida"gi PQ-4794-son qarori // <https://lex.uz/docs/4921703>.

15. O'zbekiston Respublikasi Vazirlar Mahkamasining 2021 yil 17 dekabrda PKM-792-son "Respublika seysmik faol hududida joylashgan suv omborlarida uzluksiz instrumental seysmologik kuzatishlar tizimini joriy etish to'g'risida" gi qarori // <https://lex.uz/docs/5170832>.

16. Qo'llanilgan dasturlar GEOPSY, (H/V Nakamura's ratio), Waves. [<https://geobit-instruments.com/horizontal-to-vertical-spectral-ratio-hvsr-using-the-nakamura-measurement-method/>]. [Dastur GEOPSY, (H/V) Internet recurs]

17. СН и П-II-7-81 Строительство в сейсмических районах. Норма проектирования. - М.: Стройиздат, 1982. - 49 с.

18. Саямова К.Д. Расчетные значения динамических характеристик и сейсмических ускорений грунтовых плотин по одномерной и двумерной теории // Проблемы механики. - 1997. - № 2. - С. 10-15.

19. Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х., Артиков Ф.Р. Анализ инженерно-сейсмологических параметров и коэффициента разжижения грунтов в теле плотины Чарвак // Мат-лы VI Междунар. науч.-техн. конф. «Современные проблемы строительных материалов, конструкций, механики грунтов и сложных реологических систем». - Самарканд: САМГАСИ, 2013. - Т. 2. - С. 72-75.

20. Хамидов Л.А., Зияудинов Ф.Ф., Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р. Инженерные основы цифрового сейсмометрического наблюдения в зоне водохранилищ Узбекистана // Мат-лы 9-й междунар. науч.-практ. конф. по проблемам снижения природных опасностей и рисков «ГЕОРИСК – 2015». - М.: Институт геоэкологии им. Е.М.Сергеева РАН, 2015. - С. 534-540.

21. Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х., Алимухамедов И.М., Хамидов Х.Л. Возможности совершенствования системы мониторинга сейсмичности в зонах Чарвакского и Андижанского водохранилищ // Проблемы сейсмологии. - 2019. - № 1. - С. 51-60.

22. Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х., Алимухамедов И.М., Хамидов Х.Л. Результаты обработки записей колебаний плотин и береговых склонов Чарвакского и Андижанского водохранилищ Узбекистана при слабых землетрясениях // Российский сейсмологический журнал. - 2020. - Т. 2. - № 4. - С. 123-134.

23. Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р. Развитие цифрового сейсмометрического наблюдения в зоне активного влияния водохранилищ Южного Узбекистана // XVIII

Уральская молодежная научная школа по геофизике. - Пермь, Россия. - 2017. - С. 233-238.

24. Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р. Обеспечение мониторинга техногенной сейсмичности в зонах водохранилищ Узбекистана // XIX Уральская молодежная научная школа по геофизике. - 2018. - Екатеринбург, Россия. - 2018. - С. 182-185.

25. Хамидов Х.Л., Анварова С.Г., Ибрагимов А.Х. Некоторые результаты совершенствования системы сейсмического мониторинга на плотине и береговых склонах Чарвакского водохранилища // Мат-лы XI Междунар. конф. молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях». В 2 т. Т. 1. - Бишкек: ИС РАН, 2019. - С. 219-226.

26. Хамидов Л.А., Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Ганиева Б.Р., Анварова С.Р. Разработка проекта и создания локальных сетей мониторинга сейсмической опасности в крупных водохранилищах, расположенных зонах 8-9-балльной сейсмичности Узбекистана // J. Seismologiya muammolari. - 2020. - № 2 (2). - С. 74-83.

27. Хамидов Х.Л. Обработки записей землетрясений, полученных с помощью системы мониторинга на плотине Гиссаракского водохранилища // Двадцатая Уральская молодежная научная школа по геофизике. - Пермь, 2019. - С. 213-217.

28. Хамидов Х.Л. К совершенствованию системы сейсмического мониторинга в зонах крупных водохранилищ Узбекистана // Мат-лы VIII Междунар. симпозиума «Проблемы геодинамики и геоэкологии континентальных орогенов». - Бишкек, 2021. - С. 236-237.

29. Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р. Формирования локальных сейсмических событий под действием гравитационной нагрузки от веса водохранилища // Вестник НУУз. - 2016. - № 3/1. - С. 206-211.

30. Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Хамидов Л.А., Анварова С.Г. Тестирование стационарных сейсмических станций и сейсмоприемников, используемых в Гиссаракском и Туполангском водохранилищах // J. Seismologiya muammolari. - 2021. - № 2 (3). - С. 62-73.

31. СНК 2.06.11-04. Градостроительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах. Гидротехнические сооружения. Издание официальное. Гос. Комитет Республики Узбекистана по архитектуре и строительству. - Т., 2006. - 103 с.

32. Шукуров М.А. Сув омбори эксплуатацион режимининг атроф мухитдаги геологик жисмларга деформацион таъсири ва бундан ҳосил бўладиган локал сейсмиклик: Дисс. автореферати. - Т., 2010. - 19 б.

33. Яковлева И.Б., Меденцева Г.П. Сейсмичность района Гиссаракского водохранилища // Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. - Т.: Фан, 1974. - С. 77-90.

34. Nakamura Y. Clear identification of fundamental cidea of Nakamura's technique and its applications, Proc. of the 12th World Congress on Earthquake Engineering, 2000, 2656, P. 1-8. Auckland. https://www.sdr.co.jp/papers/n_tech_and_application.pdf

35. Guralp 6TDE uch komponentli seysmometr
tuzilishi // Guralp 6TDE, Internet recurs,

[<https://www.guralp.com/documents/html/MSH-NAM-0004/s4.html>]

СОСТОЯНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ И ПРИРОДНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ТУПОЛАНГСКОЙ И ГИССАРАКСКОЙ ПЛОТИН

**Хамидов Л.А., Ибрагимов Ф.И., Хамидов Х.Л.,
Артиков Ф.Р., Мухаммадқулов Н.М., Мухторов Н.М.**

Аннотация. Представлены результаты произведенных оценок текущего состояния инструментальных сейсмических наблюдений в водохранилищах, расположенных в сейсмоактивных районах Узбекистана. Оценка текущего состояния непрерывных инструментальных сейсмологических наблюдений произведена на Гиссаракском и Туполангском водохранилищах, в сейсмически активных районах Узбекистана. Обобщены оценки состояния инструментальных наблюдений на крупных водохранилищах Восточного и Южного Узбекистана. Представлены обсуждения результатов экспедиционных исследований. Описано состояние собственных колебаний Туполангской и Гиссаракской плотин, отражающих изменение плотности пород. Даны рекомендации по созданию возможности интерактивной оценки частотных и амплитудных спектров колебаний при совершенствовании или создании новых сейсмометрических систем на плотинах водохранилищ и береговых откосах.

Ключевые слова: совершенствование, водохранилища, сейсмометрия, плотина, сейсмические станции, частоты, спектр колебаний, скорость.

THE STATE OF SEISMIC OBSERVATIONS IN WATER RESERVOIRS AND NATURAL OSCILLATIONS OF THE TUPOLANG AND GISSARAK DAMS

**Khamidov L.A., Ibrogimov F.I., Khamidov Kh.L.,
Artikov F.R., Mukhammadkulov N.M., Mukhtorov N.M.**

Abstract. In the state, the results of the production of short-term testing of the cost of the instrumental seismic network and water supply, operational and seismic regions of Uzbekistan. The assessment of the current state of continuous instrumental seismological observations was made at the Gissarak and Tupolang reservoirs used in seismically active regions of Uzbekistan. The estimates of the state of instrumental observations at large reservoirs in Eastern and Southern Uzbekistan are summarized. Discussions of the results of expeditionary research are presented. The state of natural vibrations of the Tupolang and Gissarak dams, reflecting the change in rock density, is described. Recommendations are given for creating the possibility of an interactive assessment of the frequency and amplitude spectra of oscillations when improving or creating new seismometric systems on the dams of reservoirs and coastal slopes of Uzbekistan.

Key words. Improvement, reservoirs, seismometry, dam, seismic stations, frequencies, fluctuation spectrum, speed.

550.34.033

КОНЦЕПЦИЯ СИСТЕМЫ РАННЕГО ОПОВЕЩЕНИЯ О СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ В УЗБЕКИСТАНЕ

А.Х. Ибрагимов

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан, г. Ташкент
e-mail: alisher1957@mail.ru

Аннотация. Описывается возможность создания системы раннего оповещения о сильных землетрясениях в Узбекистане. Дана характеристика ранее проведенной в данном направлении работы. Приводится алгоритм OnSite, позволяющий по данным одной станции определять магнитуду сейсмического события. Также дается краткое описание прибора для системы раннего оповещения.

Ключевые слова: СРОЗ, магнитуда, акселерометр, ускорение, смещение, период.

За последние 500 лет в результате землетрясений погибло около 7 млн. человек. Ежегодно сейсмологи регистрируют на Земле более 20 тыс. землетрясений. Эксперты единодушны: миллионам людей в крупных метрополиях в сейсмоопасных регионах Земли угрожают сейсмические катастрофы, к которым люди не подготовлены вовсе или подготовлены недостаточно. Несмотря на

повышение уровня защиты зданий благодаря применению сейсмостойких технологий строительства, от крупных землетрясений снова гибнут тысячи людей – из-за разрушения зданий и пожаров в результате разрывов газовых трубопроводов и действия открытых источников электроэнергии.

Постановка задачи

Задача системы дальнего обнаружения землетрясения (СРОЗ) состоит в быстром определении начала землетрясения, оценке ожидаемой интенсивности на защищаемой территории. Это может быть сделано обнаружением энергии, которая исходит от землетрясения быстрых Р-волн, обычно характеризующихся небольшой амплитудой (исключение – близкие и глубокофокусные события). Используя информацию о Р-волне, мы сначала оцениваем местоположение и величину землетрясения. Менее разрушительная Р-волна прибывает первой, и мы можем определить, какую интенсивность сейсмических воздействий можно ожидать от прихода S-волн. В зависимости от расстояния система раннего оповещения может управлять тревогой за 20-200 секунд до прибытия сильных S- и поверхностных волн. Подобные системы уже разрабатываются во всем мире. Системы раннего оповещения (СРОЗ) в настоящее время существуют в странах: Италия (на основе данных сети ISNet), Мехико, США (Калифорния), Румыния, Греция, КНР, Турция, Тайвань [Allen R.M. and Diego Melgar, 2019].

Ранее в 2018-2020 гг. были проведены исследования, направленные на разработку системы раннего оповещения о сильных землетрясениях [Ibragimov A.Kh., 2020]. В результате изучения 300 сейсмограмм сильных землетрясений, полученных из базы Wilber III IRIS, установлены зависимости периода Р-волн и величины смещений от магнитуды событий. Было изготовлено, настроено и протестировано 8 акселерометров на базе МЭМС датчика adxl345 и микроконтроллера Arduino Uno, оснащенных сетевыми картами. Калибровка производилась методом сравнения с использованием цифрового акселерометра CMG-5TDE производства Guralp, Великобритания. Пороговое значение триггера акселерометров выставлено на величину 40 см/с^2 , что соответствует 5,5 баллам по шкале EMS-98. Время срабатывания от толчка до поступления предупреждения составило 0,5 сек. Зная величину ускорений, пришедших на пункт регистрации (в данном случае на удаленную сеймостанцию), а также закономерность их затухания с расстоянием, на серверном программном обеспечении вычисляются ускорения, ожидаемые на защищаемой территории и пересчитываются в интенсивность по шкале EMS-98.

В случае сейсмических событий с $M > 5$ сервер генерирует карту пиковых ускорений на пунктах регистрации, т. е. можно определить инструментальную интенсивность по всей территории республики.

Развитие системы раннего оповещения предусматривало разработку системы автоматического определения параметров землетрясений и автоматическую генерацию карт изосейст. Эта часть работы выполнена с использованием бесплатной системы EARTHWORM, получающей поток данных от системы Seiscomp-3. После сильных ($M > 4,5$) землетрясений автоматически генерируется карта изосейст (рис. 1, 2).

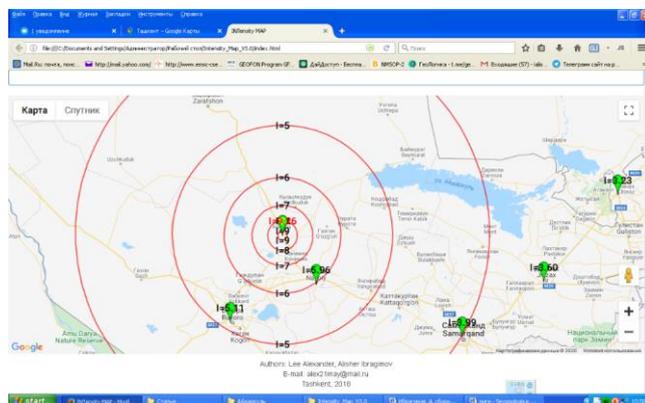


Рис. 1. Карта изосейст сильного события.

Fig. 1. Strong Event Isoseist Map.

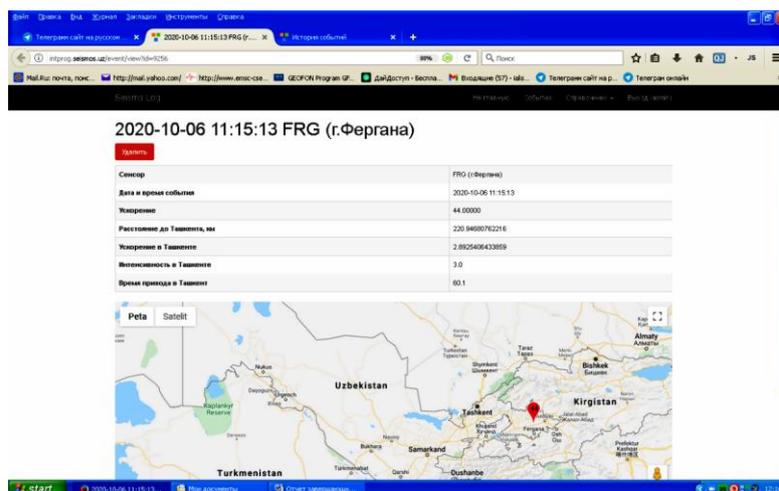


Рис. 2. Окно веб-сервера с информацией о максимальных пиковых ускорениях на ст. Фергана, ожидаемой интенсивности и времени прихода сотрясений в г. Ташкент.

Fig. 2. Web server window with information on maximum peak accelerations at Ferghana station, expected intensity and time of shaking arrival in Tashkent.

Принцип действия СРОЗ основан на быстром автоматическом определении магнитуды сильных землетрясений и расчете интенсивности сейсмических воздействий на защищаемой территории.

Алгоритмы систем раннего оповещения

Принцип действия следующий. Очаг события генерирует три типа волн: продольные (P), поперечные (S) и поверхностные (волны Лява, L и Релея, R). На долю поперечных и поверхностных волн обычно приходится до 80% энергии землетрясения, т. е. ими вызываются наибольшие колебания. Скорость распространения P-волны в зависимости от свойств геологической среды варьирует в пределах 6-8 км/с. Скорость же поперечных и поверхностных волн не превышает 3,5 км/с. При гипоцентральной дистанции 100 км разница во времени прихода продольных и других волн составляет 12,6 сек.; на расстоянии 200 км – 23,2 сек.; при 300 км – 33 сек.

При определении магнитуды землетрясения по параметрам P-волны за 3-5 сек появляется возможность предупреждения о приходе сильных колебаний от землетрясения.

Есть ряд алгоритмов раннего оповещения о землетрясениях: Elarms [Allen R.M., 2007; Holly Moore Brown, 2012], Virtual Seismologist [Cua G. and Heaton T., 2002], Pre-Seis [Böse M., Friedemann Wenzel, Mustafa Erdik, 2008], Finite Fault Ruptures [Böse M., 2021], Complex Earthquake Sequences [Meng L., Inbal A., Ampuero J.-P., 2011], а также Presto [Simona Colombelli, Francesco Carotenuto, Luca Elial and Aldo Zollo, 2019]. Все они основаны на данных нескольких станций (минимальное количество – 4). Также для реализации системы СРОЗ требуется достаточно «густая» сеть сейсмостанций. Так, в Италии среднее расстояние между акселерографами составляет 15 км, на Тайване – 12 км, в Южной Калифорнии – 22 км.

Сеть сейсмического мониторинга Республиканского сейсмопрогностического центра при МЧС РУз включает 40 станций, расположенных от Кампирабада (Андижанская область) до Тахтакупыра (РК), так что апертура у этой сети огромная, среднее расстояние между станциями на востоке – 130 км, на западе – 300 км. От подключенных к каналам интернета станций данные поступают на систему Seiscomp-3 [Olivieri M., Clinton J., 2012], которая автоматически определяет параметры сейсмических событий. На выдачу сообщения у системы уходит от 4 до 6 минут (в зависимости от количества подключенных станций). Нами была протестирована бесплатная система автолокации Earthworm [Olivieri M., Clinton J., 2012], которая выдавала отчет о событии в течение двух минут. Earthworm получал поток данных от системы Seiscomp3 по протоколу SeedLink. Для СРОЗ эти системы непригодны в силу большого времени, требуемого на обработку и анализ данных. Разработка системы СРОЗ, получающей данные от Seiscomp-3, приводит к замедлению

выдачи тревожного сообщения, поскольку пакеты данных протокола SeedLink имеют длительность 8 сек, это дополнительная потеря времени.

Предлагается разработка прибора СРОЗ на алгоритме Onsite – τ -Pd алгоритм [6, 7]. Алгоритм τ -Pd основан на определении магнитуды землетрясения по периоду τ и амплитуде смещения Pd первого вступления Р-волны. Этот алгоритм позволяет быстро определять магнитуду событий по данным одной станции, однако менее точен по сравнению с алгоритмами определения параметров событий по данным ряда станций.

В случае, если в качестве сенсора используется акселерометр, его сигнал подвергается двойному интегрированию в режиме реального времени: акселерограмма – велосиграмма – смещения. Здесь определяется период смещений (параметр τ_c). Пиковые значения Pd вычисляются по велосиграмме.

В табл. 1 приведены уравнения регрессии связи периода Р-волны τ_c с магнитудой сейсмических событий, по данным различных авторов.

Таблица 1

Связь τ_c с магнитудой, по данным различных авторов

Уравнение регрессии между τ_c и магнитудой	Авторы
$\text{Log}(\tau_c) = 0,237M - 1,462$	Wu Y.-M., Kanamori H., Allen R.M., Hauksson E., 2007
$\text{Log}(\tau_c) = 0,267Mw - 1,462$	Vladimir Sokolov, Takashi Furumura, Friedemann Wenzel, 2010
$\text{Log}(\tau_c) = 0,221Mw - 1,113$	Wu Y.-M., Kanamori H., 2008
$\text{Log}(\tau_c) = 0,296M - 1,716$	Gilead Wurman et al., 2008
$\text{Log}(\tau_c) = 0,210M - 1,190$	Zollo Aldo et al., 2021
$\text{Log}(\tau_c) = 0,246M - 5,239$	Willy H.K., Lee, Juan, Manuel Espinosa-Aranda, 2003

В табл. 2 приведены уравнения регрессии связи амплитуды Р-волны Pd с магнитудой сейсмических событий, по данным различных авторов.

Таблица 2

Связь Pd с магнитудой, по данным различных авторов

Уравнение регрессии между Pd и магнитудой	Авторы
$\text{Log}(Pd) = 0,73Mw - 3,77$	Gilead Wurman et al., 2007
$\text{Log}(Pd) = 0,66ML - 4,02$	Allen R. M., Brown H., Hellweg M., Khainovski O., Lombard P., Neuhauser D., 2009

При одновременном определении магнитуды событий по двум параметрам исключается возможность фальшивой тревоги из-за воздействия на прибор (удар, толчок).

Предлагается установка подобных приборов СРОЗ на всех станциях Центра, подключенных к каналам связи. Сообщение о магнитуде и координатах станции, на которой зарегистрировано событие, направляется на сервер, который с учетом затухания ускорений с расстоянием рассчитывает вероятную зону сильных сотрясений и генерирует сообщение Telegram-bot, информирующего об ожидаемых сотрясениях. Поскольку мы не знаем точных координат события, будем считать его эпицентр расположенным близко к станции, от которой первым пришло сообщение.

В качестве датчика ускорений предлагается цифровой 20-разрядный МЭМС-акселерометр ADXL-355 компании Analog Devices (США), с настраиваемым диапазоном ускорений ± 2 g, ± 4 g и ± 8 g с частотой дискретизации 20 Гц [https://www.analog.com/media/en/technical-documentation/data-sheets/adxl354_adxl355.pdf]. Данные с акселерометра считываются одноплатным компьютером Raspberry Pi4 [<https://amperka.ru/product/raspberry-pi-4-model-b-4-gb>] посредством UART порта последовательного соединения. Далее, после двойного интегрирования, ускорения «на лету» пересчитываются в смещение грунта и анализируется их величина. Для исключения ошибочных тревог одновременно анализируется спектр колебаний, и, при обнаружении сигнала с периодом $>1,5$ сек срабатывает триггер.

Таким образом, совмещение двух методов оценки магнитуды сейсмических событий повышает надежность прибора оповещения и позволяет избежать ложных тревог.

Приборы СРОЗ подключаются к каналам интернет-коммуникаций. В случае срабатывания комплексного триггера информация о магнитуде «обнаруженного» события направляется на сервер, генерирующий сообщение Telegram-bot. Период от получения сообщения до отправки сообщения при тестировании составлял 0,1-0,4 сек. В сообщении содержится информация о ближайшем к очагу землетрясения городе и ожидаемой интенсивности в областных центрах республики.

Заключение

Приводится предлагаемая методика создания системы раннего оповещения о сильных землетрясениях (СРОЗ) в Узбекистане, основанная на разработке акселерометра, автоматически определяющего магнитуду произошедших сейсмических событий. Рассмотрена архитектура передачи оповещений о сильных землетрясениях.

Литература

1. Allen R.M., Diego Melgar. Earthquake Early Warning: Advances, Scientific Challenges, and Societal Needs // Annual Review of Earth and Planetary Sciences Vol. 47. - P. 361-388 (Volume publication date May 2019).
2. Allen R.M. "The Elarms earthquake early warning methodology and its application across California" // Earthquake early warning systems, P.Gasparini, G.Manfredi, J.Zschau, Eds. - 2007. - P. 21-44.
3. Allen R.M., Brown H., Hellweg M., Khainovski O., Lombard P., Neuhauser D. Real-time earthquake detection and hazard assessment by ElarmS across California // Geophys Res Lett. - 2009. - 36. - L00B08, doi:10.1029/2008GL036766.
4. Böse M., Friedemann Wenzel, Mustafa Erdik. PreSEIS: A Neural Network-Based Approach to Earthquake Early Warning for Finite Faults // Bulletin of the Seismological Society of America. 2008.- Vol. 98. - № 1. - P. 366-382.
5. Böse M. Updates on the Finite-Fault Rupture Detector Algorithm (Finder v.2). EGU General Assembly, 2021. DOI:10.13140/RG.2.2.14290.04808
6. Böse, M., Heaton T., Hauksson E. Rapid estimation of earthquake source and ground-motion parameters for earthquake early warning using data from single three-component broadband or strong-motion sensor // Bull. Seismol. Soc. Am. - 2012. - 102 (2). - P. 738-750. doi: 10.1785/0120110152.
7. Böse M., Hauksson E., Solanki K., Kanamori H., Heaton T.H. Real-Time Testing of the On-site Warning Algorithm in Southern California and Its Performance During the July 29 2008 Mw5.4 Chino Hills Earthquake // Geophys. Res. Lett., 2009. - Vol. 36. L00B03, doi:10.1029/2008GL036366.
8. Cua G., Heaton T. "Illustrating the Virtual Seismologist (VS) Method for Seismic Early Warning on the 3 September 2002 M = 4,75 YorbaLinda, California Earthquake", 2004 SCEC Annual Meeting Proceedings and Abstracts, Volume XIV, 2004.
9. Gilead Wurman et al. Toward earthquake early warning in northern California // Journal of geophysical research. - 2007. - Vol. 112. - P. 1-19.
10. Holly Moore Brown. Evaluating and Improving the ElarmS Earthquake Early Warning Algorithm. A dissertation submitted in partial satisfaction of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy in Earth and Planetary Science in the Graduate Division of the University of California, Berkeley. 2012. - 85 p.
11. https://www.analog.com/media/en/technical-documentation/data-sheets/adxl354_adxl355.pdf.
12. <https://amperka.ru/product/raspberry-pi-4-model-b-4-gb>.
13. Ibragimov A.Kh. Assessment of the effectiveness of the early warning system for strong earthquakes in a rare network of seismic stations // Bulletin of the University of Civil Protection of the Ministry of Emergencies of Belarus. - 2020. - T. 4. - № 3. - P. 280-286.
14. Meng L., Inbal A., Ampuero J.-P. A window into the complexity of the dynamic rupture of the 2011 Mw 9 Tohoku-Oki earthquake, Geophys. Res. Lett. - 2011. - 38. L00G07, doi:10.1029/2011GL048118.
15. Olivieri M., Clinton J. An Almost Fair Comparison Between Earthworm and SeisComp 3 // Seismological Research Letters. - 2012. - 83(4). - P. 720-727.
16. Simona Colombelli, Francesco Carotenuto, Luca Elia and Aldo Zollo. Design and implementation of a mobile device APP for network-based EEW systems: application to PRESTo EEWS in Southern Italy // <https://nhess.copernicus.org/preprints/nhess-2019-266/nhess-2019-266-manuscript-version4.pdf>.
17. Vladimir Sokolov, Takashi Furumura, Friedemann Wenzel. On the use of JMA intensity in earthquake early warning systems // Bull Earthquake Eng., 2010. - P. 12-31.
18. Wu Y.M., Kanamori H., Allen R.M., Hauksson E. Determination of earthquake early warning parameters, τ_c and P_d , for southern California // Geophys. J. Int., 2007. - 170. - P. 711-717. doi:10.1111/j.1365-246X.3732007.03430.x

19. Wu Y.M., Kanamori H. Exploring the feasibility of on-site earthquake early warning using close-in records of the 2007 Noto Hanto earthquake // Earth, Planets and Space. 2008.

20. Willy H.K., Lee Juan, Manuel Espinosa-Aranda. Earthquake Early Warning Systems: Current Sta-

tus and Perspectives // Early Warning Systems for Natural Disaster Reduction. Springer-Verlag Berlin Heidelberg - 2003. - P. 409-423.

21. Zollo Aldo et al. A threshold based earthquake early warning using dense accelerometer networks // Geophys. J. Int. - 2010. - 183.

O'ZBEKISTONDA KUCHLI ZILZILALAR HAQIDA ERTA OGOHLANTIRISH TIZIMI TUSHUNCHASI

Ibragimov A.H.

Annotasiya. Maqolada O'zbekistonda kuchli zilzilalar haqida erta ogohlantirish tizimini yaratish imkoniyati tasvirlangan. Ilgari ushbu yo'nalishda olib borilgan ishlarning tavsifi berilgan. Onsite algoritmi berilgan, bu bitta stantsiya ma'lumotlariga ko'ra seysmik hodisaning kattaligini aniqlashga imkon beradi. Shuningdek, erta ogohlantirish tizimi uchun qurilmaning qisqacha tavsifi berilgan.

Kalit so'zlar: magnituda, akselerometr, tezlash, siljish, davr.

CONCEPT OF AN EARLY WARNING SYSTEM FOR STRONG EARTHQUAKES IN UZBEKISTAN

Ibragimov A.Kh.

Abstract. The article describes the possibility of creating an early warning system for strong earthquakes in Uzbekistan. A description of the work previously carried out in this area is given. The OnSite algorithm is provided, which allows determining the magnitude of a seismic event from the data of one station. A brief description of the early warning system instrument is also given.

Key words: SPZ, magnitude, accelerometer, acceleration, displacement, period.

АБДУЛЛАБЕКОВ ҚАҲҲОРБОЙ НАСИРБЕКОВИЧ
(туғилганига 80 йил тўлиши муносабати билан)



Қаҳҳорбой Насирбекович Абдуллабеков 1942 йил 25 декабрда Тошкент шаҳрида ишчи оиласида таваллуд топган. 1948-1958 йиллари Тошкент шаҳаридаги 26-сонли мактабда ўқиган. 1958-1963 йилларда Тошкент политехника институтининг Геология-қидирув факультетининг талабаси. 1963-1965 йилларда Қозоғистон геофизика трестининг Турлан экспедициясида ишлади.

1965-1966 йилларда Тошкентдаги Нефть ва газ конлари геологияси ҳамда қидируви институтида (ИГИРНИГМ) кичик илмий ходим лавозимида ишлади. 1966 йил май ойидан Ўзбек геофизика трести Тошкентолди экспедициясида ишлади. 1966 йил декабридан 1967 йили декабригача армия сафида хизмат қилди.

Қ.Н.Абдуллабеков 1968 йилдан бошлаб Ўзбекистон Республикаси Фанлар академиясининг Сейсмология институтида аспирант (1968-1971 йй.), кичик илмий ходим (1971-1974 йй.), катта илмий ходим (1974-1977 йй.), лаборатория мудири (1977 йилдан ҳозиргача), директор (1989-2009 йй.) лавозимларида ишлаб келмоқда.

Қ.Н.Абдуллабеков Москвада СССР Фанлар академиясининг Ер физикаси институтининг Ихтисослашган кенгашида 1972 йили “Ер магнит майдонининг сейсмофаол ҳудудларда ер қобиғидаги эластик зўриқишлар билан боғлиқ бўлган вариацияларини тадқиқ этиш” мавзусидаги номзодлик диссертациясини, 1988 йилда эса “Ўзбекистонда Ер қобиғидаги сейсмотектоник жараёнлар билан боғлиқ бўлган электромагнит ҳодисалар” мавзусидаги докторлик диссертациясини ҳимоя қилди.

У 1994 йили Ўзбекистон Республикаси Фанлар академияси мухбир-аъзоси, 2000 йили эса ҳақиқий аъзоси этиб сайланди.

Унинг тадқиқотлари: электромагнит даракчиларнинг намоён бўлиш қонуниятларини аниқлаш; zilzilаларни олдиндан айтиш услубларини ишлаб чиқиш; zilzilалар тайёрланиш жараёнининг геофизик моделини яратиш; сейсмик хавф-хатарни баҳолаш; сейсмик районлаштириш; табиий офатлар зарарини камайтириш; аҳолини фавқулодда вазиятларга тайёрлаш ва бошқа муаммоларни ҳал этишга қаратилган.

Унинг илмий раҳбарлигида 4та докторлик ва 8та номзодлик диссертациялари ҳимоя қилинди. Электромагнит ҳодисалар соҳасидаги тадқиқотчиларнинг дунё илм фан намоёндалари тан олган илмий мактабини яратди.

400 дан ортиқ илмий ишлар муаллифи ва ҳаммуаллифи. Илмий ишларининг 100 тадан кўпи чет элларда нашр этилган. Жумладан “Ер қобиғидаги электромагнит ҳодисалар” монографияси 1990 йили Пекинда хитой тилида ва 1991 йили инглиз тилида Нидерландияда чоп этилган.

Қ.Н.Абдуллабеков раҳбарлигида ва унинг бевосита иштирокида дунёда биринчи марта куйидаги энг муҳим натижалар олинди:

Ўзбекистонда сейсмомагнит ҳодисаси (ер магнит майдонининг zilzilалар билан боғлиқ бўлган аномал ўзгаришлари) жуда кенг кўламда ўрганилди ва даракчи сифатидаги аномал ўзгаришлар аниқланиб уларнинг кўрсаткичлари (параметрлари) баҳоланди.

Магнитудаси $M = 7,3$ га тенг бўлган талафотли Газли zilzilасининг эпицентрида zilzilадан аввал, zilzila вақтида ва ундан кейин магнит майдони вариациялари юқори аниқликда ўлчанди ва сейсмик фаоллик вақтида майдон бухтасифат вариацияларининг амплитудаси 70-80 фоизгача ўзгариши аниқланди.

Магнит майдонининг ерости газ омбори эксплуатация режими билан боғлиқ бўлган аномал ўзгаришлари аниқланди.

1978 йил 2 ноябрдаги кучли ($M = 6,8$) Олой zilzilаси эпицентридан 120-130 км масофада жойлашган Андижон магнитометрик станциясида магнит майдонининг ушбу zilзила билан боғлиқ, вақти 1 ҳафтага, қиймати 23 нТл га тенг бўлган аномал ўзгариши ажратилди. Магнитометрик ва бошқа комплекс кузатувлар натижалари асосида Олой zilzilаси 6 соат олдин айтиб берилди. Ушбу натижа бир нечта нуфузли халқаро журналларда чоп этилди. Америка Астрономия жамиятининг Геофизика журналида чоп этилган мақоланинг тўла мазмуни «The times» газетасининг 1982 йил 20 январдаги сонида батафсил шарҳланди.

1980 йил 10 декабрдаги Назарбек zilzilасининг ($M = 5,3$) эпицентрида магнит майдонининг афтершок жараёни билан боғлиқ бўлган аномал ўзгаришлари ажратилди.

Дунёдаги 160 дан ортиқ геомагнит расадхоналарининг 130-140 йиллик маълумотларини тадқиқ қилиш натижасида магнит майдонининг 15-25 йиллик аномал вариациялари ажратилди. Ўзбекистон полигонларидаги узоқ йиллик кузатув натижалари асосида zilzilаларнинг узоқ муддатли даракчилари ва магнитудаси орасидаги $T = 4M-14$ қурилишидаги тўғри чизиқли эмпирик боғланиш топилди.

Zilzilанинг узоқ, ўрта, қисқа муддатли даракчиларини намоён бўлиш вақти ва магнитудаси орасидаги аниқланган боғланишларга асосланиб zilzilалар тайёрланишининг 4 босқичли геофизик модели яратилди.

Қ.Н.Абдуллабеков сейсмик хавфни баҳолаш ва сейсмик районлаштириш муаммоларини ҳал этишда ҳам фаол иштирок этиб келади. У Ўзбекистоннинг 1978-чи, 2002-чи ва 2011-чи йилларда тузилган Умумий сейсмик районлаштириш хариталарининг ҳаммуаллифи.

Қ.Н.Абдуллабеков халқаро илмий ҳамкорликни ривожлантиришга ҳам катта ҳисса қўшди. 1990 йилда Пекинда (Хитой) хитой тилига таржима қилинган ўзининг «Ер қобиғидаги электромагнит ходисалар» монографияси тақдимотини ўтказиш билан бир қаторда Хитой сейсмологик бюросининг Zilzilалар тахлили ва прогноз қилиш марказида zilzilаларни прогноз қилиш муаммоси бўйича маърузалар циклини ўқиди ва Геомагнетизм бўйича Халқаро симпозиумда (Шанхай) илмий маъруза билан қатнашди.

Қ.Н.Абдуллабеков 1993 йили Германия ва Бельгияда Ўзбекистон Республикаси делегацияси таркибида сафарда бўлди. Сафар вақтида у Европа иттифоқида илмий тадқиқотларни ташкил этиш истиқболларини муҳокама қилиш билан бир қаторда Ерни тадқиқ этиш марказида (Геофоршумцентр) ер қобиғидаги электромагнит ходисалар бўйича маърузалар циклини ўқиди (Потсдам).

1997 йилда Измир шаҳри хокимияти таклифи бўйича Туркияда бўлди ва сафар давомида Измир регионининг сейсмик районлаштириш харитасини тузди ва оммавий тақдимотида қатнашди.

1999 йили Ер шари Глобал сейсмик хавф харитасининг (Global seismic hazard map Denver, 1999, CO80225 USA) Осиё қисмини тузишда иштирок этган.

2002 йилда Непал ва Хиндистонга илмий сафарда бўлиб Осиё сейсмологик комиссиясининг 4-Бош ассамблеясида илмий маъруза билан қатнашди.

2007 йилда “Марказий Осиё сейсмик рискни баҳолаш ташаббуси” халқаро гранти бўйича олинган натижаларни муҳокама этишга бағишланган халқаро кенгашда қатнашди (Ньюарк ш., Калифорния штати, АҚШ).

Қ.Н.Абдуллабеков ташаббуси билан Марказий Осиё, Озарбайжон, Украина сейсмология институтлари, Россиянинг Ер физикаси, Ер магнетизми, ионосфера ва радиотўлқинларнинг тарқалиши, Юқори температуралар институти, Геофизика комитети, Хитойнинг zilzilаларни тадқиқ қилиш маркази, Германиянинг ерни тадқиқ қилиш маркази, Европа иттифоқи, АҚШ ва Канаданинг геофизика ва сейсмология ташкилотлари ва бошқалар билан илмий ҳамкорликлар амалга оширилди.

Қ.Н.Абдуллабековнинг илм-фанга бўлган фидойилиги Ўзбекистонда геофизик полигонларни очиш, унда комплекс кузатув ишларини ташкил этишда намоён бўлди. Хитой сейсмология бюроси билан биргаликда Ўзбекистонда замонавий рақамли сейсмик станциялар тизимини яратишга асос солинди.

Қ.Н.Абдуллабеков жамоат ишларида фаол иштирок этиб келмоқда. Турли йилларда МДХ мамлакатлари қошидаги табиий ва техноген тусдаги фавқулдда вазиятларнинг олдини олиш ва уларни бартараф қилиш бўйича илмий кенгаш раиси ўринбосари, Фавқулдда вазиятлар вазирлиги қошидаги илмий-техник кенгашда секция бошлиғи, СССР ФА Геомагнетизм бўйича илмий кенгаш қошидаги “Тектономагнетизм ва тектоноэлектр” ишчи гуруҳида раис ўринбосари, СССР ФА Сейсмология ва сейсдобардош қурилиш бўйича тармоқлараро илмий кенгашнинг Магнитометрик тадқиқотлар ишчи гуруҳида Ўрта Осиё секцияси раиси. Ўз ФА Комплекси қошидаги Ер ҳақидаги фанлар Муаммовий кенгаши аъзоси, “Геология ва минерал ресурслар” журнали таҳририяти аъзоси, “Сейсмология муаммолари” журнали бош муҳаррири вазифаларини жамоатчилик асосида бажариб келмоқда.

Қ.Н.Абдуллабеков юқори малакали миллий кадрларни тайёрлаш соҳасида ҳам самарали фаолият юритиб келмоқда. У 1989-2012 йилларда “Геофизика” мутахассислиги бўйича Марказий Осиё регионал Д 015.07.01 ихтисослашган кенгаши раиси, 2017-2019 йилларда Минерал ресурслар илмий-тадқиқот институти, Геология ва геофизика институти, Гидрогеология ва инженерлик геологияси институти, Сейсмология институти, Ўзбекистон Миллий университети ва Тошкент давлат техника университети ҳузуридаги илмий даражалар берувчи DSc.27.06.2017.GM.40.01 рақамли Илмий кенгаш раиси, 2020 йилдан ҳозиргача 04.00.06-Геофизика, Фойдали қазилмаларни кидиришнинг геофизик усуллари ихтисослиги бўйича фан доктори ва фалсафа доктори илмий даражалари берувчи DSc.02/30.12.2019.GM/FM.97.0 ихтисослашган кенгаш раиси сифатида фаолият юритмоқда.

Қ.Н.Абдуллабеков 2000-2010 йилларда Тошкент давлат техника университети Геофизика кафедрасининг ўриндош мудир, 2015-2021 йилларда Ўзбекистон Миллий университетининг Геофизик тадқиқотлар кафедрасида ўриндош-профессор лавозимида фаолият олиб борди.

Ўзбекистон Республикаси ва унга чегарадош ҳудудларда сейсмик вазиятни баҳолаш ва яқин келажакдаги сейсмик вазиятни прогноз қилиш мақсадида Фавқулдда вазиятлар вазирлиги Сейсмопрогностик мониторинг Республика маркази ҳамда Фанлар академияси Сейсмология институтининг етакчи илмий ходимларидан ташкил топган Сейсмик вазиятни баҳолаш ва яқин келажакдаги сейсмик вазиятни прогноз қилиш бўйича Идоралараро эксперт комиссиясининг раиси вазифасини бажариб келади.

Қ.Н.Абдуллабековнинг ишланмалари Қурилиш вазирлиги, Фавқулдда вазиятлар вазирлиги, Геология ва минерал ресурслар давлат қўмитаси, ЎзФА институтлари, Тошкент давлат техника университети, Ўзбекистон миллий университети ва бошқа қатор ташкилотларга қурилиш меъёрлари ва қоидалари, йўриқномалар, методик ва ўқув қўлланмалари, илмий-оммабоп рисоалар, “Зилзила вақтида ўзини қандай тутиш ҳақида Эслатмалар” ва бошқа кўринишларда тадбиқ этилган.

Қ.Н.Абдуллабеков “Дўстлик” ордени соҳиби (2019). У Фанлар академияси, ТДТУ, Давгеолқўм ва бошқа ташкилотларнинг фахрий ёрлиқлари, шунингдек ЎЗР Фавқулдда вазиятлар вазирлиги ва Россия Ер физикаси институтининг медаллари билан тақдирланган.

Қаҳҳорбой Насирбековичда виждонлилик, ҳалоллик, камтарлик ва дўстона муносабат каби ажойиб инсонийлик сифатлар бор. У олимларга хос очик кўнгилли, ўз маслаҳатини аямайдиган инсон. Хар бир масала, муаммони холисона ва беғараз ҳал қилишга ҳаракат қилади.

Юбилярга ушбу шукрона кунларида мустаҳкам соғлиқ, узок умр, оилавий бахт-саодат, тинчлик-хотиржамлик ва илмий ишларида янгидан янги муваффақиятлар тилаймиз.

Б.С. Юлдашев, С.З. Мирзаев, В.А. Рафиқов, В.А. Исмаилов, А.И. Туйчиев, И.У. Атабеков, Р.С. Ибрагимов, Т.Л. Ибрагимова, С.Х. Максудов, Л.А. Хамидов, С.С. Хусомиддинов, Ш.С. Юсупов, Е. Бердалиев, А.Х. Ибрагимов, М.Ю. Муминов, У.А. Нурматов, Ю.М. Садиқов, М.Т. Усманова, К.И. Қучкаров, В.Р. Юсупов, К.А. Сағдуллаева, У.А. Юсупдждонова, ҳамкасблари, дўстлари.

M u n d a r i j a	sah.
Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzayev M.A., Ashurov S.X. O'zbekiston hududining extimoliy-deterministi va extimoliy yondashuvlardan foydalanganda seysmik xavfi baxosidagi tafovutlar haqida	5
Maksudov S.X., Tuychiev A.I., Xusomiddinov S.S. Geofizik usullarda zilzilalarni prognoz qilish muammosi to'g'risida	19
Muminov M.YU., Nurmatov U.A., Narxodjaeva N., Mirzoidov M.Z. Yaqin, Boysun-3 (Chilonzor) 12.05.2022 yilgi M = 5,8 li zilzilasi qisqa muddatli darakchisi	29
Atabekov I.U., Nurmatov U.A. Yer qobig'idagi zilzila migratsiyasini aniqlashdagi qiyinchiliklar	37
Ismoilov V.A., Nurmatov U.A., Ibragimov R.S., Ibragimov A.X., Yodgorov Sh.I. Seysmik mikrorayonlashtirish xaritasi: Yanghi-Andijon massivining hududini o'rganish yondashuvlari va natijalari	46
Xamidov L.A., Ibrogimov F.I., Xamidov X.L., Artikov F.R., Muhammadqulov N.M., Muxtorov N. M. Suv havzalarida seysmik kuzatuvlar holati va To'polon hamda Hisorak to'g'onlarining tabiiy tebranishlari	61
Ibragimov A.H. O'zbekistonda kuchli zilzilalar haqida erta ogohlantirish tizimi tushunchasi	68
Abdullabekov Kaharboy Nosirbekovich (tug'ilgan kunining 80 yilligi munosabati bilan)	74

С о д е р ж а н и е	стр.
Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А., Ашуров С.Х. О различиях в оценках сейсмической опасности территории Узбекистана при применении вероятностно-детерминистического и вероятностного подходов	5
Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Хусомиддинов С.С. К проблеме прогноза землетрясений геофизическими методами	19
Муминов М.Ю., Нурматов У.А., Нарходжаева Н., Мирзоидов М.З. Короткопериодный предвестниковый сигнал геомагнитного поля от близкого Байсунского-3 (Чиланзарского) землетрясения 12.05.2022 г. с M = 5,8	29
Атабеков И.У., Нурматов У.А. Трудности идентификации миграции землетрясений в Земной коре	37
Исмаилов В.А., Нурматов У.А., Ибрагимов Р.С., Ибрагимов А.Х., Ёдгоров Ш.И. Карта сейсмического микрорайонирования: подходы и результаты исследования территории массива Янги-Андижан	46
Хамидов Л.А., Иброгимов Ф.И., Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Мухаммадқулов Н.М., Мухторов Н.М. Состояние сейсмических наблюдений в водохранилищах и природные колебания Туполангской и Гиссаракской плотин	61
Ибрагимов А.Х. Концепция системы раннего оповещения о сильных землетрясениях в Узбекистане	68
Абдуллабеков Кахарбой Насирбекович (к 80-летию со дня рождения)	74

C o n t e n t	page
Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzayev M.A., Ashurov S.X. About the differences in seismic hazard assessments of the Uzbekistan's territory in the application of probabilistic-deterministic and probabilistic approaches	5
Maksudov S.Kh., Tuychiev A.I., Khusomiddinov S.S. About the problem of earthquake prediction by geophysical methods	19
Muminov M.YU., Nurmatov U.A., Narkhodzhayeva N., Mirsaidov M.Z. Short-period precursor signal of the geomagnetic field from the nearby Baysun-3 (Chilanzar) earthquake on 12.05.2022 with $M = 5,8$	29
Atabekov I.U., Nurmatov U.A. Difficulties in identification of earthquake migration in the earth's crust	37
Ismailov V.A., Nurmatov U.A., Ibragimov R.S., Ibragimov A.X., Yodgorov Sh.I. Map of seismic microdistricting: approaches and results of the study of the territory of the Yangi-Andijan massif	46
Khamidov L.A., Ibrogimov F.I., Khamidov Kh.L., Artikov F.R., Mukhammadkulov N.M., Mukhtorov N.M. The state of seismic observations in water reservoirs and natural oscillations of the Tupolang and Gissarak dams	61
Ibragimov A.Kh. Concept of an early warning system for strong earthquakes in Uzbekistan	68
Abdullabekov Kakharboy Nasirbekovich (on the occasion of the 80th anniversary of his birth)	74

Коллектив авторов

SEISMOLOGIYA MUAMMOLARI

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОЛОГИИ

SEISMOLOGY PROBLEMS

2022, № 2, том 4

*Утверждено к печати Ученым советом
Института сейсмологии им. Г.А.Мавлянова*

Мусаххих *Т.Г.Кочергина* (рус.)

Компьютерная верстка *В.Р.Юсупов*

Формат 80×64_{1/8}. Усл. печ. л. 10,5. Уч.-изд. л. 13. Тираж 100 экз.

Отпечатано в Бизнес Полиграф.
Ташкент, Чиланзар, ул. Козиробот, 65.

Обуна индекси (подписной индекс) 1351.