

O'ZBEKISTON RESPUBLIKASI FANLAR AKADEMIYASI

АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН

SEYSMOLOGIYA MUAMMOLARI

№ 2

ТОМ 3

2021

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОЛОГИИ

Jurnal 2019-yildan yiliga ikki marta nashr etiladi

Журнал издается с 2019 года по два номера в год

TOSHKENT 2021

TAHRIRIYAT A'ZOLARI:

V.A. RAFIKOV (tahririyat
kengashi raisi)
K.N. ABDULLABEKOV (bosh muharrir)
U.A. NURMATOV (mas'ul kotib)
X.A. AKBAROV
T.U. ARTIKOV
D.KH. ATABAYEV
T.L. IBRAGIMOVA
V.A. ISMOILOV
S.X. MAKSUDOV
B.S. NURTAYEV
SH.S. RAJABOV
L.A. HAMIDOV
L.N. MIXAYLOVA
K.E. ABDRAHMATOV
G.D. ETIRMISHLI
P. AMINZODA
A.I. TO'YCHIEV
A.X. IBRAGIMOV
SH.S. YUSUPOV

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

В.А. Рафиков (председатель
редакционного совета)
К.Н. Абдуллабеков (главный редактор)
У.А. Нурматов (ответственный секретарь)
Х.А. Акбаров
Т.У. Артиков
Д.Х. Атабаев
Т.Л. Ибрагимова
В.А. Исмаилов
С.Х. Максудов
Б.С. Нуртаев
Ш.С. Раджабов
Л.А. Хамидов
Л.Н. Михайлова
К.Е. Абдрахматов
Г.Д. Етирмишли
П. Аминзода
А.И. Тўйчиев
А.Х. Ибрагимов
Ш.С. Юсупов

Manzil: Toshkent shahri, Shayxontohur tumani, Zulfiyaxonim k., 3-uy.
Tel.: +99871 241-51-70, 241-32-22; Fax: +99871 241-74-98.
E-mail: seismologiya@mail.ru;

Jurnal sayti: www.seismos.uz.

Адрес: г.Ташкент, Шайхантахурский район, ул.Зулфияxonим, 3.
Тел.: +99871 241-51-70, 241-32-22; Fax: +99871 241-74-98.
E-mail: seismologiya@mail.ru;

Сайт журнала: www.seismos.uz.

Jurnal O'zbekiston Respublikasi Matbuot va axborot agentligida 08.04.2019-yil
1013-raqam bilan ro'yxatdan o'tgan.

Журнал зарегистрирован Агентством по печати и информации
Республики Узбекистан 08.04.2019 г.
Регистрационный номер 1013.

SEYSMIK XAVFNI BAHOLASH VA SEYSMIK RAYONLASHTIRISH

УДК 550.34

Абасеев С.С.

Институт сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана, dufu@bk.ru

СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ Г. АШХАБАДА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ МОДЕЛЯМ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТОЛЩИ И УРОВНЮ ГРУНТОВЫХ ВОД, С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ УСОВЕРШЕНСТВОВАННЫХ МЕТОДОВ СПЕКТРАЛЬНЫХ ОТНОШЕНИЙ (HVSR) И СИНТЕТИЧЕСКИХ АКСЕЛЕРОГРАММ

Abaseev S. S.

Turkmaniston fanlar Akademiyasi seismologiya va atmosfera fizikasi instituti, dufu@bk.ru

Takomillashgan spektral nisbatlar (HVSR) va sintetik akselerogrammlar yordamida er osti qalinligi va er osti suvlari sathining tezlik modellari bo'yicha Ashxobodni seysmik mikro rayonlashtirish.

Аннотасија. Бу иш Ашхобод шаҳрининг сеysмик микрорайонлаш (SMR) хариталарини еr ости қалинлиги сеysмик моделлари ва туман ҳудудида еr ости сувлари даражаси то'ғ'рисидаги ма'лумотлар асосида ишлаб чиқишга бағ'ишланган. SMRNI bajarish va keyinchalik ballnost oshirish хариталарини қуриш жарайонида Туркманистон фанлар академияси атмосферасининг Seysmologiya va fizikasi institutida yer usti qalinligining yuqori tezlikda tuzilishi modelini dastlabki ma'lumotlar, mikroseysmik to'lqin fonining raqamli yozuvlari sifatida avtomatlashtirilgan tizim (HV-XL) ишлаб чиқилди.

(SMR) Ashxobod sh. K. da amalga oshirilgan:

1. Mikroseysmik to'lqinli fon yozuvlari transvers va vertikal komponentlarning spektral munosabatlarining o'rtacha egri (H/V) xatti-harakatlari to'ғ'risidagi ma'lumotlar асосида tuproqlarning rezonans xususiyatlarini rayonlashtirish.

2. Yuqori tezlikli struktura modellarini qurish $\{Vs(h), Vp(h) | h < h_{max}\}$ er osti qalinligi va H/V egri shaklining o'ziga xos xususiyatlari bo'yicha tuproq kuchining tegishli integral xarakteristikasini ($Vs30$) olish IP va TFA seysmik monitoring laboratoriyasida ишлаб чиқилган teskari muammolarni hal qilish uchun maxsus algoritmlar yordamida.

3. Yuqori tezlikdagi strukturaning mahalliy xususiyatlarini hisobga olgan holda kuchli zilzila spektrining dаражаси va shakliga qayta hisoblanadigan, shuningdek seysmik tebranishlarning asosiy parametrlarini hisobga olgan holda, kuchsiz zilzila seysmogrammasini nazorat qilinayotgan hududdagi yer sharoitlariga qayta hisoblash yo'li bilan sintetik akselerogrammlarni qurish – tezlashuvlar dаражаси, ustun davrlar, mahalliy seysmogeologik sharoitlarga mos keladigan impulslarning kengligi. Shu bilan birga, mahalliy zilzilalar xususiyatlari haqida zarur ma'lumotlar, kuchsiz mahalliy zilzilalar paytida seysmik yozuvlarni o'rganish асосида olingan, chunki seysmik to'lqin parametrlarini ta'sir qiluvchi ko'plab omillar kuchsiz va kuchli zilzilalar uchun bir xil bo'ladi, masalan, moddiy tarkib va atrof-muhit tuzilishi, mintaqaviy tektonik harakatlar, yorilish yo'nalishi va boshqalar.

4. Ashxobodning SMR dastlabki хариталарини $\Delta I = \max \{\Delta I(a), \Delta I(w)\}$ ga асосланган holda qurish, bu erda $\Delta I(a)$ va $\Delta I(w)$ sintetik akselerogrammlarning maksimal tezlashmalarining mos keladigan o'sishi va er osti suvlari dаражасига oid ma'lumotlar асосида seysmik balllik oshishini baholashdir.

HV-XL kompleksi 3D tezlik taqsimoti va 2D taqsimoti shaklida natijalarni olish uchun istiqbolli qurilish maydonchalarini ommaviy tekshirishga imkon beradi

SMR kartasining yakuniy variantlari keyingi tasdiqlash uchun normativ hujjat sifatida taqdim etilishi mumkin.

Абасеев С.С.

Институт сейсмологии и физики атмосферы Академии наук Туркменистана, dufu@bk.ru

Сейсмическое микрорайонирование г. Ашхабада по скоростным моделям приповерхностной толщи и уровню грунтовых вод, с использованием усовершенствованных методов спектральных отношений (HVSR) и синтетических акселерограмм.

Аннотация. Работа посвящена разработке карт сейсмического микрорайонирования (СМР) г. Ашхабада на основе сейсмических моделей приповерхностной толщи и данных об уровне грунтовых вод в пределах районизируемой территории. В процессе выполнения СМР и последующего построения карт приращенности в Институте сейсмологии и физики атмосферы АН Туркменистана разработана система (HV-XL) автоматизированного построения модели скоростного строения приповерхностной толщи с использованием, в качестве исходных данных, цифровых записей микросейсмического волнового фона.

При проведении СМР г. Ашхабада выполнялось:

1. Районирование резонансных характеристик грунтов на основе данных о поведении среднестатистических кривых (H/V) спектральных отношений поперечной и вертикальной компонент записей микросейсмического волнового фона.

2. Построение моделей скоростного строения $\{V_s(h), V_p(h) \mid h < H_{\max}\}$ приповерхностной толщи и получение соответствующей интегральной характеристики (V_s30) прочностных свойств грунтов по особенностям формы кривых H/V с помощью специализированных алгоритмов решения обратных задач, разработанных в лаборатории Сейсмического Мониторинга в ИС и ФА АН Т.

3. Построение синтетических акселерограмм путем пересчета сейсмограммы слабого землетрясения к грунтовым условиям в районе обследуемой площадки, с последующим пересчетом к уровню и форме спектра сильного землетрясения с учетом локальных особенностей скоростного строения, а также с учетом основных параметров сейсмических колебаний – уровня ускорений, преобладающих периодов, ширины импульсов, которые должны соответствовать местным сейсмогеологическим условиям. Необходимая информация об особенностях местных колебаний получена на основании изучения сейсмических записей при слабых местных землетрясениях, так как многие факторы, влияющие на параметры сейсмических колебаний, оказываются одинаковыми для слабых и сильных землетрясений, например, вещественный состав и строение среды, региональные тектонические напряжения, ориентация разрывов и т. д.

4. Построение предварительных карт СМР г. Ашхабада на основе $\Delta I = \max \{\Delta I(a), \Delta I(w)\}$, где $\Delta I(a)$ и $\Delta I(w)$ – оценки приращения сейсмической балльности по соответствующему приращению пиковых ускорений синтетических акселерограмм и на основе данных об уровне грунтовых вод соответственно.

Комплекс HV-XL позволяет проводить массовое обследование территорий перспективной застройки с получением результатов в виде 3D распределений скоростей и 2D распределений приращения балльности.

Окончательные варианты карты СМР можно представить для последующего утверждения в качестве нормативного документа.

Abaseev S.S.

Institute of Seismology and Atmospheric Physics of the Academy of Sciences of Turkmenistan, dufu@bk.ru

Seismic microzoning of Ashgabat from subsurface soil velocity models and groundwater level, using improved spectral ratio methods (HVSR) and synthetic accelerograms.

Abstract. The paper is devoted to seismic micro-zoning maps (SMZ Maps) building, based on 3C-observations of ambient noise and ground water level data within the city of Ashgabat, using new computational methods to this effect, developed in the Seismicity Monitoring Laboratory at the Institute of Seismology and Physics of Atmosphere with the Academy of Sciences of Turkmenistan.

Implementation of the seismic microzoning project, above, proceeds as follows:

1. Subsurface ground resonance frequency zoning.
2. Subsurface seismic velocity model building by the inversion of ambient noise horizontal-to-vertical spectra ratios (HVSR method).

3. Generation of strong motion synthetic accelerograms (SA) by rescaling the real seismograms of small earthquakes to the case of a strong earthquake within the study area with known stress-strain properties.

4. Building of the SMZ Map as a 2D-image of $\Delta I = \max \{\Delta I(w), \Delta I(a)\}$, where $\Delta I(w)$ and $\Delta I(a)$ are seismic intensity increments associated with local characteristics of ground water level and SA peak accelerations, respectively.

В последние годы в практике микросейсмических наблюдений широко применяется метод Накамуры [1], который базируется на достаточно общем предположении о том, что, управляя параметрами выборочного суммирования локальных средних спектральных отношений (H/V) горизонтальных и вертикальных компонент обычного волнового фона (WSZ_t) , можно получать частотные зависимости $H/V = H/V(f)$, все в меньшей степени подверженные влиянию нестационарных помех и, соответственно, во все большей степени представлять одну из частотных характеристик среды в районе точки наблюдения. В настоящей работе мы принимаем эмпирически обоснованное предположение о том, что главная часть частотной зависимости $H/V(f)$ сформирована значениями параметра эллиптичности фундаментальной моды Рэлея, т. е. в данном случае – значениями отношения горизонтальной и вертикальной полуосей эллипса поляризации основного тона волны Рэлея в точке контакта «грунт–сейсмоприемник». Отсюда, в частности, следует возможность построения сейсмических моделей (VM) приповерхностной толщи в районе площадок обследования по критерию минимума среднеквадратичной разности между расчетными и экспериментальными значениями H/V во всем диапазоне рабочих частот. Получаемые модели скоростного строения далее можно использовать в качестве исходных данных для процедур пересчета синте-

тических акселерограмм (Ac_t) возможных сильных землетрясений к местным грунтовым условиям в заданных точках сейсморайонируемой территории. Ниже (рис. 1) приводится блок-схема автоматизированной системы (HV-XL) многоуровневой обработки записей микросейсмического волнового фона, разработанной в лаборатории Мониторинг Сейсмичности Института сейсмологии и физики атмосферы АН Туркменистана, позволяющей: а) строить модели скоростного строения и, на их основе, б) получать количественные оценки влияния (ΔI) грунтовых условий на интенсивность сотрясений (I) в районе площадок обследования. Указанный комплекс HV-XL представляет программную реализацию алгоритмов решения соответствующих обратных и прямых задач ($WSZ_t \rightarrow H/V, H/V \rightarrow VM, VM \rightarrow Ac_t, Ac_t \rightarrow \Delta I$), разработанных в той же лаборатории.



Рис. 1. Блок-схема автоматизированной системы (HV-XL) многоуровневой обработки записей микросейсмического волнового фона.

Шаг 1: Данные наблюдений, представляющие запись микросейсмических колебаний элемента среды в точке контакта «грунт – сейсмоприемник» в моменты времени t в пределах заданного интервала $[0, t_{max}]$, отображаются в частотную область:

$$F: u \rightarrow U, \tag{1}$$

где (i) F – оператор преобразования Фурье; (ii) $u = \{u(t) = (u_1(t), u_2(t), u_3(t)) \mid 0 \leq t \leq t_{max}\}$ – трехкомпонентная запись колебаний (сейсмограмма) как непрерывная функция времени t , определенная на отрезке $[0, t_{max}]$; (iii) компоненты u_1, u_2, u_3 ориентированы в направлениях WE (запад-восток), SN (юг-север) и Z (низ-верх) соответственно; (iv) $U = \{U(f) = (U_1(f), U_2(f), U_3(f)) \mid 0 \leq f \leq F_{max}\}$ – трехкомпонентная функция линейной частоты f , в данном случае, Фурье-спектр сейсмограммы (ii) в диапазоне рабочих частот $[0, F_{max}]$, где F_{max} – верхняя граница f , определяемая характеристиками конкретного сейсмоприемника.

Шаг 2: В общем случае, компонента $u_\alpha(t)$ ($1 \leq \alpha \leq 3$) сейсмограммы представляет запись колебательного процесса с меняющимися во времени локальными средними характеристиками, в число которых входят характеристики частотного спектра. Отсюда следует необходимость в выборе формы представления, отображающей структуру сигнала как по времени, так и по частоте.

Искомая форма представления для перехода от одномерных образов анализируемой компоненты к двумерному (частотно-временному) образу $W_\alpha(t, f)$, характеризующему спектр сигнала в окрестности частоты f в моменты времени, близкие к t , может быть определена так:

$$W_\alpha = F^{-1} [G^f \cdot U_\alpha], \tag{2}$$

где F^{-1} – оператор обратного преобразования Фурье; $\alpha = 1, 2, 3$ – индексы в соответствии с вышеприведенной номенклатурой компонент; $G^f(v) = G((v - f) / f)$ – подходящая частотная функция, имеющая максимум при $v = f$ и быстро убывающая с ростом расстояния $|v - f|$ от несущей (центральной) частоты f .

Отметим, что $G^f(v)$ имеет смысл частотной характеристики узкополосного фильтра с центральной частотой f . Произведение $G^f \cdot U_\alpha$ представляет спектр отфильтрованной компоненты сейсмограммы, а $|W_\alpha(t, f)|$ и $arg \{W_\alpha(t, f)\}$ – соответственно ее огибающую и фазу. Конкретную форму фильтра $G^f(v)$ выбираем по функции Гаусса, так как последняя хорошо сконцентрирована как

по времени, так и по частоте. Таким образом, в предлагаемом методе вычисления среднестатистических спектральных отношений H/V функция частотного фильтра имеет вид:

$$G^f(v) = G((v - f)/f) = a(f) \cdot \exp(-\beta(1 - v/f)^2), \quad (3)$$

где f – текущая центральная частота; β – подходящий параметр подавления боковых частот, обеспечивающий эффект узкого полосового фильтра; $a(f)$ – нормировочный множитель, обеспечивающий независимость от f площади фигуры, ограниченной сверху и снизу кривой $G^f(v)$ и осью частот v соответственно.

Вычисление функций $W_\alpha(t, f)$ производим в дискретной частотно-временной области $T \times F$, где $T = \{t(m) = t_0 + m \cdot \Delta t \mid 0 \leq m \leq N_t\}$ и $F = \{f(n) \mid 0 \leq n \leq N_f\}$ – наборы дискретов времен и частот в своих рабочих диапазонах, соответственно; Δt – шаг по времени; $f(n) = f(0) \exp(n \Delta \lambda)$; $\Delta \lambda$ – постоянный шаг по оси логарифмов частот.

Шаг 3: Вычисление среднестатистических спектральных отношений $H/V(f)$.

Вычисление $H/V(f)$ (т. е. H/V на частоте f) производится путем специального выборочного суммирования внутриоконных значений b/a для функции $W^f(t)$ по системе перекрывающихся временных окон:

$$\{[t(k), t(k) + win(f)], k = 0, \dots, K\}, \quad (4)$$

где b/a – отношение горизонтальной и вертикальной полуосей эллиптической аппроксимации траектории движения наблюдаемого элемента среды в пределах текущего временного окна, $win(f) = (1 + \eta) \tau(f)$, $\tau(f) = 1/f$, $t(k) = t_0 + k \cdot \tau(f)/2$; η – подходящая константа ($0 < \eta < 1/2$); $W^f(t) = \{W_\alpha(t, f) \mid \alpha = 1, 2, 3; 0 \leq t \leq t_{max}\}$ – временной отклик исходной сейсмограммы на действие полосового фильтра (3) с центральной частотой f , где f выбирается из заданного набора $\{f(n) \mid n = 0, \dots, N_f\}$ (см. Шаг 2).

Переходим к более подробному описанию предлагаемого метода получения оценки $H/V = H/V(f)$ путем специального выборочного суммирования по заданной в (4) системе перекрывающихся временных окон. Отметим, что, поскольку $W^f(t)$ является, по построению, временным откликом на действие узкополосного фильтра, то ее компоненты с достаточной точностью можно представить в виде соответствующих отрезков синусоиды в каждом временном окне системы (4), а именно:

$$\begin{aligned} \tilde{u}_z(t) &= C_z \cos(\omega t + \psi_z) + n_z(t) \approx C_z \cos(\omega t + \psi_z) \\ \tilde{u}_x(t) &= C_x \sin(\omega t + \psi_x) + n_x(t) \approx C_x \sin(\omega t + \psi_x), \\ \tilde{u}_y(t) &= C_y \sin(\omega t + \psi_y) + n_y(t) \approx C_y \sin(\omega t + \psi_y), \end{aligned} \quad (5)$$

где $\tilde{u}_z(t) = W_3(t, f)$, $\tilde{u}_x(t) = W_1(t, f)$, $\tilde{u}_y(t) = W_2(t, f)$, $W_\alpha(t, f)$ ($\alpha = 1 \leftrightarrow x, 2 \leftrightarrow y, 3 \leftrightarrow z$) – компоненты временного отклика на действие частотного фильтра (2) с центральной линейной частотой f , $\omega = 2\pi f$ – соответствующая круговая частота, C_α и ψ_α – амплитуды и фазы, доставляющие минимум внутриоконным среднеквадратичным значениям остатков $n_\alpha(t)$ в правой части (5).

Далее, запишем (5) без учета n_α в следующей векторной форме:

$$\begin{pmatrix} \tilde{u}_x \\ \tilde{u}_y \\ \tilde{u}_z \end{pmatrix} = \overset{\text{Суперпозиция с эллиптической поляризацией}}{\sin \varphi \begin{pmatrix} A_x \\ A_y \\ 0 \end{pmatrix} + \cos \varphi \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ C_z \end{pmatrix}} + \overset{\text{Составляющая типа SH}}{\cos \varphi \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \\ 0 \end{pmatrix}}, \quad (6)$$

где $\varphi = \omega t + \psi_z$; $A_x = C_x \cos \psi_{xz}$; $A_y = C_y \cos \psi_{yz}$; $B_x = C_x \sin \psi_{xz}$; $B_y = C_y \sin \psi_{yz}$; $\psi_{xz} = \psi_x - \psi_z$; $\psi_{yz} = \psi_y - \psi_z$

В правой части (6) сумма первых двух слагаемых (i) неотличима от соответствующего фрагмента волны Рэлея на частоте f , (ii) сумма второго и третьего слагаемого линейно поляризована и неотличима от соответствующего фрагмента объемной волны на той же частоте f , (iii) третье слагаемое поляризовано в горизонтальной плоскости как соответствующий фрагмент SH-волны или волны Лява в изотропной горизонтально-слоистой среде. При обработке реальных данных мы можем только ожидать, что, в результате осреднения спектральных отношений H/V по системе временных окон (4), в случае использования группы слагаемых (i), будет преобладать

вклад со стороны фундаментальной моды Рэлея, а в случае (ii) – вклад со стороны направленного постоянного излучателя или собственных колебаний замкнутого объема (обследуемое здание и т. д.). Вариант (iii) с участием только третьего слагаемого, имеющего поляризацию SH-волны или волны Лява, здесь и далее нами не рассматривается, так как по меньшей мере неинформативен в отношении безразмерного параметра $V/H (= 0 !)$ и, следовательно, будет только понижать устойчивость результатов осреднения H/V в скользящем временном окне.

Таким образом, правая часть (6) содержит все исходные величины для получения оценки текущего локального среднего H/V в окне $[t(k), t(k) + win(f)]$ длительностью $win(f) = (1+\eta) \tau(f)$ ($0 \leq k \leq K, \tau(f) = 1/f$), а именно:

$$H/V(f) = \begin{cases} \frac{(A_x^2 + A_y^2)^{\frac{1}{2}}}{C_z}, & \text{по суперпозиции с эллиптической поляризацией,} & (7.1) \\ \frac{(B_x^2 + B_y^2)^{\frac{1}{2}}}{C_z}, & \dots \dots \dots \text{с линейной поляризацией,} & (7.2) \end{cases}$$

Как было отмечено выше, формулу (7.1) можно использовать при вычислении H/V по данным микросейсмических наблюдений на грунтовых площадках, а (7.2) – для H/V по данным обследования собственных колебаний замкнутых объемов, в т. ч. высотных зданий. В любом случае, нашей целью является получение среднестатистической кривой $H/V = H/V(f)$, главные особенности поведения которой в рабочем диапазоне частот $[0, F_{max}]$ контролируются только свойствами исследуемого объекта. Поскольку свойства эти можно считать постоянными в течение всего времени эксперимента, то схема вычисления H/V как одной из частотных характеристик наблюдаемого объекта должна включать каскад фильтров ослабления нестационарных шумов в виде системы строгих ограничений на разброс локальных статистических параметров сейсмического волнового фона. В данном случае предлагается следующая схема вычислений:

Пусть $f = f(n)$ – текущая несущая частота и $\eta_1, \eta_2, \dots, \eta_K$ – соответствующие локальные средние по варианту (7.1) (или 7.2) во временных окнах $[t(1), t(1) + win(f)], [t(2), t(2) + win(f)], \dots, [t(K), t(K) + win(f)]$ соответственно. Указанный ряд временных окон разобьем на смежные подпоследовательности, содержащие одинаковое число элементов (K_m). Как показали практические расчеты, предпочтительные значения для параметра K_m лежат в диапазоне $[K_{m_min}, K_{m_max}]$, где $K_{m_min} = 15, K_{m_max} = 30$. Для каждой из таких подпоследовательностей строим гистограмму локальных средних η с предельно возможно малой (в логарифмическом масштабе и постоянной в том же масштабе) шириной интервала группирования, откуда далее снимаем только одно показание, а именно, значение η – координаты (η^*) абсолютного максимума гистограммы. Выбранные таким образом по всем подпоследовательностям значения η^* образуют новое множество локальных средних, которое можно трактовать как результат отбора первого уровня. Отбор следующего, второго уровня производим аналогично первому. Строим гистограмму распределения η^* , но уже с бóльшей, по сравнению с первым уровнем, шириной интервала группирования, на которой далее определяем значение η – координаты (η^{**}) ее абсолютного максимума. Результат отбора второго уровня, а именно, значение η^{**} и будет искомой оценкой собственного отношения H/V (т. е. не зависящего от внешних воздействий) на текущей частоте $f = f(n)$ по данным наблюдений в рабочем интервале времен $[0, t_{max}]$. Соответственно, значения $\eta^{**}(f(n))$, где $n = 0, \dots, N_F$ составят дискретный образ среднестатистической кривой спектральных отношений $H/V(f)$ в рабочем диапазоне частот $[0, F_{max}]$.

Построение модели скоростного строения приповерхностной толщи путем обращения среднестатистической кривой спектральных отношений H/V горизонтальных и вертикальных компонент микросейсмического волнового фона

Построение вертикально-неоднородной изотропной модели $M = \{V_p, V_s, \rho \mid h < H_{max}\}$ скоростного строения приповерхностной толщи в районе точки обследования методом спектральных отношений H/V (здесь и далее – HVSR-метод) требует задания начальной модели M_0 на основе всей имеющейся априорной информации для конкретной обследуемой площадки, в т. ч. с использованием данных инженерно-геологических исследований.

Известно, что решение указанной обратной задачи в общем случае неоднозначно и, при этом, каждое отдельное решение еще и неустойчиво к малым изменениям измеряемых величин. Среди компонент V_s , V_p и ρ модели M наибольшие вариации к изменениям входных данных испытывают $\rho(h)$ и $V_p(h)$ (плотность грунта и скорость сейсмических продольных волн соответственно) и поэтому точность построения M по всем ее компонентам критически зависит от объема и детальности инженерно-геологических данных в окрестности обследуемой площадки.

При построении M для каждого текущего набора значений ее параметров вычисляются теоретические спектральные отношения $(H/V)_{\text{model}} = \frac{b(f)}{a(f)}$ по всему множеству $F = \{f(n) /$

$0 \leq n \leq N_F\}$ рабочих частот, где b и a – горизонтальная и вертикальная полуоси эллипса поляризации соответствующей фундаментальной гармонике Рэлея на частоте f в точке контакта «грунт–сейсмоприемник», вычисленные в рамках модели распространения плоских монохроматических волн в горизонтально-однородных многослойных средах. Вычисления производятся с помощью матричного метода Томпсона-Хаскела [2-4] для общего случая анизотропной горизонтально-слоистой среды в специальной модификации, обеспечивающей решение проблемы потери точности при наличии неоднородных волн. Указанная модифицированная форма получается путем преобразования исходного матричного оператора переноса – к алгебраически-эквивалентному (для данной частной задачи $b(f)/a(f)$) представлению на основе подматриц размера 3×3 , не содержащих экспоненциально растущих с интервальной глубиной элементов. Вектор поляризации и отношение $\frac{b(f)}{a(f)}$ получают тогда как соответствующие

векторные и скалярные величины, связанные с дисперсионной кривой фазовых скоростей основного тона Рэлеевских волн, определяемой из стандартных условий: (i) равенства нулю вектора напряжений на свободной поверхности в точке «грунт–сейсмоприемник» и (ii) обнуления амплитудных коэффициентов при парциальных волнах, падающих из подстилающего однородного полупространства.

Шаг 1: Задачу построения сейсмической модели в районе точки обследования решаем путем минимизации целевой функции $\|(H/V)_{\text{m}} - (H/V)_{\text{field}}\|^2$ в пространстве модельных параметров $\{V_p(n), V_s(n), \rho(n), \Delta h(n) \mid n = 1, \dots, N_m\}$.

Здесь $\|(H/V)_{\text{m}} - (H/V)_{\text{field}}\|^2$ обозначает сумму взвешенных квадратов разностей между расчетными $((H/V)_{\text{m}})$ и экспериментальными $((H/V)_{\text{field}})$ значениями кривой спектральных отношений. Соответствующие весовые множители, $w(f)$, представлены значениями заданной монотонно возрастающей функции от аргумента $x(f) = \max\{(H/V)_{\text{field}}(f), H2V_{\text{min}}\}$, где $f \in [0, F_{\text{max}}]$, $H2V_{\text{min}}$ – подходящее пороговое значение; $V_p(n)$, $V_s(n)$, $\rho(n)$ и $\Delta h(n)$ – скорости продольных и поперечных сейсмических волн, плотность и толщина n -ого слоя, соответственно; N_m – количество слоев модели, включая общее для всей сейсморайонируемой области подстилающее однородное полупространство.

Основные моменты предлагаемого метода построения модели заключаются в следующем:

1. Начальную модель $M = M_0$, выбираемую на основе всей имеющейся априорной информации для конкретной обследуемой площадки, задаем с минимально-возможным количеством слоев $N_m = N_0$ ($N_0 < 7$).

2. Очередное улучшение параметров модели M производится в оптимальном подпространстве собственных векторов матрицы системы нормальных уравнений (С.Н.У.) задачи минимизации локальной целевой функции $\|(H/V)_{\text{Lm}} - (H/V)_{\text{field}}\|^2$, где $(H/V)_{\text{Lm}}$ – расчетная кривая, линейризованная в окрестности текущего пробного решения. Формирование указанного оптимального набора производится путем двухэтапной сортировки собственных векторов \mathbf{u}^α ($|\mathbf{u}^\alpha| = (\lambda^\alpha)^{-1} \cdot c^\alpha$) матрицы нормальных уравнений, с отсечкой ниже очередного порогового уровня на каждом этапе сортировки. Здесь λ^α – собственное число, соответствующее собственному вектору \mathbf{u}^α , $c^\alpha = (\mathbf{w}^\alpha, \vec{\mathbf{C}})$ – скалярное произведение вектора $\mathbf{w}^\alpha = (1/|\mathbf{u}^\alpha|) \mathbf{u}^\alpha$ и

вектора (\vec{C}) правой части С.Н.У. В данном случае, на первом этапе, набор всех собственных векторов $\{u^\alpha\}$ упорядочивается по убыванию значений параметра n_Δ (протяженность участка монотонного уменьшения целевой функции по соответствующему вектору), после чего в подмножестве собственных векторов с ненулевой длиной спуска (положим количество таких векторов = N_1) оставляем только первые $N_2 = p_1 N_1$ его максимальных элементов в смысле заданного отношения порядка, а на втором, заключительном, этапе оставшиеся векторы в количестве N_2 упорядочиваются по убыванию параметра m_Δ (длина спуска, но измеренная как вариация глобальной целевой функции), после чего, в полученном упорядоченном наборе оставляем первые $N_{12} = p_2 N_2$ максимальных (в смысле заданного отношения порядка) векторов. Раскрывая более подробно смысл/назначение ряда вышеприведенных параметров, отметим, что n_Δ – максимальная протяженность участка монотонного убывания глобальной целевой функции в направлении соответствующего вектора из набора $\{u^\alpha\}$ с применением, при необходимости, неотрицательного поправочного коэффициента < 1 к текущему приращению аргумента для обеспечения невыхода из заданной области ограничений, в т. ч. для обеспечения выполнения неравенств $1.55 < (v_p/v_s)_{\min} v_p / v_s \leq (v_p/v_s)_{\max} < 4$.

Значение n_Δ измеряется в количестве шагов заданной постоянной длины $\Delta L = k$, начиная от точки текущего пробного решения исходной задачи с глобальной целевой функцией, где k – единый для всех u^α неотрицательный множитель < 1 . Соответственно, через m_Δ обозначена длина спуска вдоль того же собственного вектора с теми же начальной и конечной точками и шагом ΔL , но измеренная как вариация глобальной целевой функции в пределах ее интервала убывания с выполнением заданных ограничений. Что касается выбора конкретных p_1 и p_2 , опытные расчеты с заданием их различных значений дают основания положить $p_1 = p_2 = 1/2$.

Набор векторов, полученный в результате указанной 2-этапной селекции, представляет базис оптимального модельного подпространства, в котором далее строим вектор (u^*) «оптимального» спуска, занимающего промежуточное положение между направлением наискорейшего спуска и направлением максимально протяженного участка монотонного убывания целевой функции, а именно, положим

$$u^* = \sum_{1 \leq \alpha \leq N_{122}} w_1(i(\alpha)) \cdot w_2(j(\alpha)) u^\alpha, \quad (8)$$

где $i(\alpha)$ – номер собственного вектора u^α в наборе, упорядоченном по убыванию n_Δ на первом этапе сортировки; $j(\alpha)$ – номер того же u^α по убыванию m_Δ на 2-м этапе сортировки; $w_1(i)$ и $w_2(j)$ – подходящие монотонно убывающие функции, принимающие значения ζ_0 при $i = j = 1$ и ζ_1, ζ_2 при $i = N_{01}, j = N_2$ соответственно, где $0 < \zeta_1 < \zeta_2 < \zeta_0 \leq 1$.

2. Далее, u^* из (8) добавляем к множеству $\{u^\alpha \mid 1 \leq \alpha \leq N_{12}\}$ и в полученном расширенном наборе $\{u^*, \{u^\alpha \mid 1 \leq \alpha \leq N_{12}\}\}$ выбираем вектор (u^{**}) с наименьшим значением глобальной целевой функции в конечной точке ее монотонного убывания вдоль u^{**} , после чего (i) решение, соответствующее указанной конечной точке монотонного убывания в направлении u^{**} с проверкой выполнения заданных ограничений, принимается в качестве нового/следующего пробного решения. Итерационный процесс п.2→п.2.1 →п.2→п.2.1 →. завершаем при превышении заданного порогового числа переходов п.2.1 →п.2 или при попадании (по заданному критерию стационарности) в окрестность стационарной точки в пространстве модельных параметров, иначе (ii) значение ΔL длины шага вдоль направлений спуска понижается в заданное (необязательно целое) количество раз и управление поиском передается на п. 2 (очередное улучшение модели).

3. Результирующая пробная модель M доопределяется за счет формального разбиения каждого ее слоя на l равномошных слоев, после чего, принимая таким образом доопределенную M в качестве начальной ($l = N_0 - 1$) –слоистой модели, где $l = 2$, переходим к п.2→п.2.1 →п.2→п.2.1 →., по завершении которого соответствующая результирующая M объявляется окончательным решением задачи построения сейсмической модели путем обращения средне-статистической кривой H/V по данным микросейсмических наблюдений в одной точке. Такие

сейсмические модели, т. е. полученные без привлечения данных по соседним точкам, здесь и далее будем обозначать термином «Решение $H/V \rightarrow M$ первого уровня детальности».

Результаты применения предлагаемого метода для одной из обследованных площадок отражены на рис. 1.

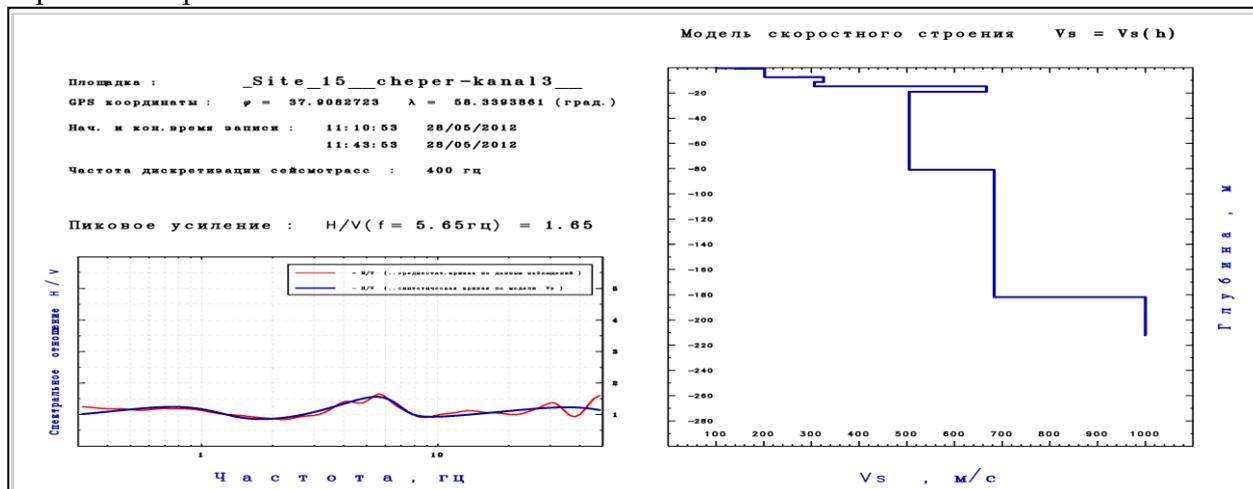


Рис. 1. Пример модели первого уровня детальности для одной из обследованных площадок.

Шаг 2: Построение «Решений $H/V \rightarrow M$ второго уровня детальности».

Решение задачи построения сейсмической модели в районе точки обследования путем минимизации целевой функции $\|(H/V)_m - (H/V)_{field}\|^2$ с использованием данных по соседним точкам, в данном случае, путем специальной адаптивной интерполяции, заключается в следующем.

(а) Дискретизация области сейсмического микрорайонирования (СМР) треугольниками Делоне с вершинами в пунктах наблюдений на основе соответствующих диаграмм Вороного, вычисляемых методом заметающих плоскостей [5] (S.Fortune, 1987). В результате получаем триангуляцию Делоне, которую здесь и далее будем обозначать символом \mathbf{D} .

(б) Доопределение H/V в заданных внутренних точках всего множества ребер графа \mathbf{D} путем пошагового прослеживания характерных фрагментов среднестатистических спектральных отношений вдоль соответствующих траекторий через узловые точки графа \mathbf{D} .

(с) Построение моделей \mathbf{M} первого уровня детальности как по измеренным, так и доопределенным (интерполированным) H/V .

(д) Для каждого пункта наблюдений (\mathbf{X}^j) из всех цепочек ребер графа \mathbf{D} , проходящих через \mathbf{X}^j как через среднюю узловую точку, выбирается цепочка, сумма углов излома которой минимальна в пределах заданной окрестности пункта \mathbf{X}^j . Далее, на каждом уровне h_k ($1 \leq k \leq K$) фиксированного уплотненного разбиения общего интервала глубин $[0, H_{max}]$ выполняется многомасштабный вейвлет-анализ с уровнями разложения в количестве $L_{max} < 8$ для рядов $\{v_p(i), v_s(i) \mid i = 1, N_j\}$, составленных из значений скоростей по соответствующим моделям первого уровня детальности при $h = \xi(h_k, i)$ как в узловых, так и в доопределенных точках выбранного профиля, после чего значения $v_p(i)$ и $v_s(i)$ восстанавливаются по низкочастотной части разложения по заданному базису, в данном случае, по базису вейвлетов И. Дебоши [6, 7], где i – внутрипрофильный номер точки, N_j – общее число реальных и виртуальных точек на линии выбранного профиля, проходящего через \mathbf{X}^j , $\xi(h, i)$ – функция преобразования масштаба глубин h как результат прослеживания характерных участков кривых H/V вдоль узловых точек профиля с опорной точкой в \mathbf{X}^j , откуда, в частности, следует, что $\xi(h, i) = h_k$ при i , равном внутрипрофильному номеру \mathbf{X}^j . Отброшенная высокочастотная составляющая может служить основой для оценки меры разброса эквивалентных решений относительно общего хода v_p, v_s в пределах выбранного участка сетки Делоне. Значения полученных сглаженных зависимостей при i , равном внутрипрофильному номеру точки \mathbf{X}^j , соответственно объявляются значениями v_p, v_s искомой многослойной модели при $h = h_k$ в районе пункта \mathbf{X}^j с учетом данных по соседним точкам. Построенные в результате выполнения (а) – (д) многослойные модели, т. е. в данном случае, модели второго уровня детальности, можно дополнительно уточнить, поочередно передавая их в качестве начальных на п. 2 (улучшение параметров

модели), но на этот раз с поиском в малой окрестности начальных решений без последующего применения адаптивной интерполяции. Следующие 2 рисунка иллюстрируют триангуляцию Делоне по фактическим точкам (рис. 2) и по «фактическим + интерполированным» точкам микро-районирования территории г. Ашхабада (рис. 3).

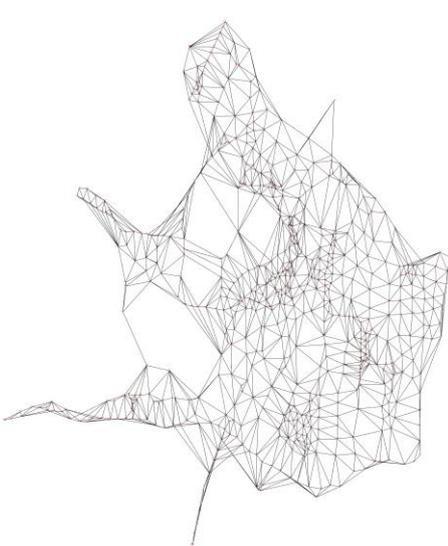


Рис. 2. Дискретизация области СМР треугольниками Делоне (триангуляция Делоне по фактическим точкам наблюдений) на основе соответствующих диаграмм Вороного, вычисляемых методом заметающих плоскостей (S.Fortune, 1987).

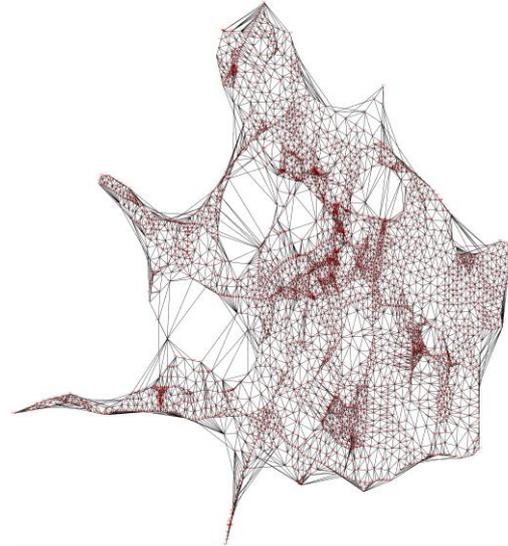


Рис. 3. Дискретизация области СМР треугольниками Делоне (триангуляция Делоне по фактическим точкам наблюдений) на основе соответствующих диаграмм Вороного, вычисляемых методом заметающих плоскостей (S.Fortune, 1987).

Следующие рис. 4, 5 иллюстрируют схему адаптивной интерполяции Н/У (рис. 4) и результаты построения многослойной модели второго уровня детальности (рис. 5) на основе скоростной модели первого уровня детальности (см. рис. 1) в том же пункте обследования с использованием данных по соседним точкам.

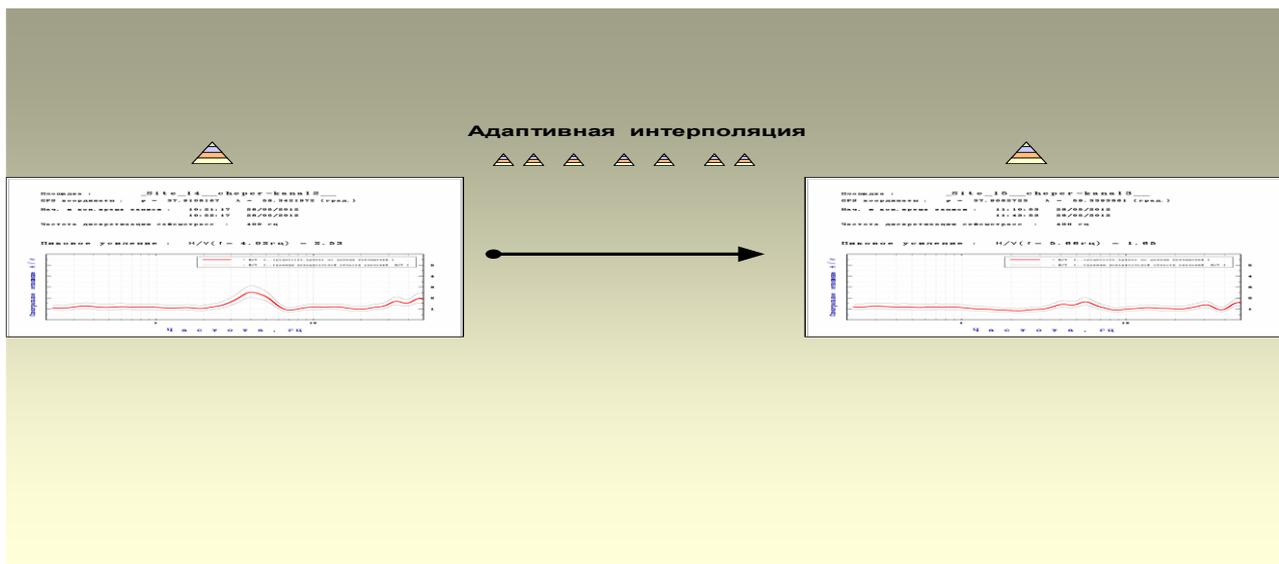


Рис. 4. Схема адаптивной интерполяции.

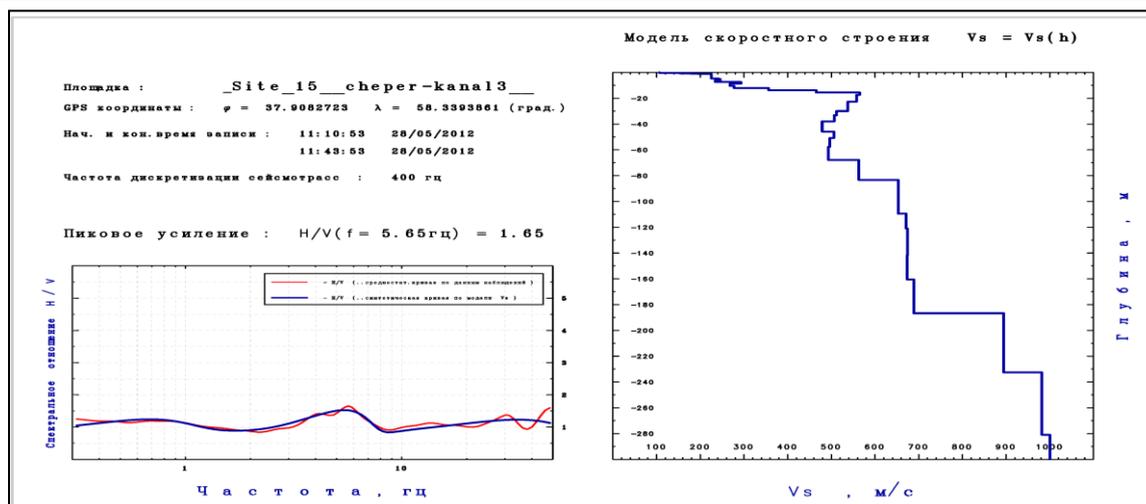


Рис. 5. Многослойная модель второго уровня детальности на основе скоростной модели первого уровня детальности (см. рис. 1) в том же пункте обследования с использованием данных по соседним точкам.

Таким образом, доопределение H/V в заданных внутренних точках прямолинейных сторон элементов разбиения области СМР позволяет: (i) набирать статистику эквивалентных решений по мере прохождения обследуемой территории и (ii) организовать такой процесс построения скоростных моделей, при котором достигается существенное уменьшение разброса значений модельных параметров при изменениях входных данных, т. е. позволяет провести регуляризацию обратной задачи H/V (спектральное отношение) $\rightarrow VM$ (скоростная модель).

Построение синтетической акселерограммы возможного сильного землетрясения путем специального частотного преобразования записей слабых землетрясений, с последующим пересчетом к грунтовым условиям в районе обследуемой площадки

При построении учитываются локальные особенности скоростного строения, а также производится учет основных параметров сейсмических колебаний, уровня ускорений, преобладающих периодов, ширины импульсов, которые должны соответствовать местным сейсмогеологическим условиям. Необходимая информация об особенностях местных колебаний может быть получена на основании изучения записей слабых местных землетрясений, так как многие факторы, влияющие на параметры сейсмических колебаний, оказываются одинаковыми для слабых и сильных землетрясений, например, вещественный состав и строение среды, региональные тектонические напряжения, ориентация разрывов и т. д. Решение поставленной задачи построения опирается на ряд упрощающих предположений:

1. Упруго-вязкие свойства приповерхностной толщи допускают локальное описание в рамках модели горизонтально-слоистой поперечно-изотропной среды с комплексно-значными модулями упругости.

2. Эталонный участок и все обследуемые участки имеют одинаковые упруго-вязкие свойства при $h > H_{max}$ (т. е. имеют общее нижележащее основание). Уровень $h = H_{max}$ здесь и далее будет также называться подошвой приповерхностной толщи.

3. Главная часть волнового поля от заданного сейсмического источника сформирована локально-плоскими волнами в узком интервале горизонтальных кажущихся скоростей.

Основные моменты предлагаемого нами метода построения акселерограммы возможного сильного землетрясения заключаются в следующем:

Шаг 1: Построение акселерограммы в эталонной точке от возможного сильного землетрясения магнитуды M преобразованием формы спектра слабого сейсмического события к обобщенной форме спектра ускорений, ожидаемых от сильных землетрясений магнитуды M в пределах заданной очаговой области, с использованием эмпирических зависимостей, применяемых для оценок классов энергии и магнитуд региональных землетрясений на территории Туркменистана. В результате получаем акселерограмму, являющуюся одним из представителей класса эквивалент-

ности (в смысле пиковых ускорений PGA) записей ускорений с формой спектра, типичной для землетрясений заданного уровня магнитуд в пределах заданной зоны.

Иллюстрация преобразования исходного амплитудного спектра к форме, характерной для очаговых зон Центрального Копет-Дага, приведена на рис. 6 (Петрова Н.В., 1994).

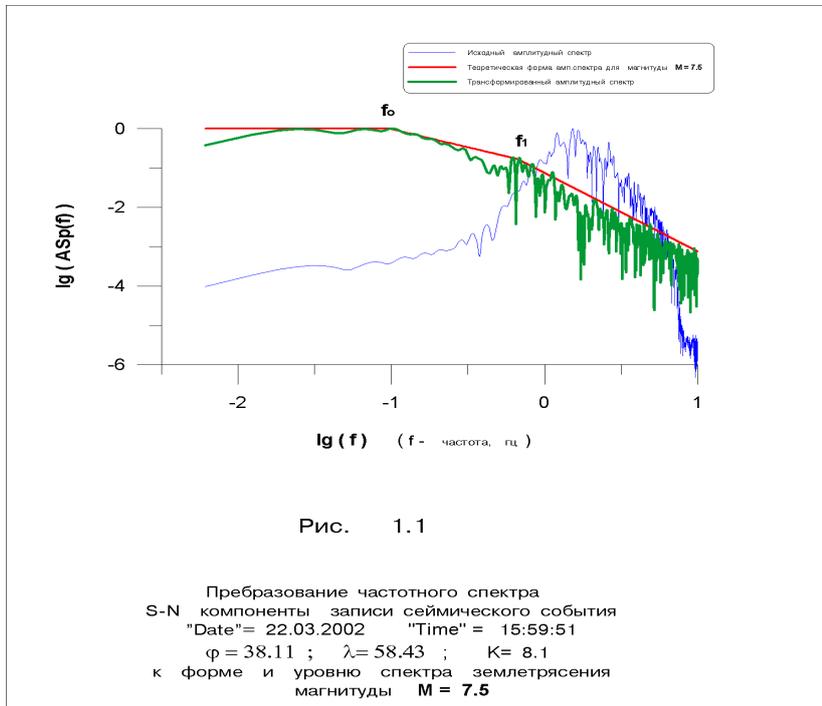


Рис. 6. Схема преобразования амплитудного спектра смещений по одной из записей архива слабых землетрясений к форме, характерной для очаговых зон Центрального Копет-Дага.

Шаг 2: Пересчет полученной на предыдущем шаге очередной акселерограммы $\mathbf{u}^0(\omega)$ (в частотной области) в эталонной точке – к акселерограмме $\mathbf{u}^c(\omega)$ (в частотной области) с учетом местных грунтовых условий в районе текущей точки наблюдения.

Указанное преобразование поля $\mathbf{u}^0(\omega)$ осуществляется на основе сейсмической модели в эталонной точке, начиная от свободной поверхности послойно сверху вниз с помощью оператора переноса вектора «смещение-напряжение» [2-4] в матричном представлении для общего случая вертикально-неоднородной анизотропной среды в специальной модификации, обеспечивающей решение проблемы потери точности при наличии неоднородных волн или комплексных модулей упругости.

Далее, процесс переноса обращается и проводится снизу-вверх, но уже с учетом скоростного строения в районе текущей точки обследования, до выхода на свободную от напряжений дневную поверхность:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{u}^0(\omega) \\ \mathbf{0} \end{pmatrix} = \mathbf{L}_1 \mathbf{e}_1 \mathbf{L}_1^{-1} \cdots \mathbf{L}_{n-1} \mathbf{e}_{n-1} \mathbf{L}_{n-1}^{-1} \mathbf{L}_n \begin{pmatrix} \mathbf{f}^\oplus(\omega) \\ \mathbf{R}(\omega) \mathbf{f}^\oplus(\omega) \end{pmatrix}, \quad (9)$$

$$\begin{pmatrix} \mathbf{u}^c(\omega) \\ \mathbf{0} \end{pmatrix} = \tilde{\mathbf{L}}_1 \tilde{\mathbf{e}}_1 \tilde{\mathbf{L}}_1^{-1} \cdots \tilde{\mathbf{L}}_{m-1} \tilde{\mathbf{e}}_{m-1} \tilde{\mathbf{L}}_{m-1}^{-1} \tilde{\mathbf{L}}_m \begin{pmatrix} \mathbf{f}^\oplus(\omega) \\ \mathbf{R}(\omega) \mathbf{f}^\oplus(\omega) \end{pmatrix}, \quad (10)$$

$$\mathbf{u}^c(\omega) = \mathbf{K}(\omega) \mathbf{u}^0(\omega), \quad (11)$$

где ω – круговая частота, $\mathbf{K}(\omega)$ в формуле (11) – 3×3 матрица переходных коэффициентов на частоте ω , однозначно определяемая по входным коэффициентам линейных систем (9) и (10), $\mathbf{f}^\oplus(\omega)$ и $\mathbf{R}(\omega)$, $\tilde{\mathbf{R}}(\omega)$ – 3-компонентный вектор амплитудных коэффициентов и 3×3 матри-

цы коэффициентов отражения от вышележащей вертикально-неоднородной толщи, однозначно определяемые из (9) и (10), соответственно $\mathbf{f}^{\oplus}(\omega)$ – 3-компонентный вектор амплитудных коэффициентов при восходящих парциальных волнах (частных волновых решениях) непосредственно под нижней границей приповерхностной толщи при заданной горизонтальной кажущейся скорости распространения $c = 1/p$, \mathbf{L}_j – матрица размера 6×6 , составленная из единичных векторов-столбцов «смещение-напряжение» частных волновых решений в j -м слое ($1 \leq j \leq n$) эталонной модели, $\mathbf{e}_j = \{ e^{-i\omega q_1^j \Delta h_j}, \dots, e^{-i\omega q_6^j \Delta h_j} \}$ – диагональная матрица набега фаз, где $q_v^j = q_v^j(p)$ ($v = 1, 6$) – вертикальные кажущиеся скорости распространения парциальных волн при заданной горизонтальной кажущейся скорости $c = 1/p$ в том же j -ом слое ($h_j < h \leq h_j + \Delta h_j$) эталонной модели. \mathbf{L}_k и \mathbf{E}_k – соответственно матрица размера 6×6 (см. выше) и диагональная матрица набега фаз при заданной горизонтальной кажущейся скорости $c = 1/p$ в k -ом слое ($1 \leq k \leq m$) модели в районе текущей точки обследования территории СМР. В данном случае при пересчете к местным грунтовым условиям в качестве исходных данных использовались цифровые записи слабых землетрясений с эпицентрами в пределах очаговой зоны Ашхабадского землетрясения 6 октября 1948 г. ($M = 7,3$), полученные на с/станции АВКТ, Turkmenistan, входившей в Международную систему сейсмологических наблюдений IRIS с 1993 г. по 2012 г. На рис. 7-9 представлены пример исходной записи слабого землетрясения, результат ее пересчета в акселерограмму возможного сильного землетрясения с учетом местных грунтовых условий и соответствующий спектр реакции одномерного осциллятора с затуханием 10% критического.

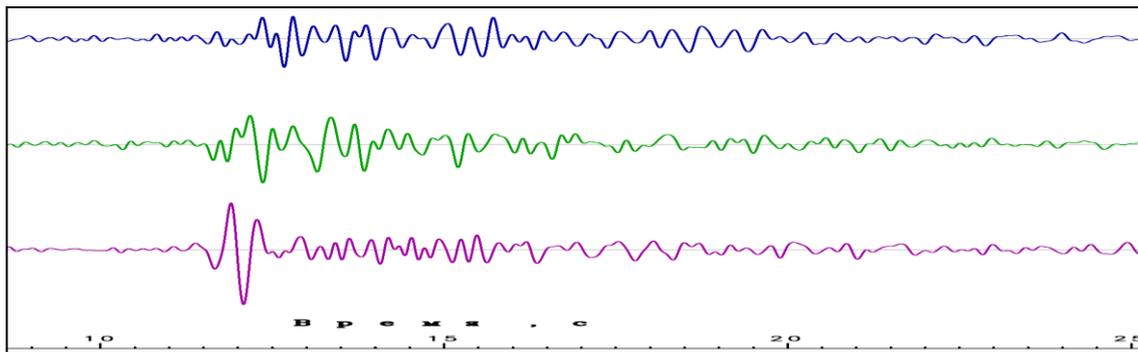


Рис. 7. Пример исходной записи слабого землетрясения.

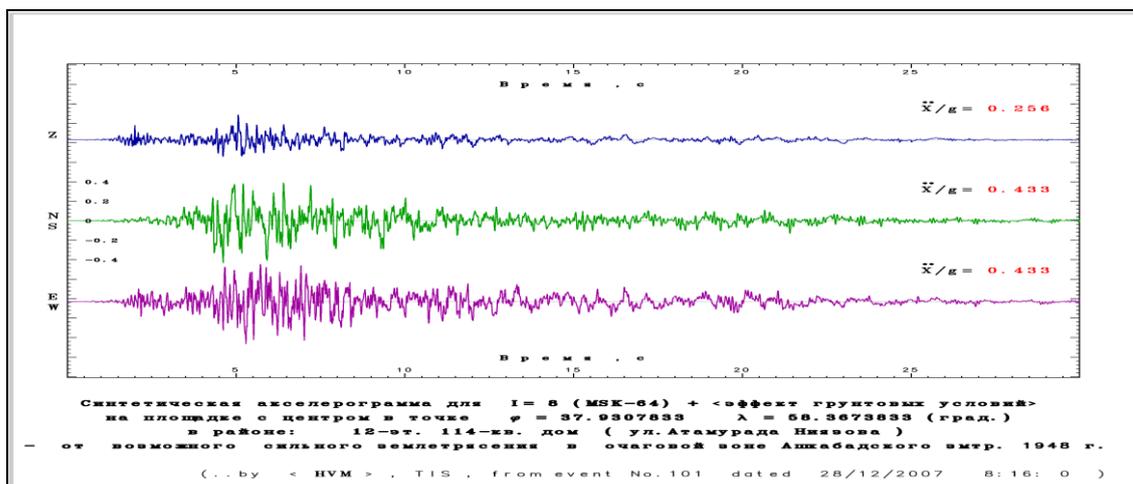


Рис. 8. Пример пересчета записи слабого землетрясения в акселерограмму возможного сильного землетрясения с учетом местных грунтовых условий.

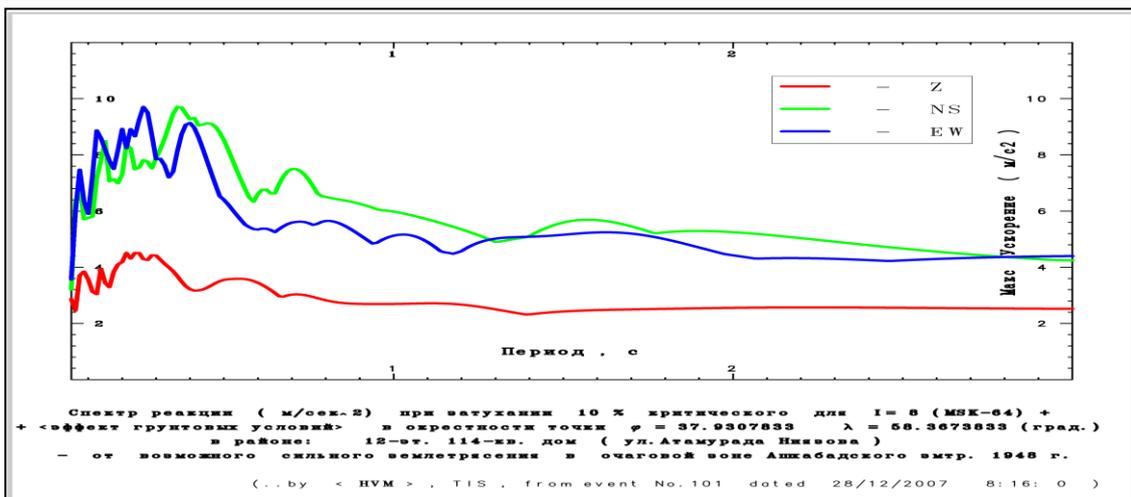


Рис. 9. Спектр реакции одномерного осциллятора с затуханием 10% критического на воздействие ускорений смещений по акселерограмме (см. рис. 8) возможного сильного землетрясения с учетом местных грунтовых условий.

Оценка приращения балльности (ΔI) по шкале MSK-64 производится с использованием общепринятой стандартной эмпирической зависимости

$$\Delta I = 3.3 * Lg (A_{cur} / A_{ref}), \quad (12)$$

где A_{cur} и A_{ref} – пиковые ускорения на текущей и эталонной площадках соответственно.

Шаг 3: Выбор из базы данных очередной, если еще имеется, цифровой записи слабого землетрясения и передача управления на Шаг 1.

На рис. 10 представлен пример гистограммы приращений сейсмической балльности ΔI (MSK-64) для одной из точек обследования по акселерограммам возможных сильных землетрясений, полученных путем вышеописанного метода пересчета по базе данных слабых землетрясений в очаговой зоне Ашхабадского землетрясения 1948 г.

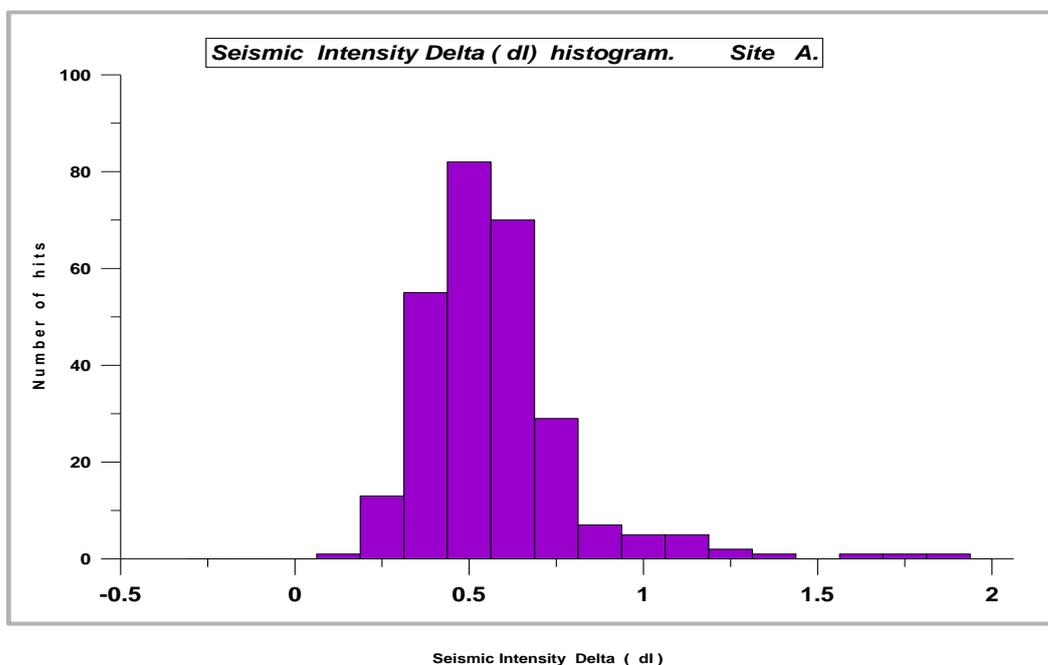


Рис. 10. Гистограмма приращений сейсмической балльности ΔI (MSK-64) для одной из точек обследования по акселерограммам возможных сильных землетрясений.

ZILZILALARNI PROGNOZLASH

УДК 550.34

Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И.

Институт Сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан

СОСТОЯНИЕ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ПУТИ ИХ РАЗВИТИЯ

Abdullabekov K.N., Maqsudov S.X., To'yuchiyev A.I.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A. Mavlyanov nomidagi Seismologiya institute

Zilzilalarni bashorat qilish muammolari bo'yicha ilmiy tadqiqotlar holati va ularni rivojlantirishning keyingi yo'llari.

Аннотасија. Zilzilalarni bashorat qilish muammosi bo'yicha O'zbekistonda va boshqa mamlakatlarda ilmiy tadqiqotlarning asosiy natijalari keltirilgan. Mage-nituda va zilzilalarni tayyorlash jarayonlari modellarini yaratishga qarab, prekursorlar majmuasining mekansal-vaqt naqshlarini aniqlash bo'yicha asosiy tadqiqotlarning asosiy yutuqlari sanab o'tilgan. Mavjud monitoringning metodik cheklavlari va ularni modernizatsiya qilish yo'llari ko'rsatilgan.

Калит со'злар: magnitudali, zilzila prognozi, magnit maydon.

Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И.

Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова АН РУз

Состояние научных исследований по проблеме прогнозирования землетрясений и дальнейшие пути их развития.

Аннотация. Приведены основные результаты научных исследований в Узбекистане и других странах по проблеме прогнозирования землетрясений. Перечислены основные достижения фундаментальных исследований по выявлению пространственно-временных закономерностей проявления комплекса предвестников в зависимости от магнитуды и создания моделей очага и процессов подготовки землетрясений. Указаны методические ограничения существующего мониторинга и пути их модернизации.

Ключевые слова: магнитуда, прогноз землетрясения, магнитное поле.

Abdullabekov K.N., Maksudov S.H., Tuichiev A.I.

G.A.Mavlyanov Institute of Seismology of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan

The state of scientific research on the problem of earthquake forecasting and further ways of their development.

Annotation. The main results of scientific research in Uzbekistan and other countries on the problem of earthquake forecasting are presented. The main achievements of fundamental research on the identification of spatio-temporal patterns of the manifestation of the harbinger complex depending on the magnitude and the creation of models of the focus and processes of earthquake preparation are listed. Methodological limitations of the existing monitoring and ways of their modernization are indicated.

Key words: magnitude, earthquake forecast, magnetic field.

Настоящая статья написана в рамках выполнения пункта 8 Приложения 1 к Постановлению Президента № ПП-4794 от 30 июля 2020 г. «О мерах по коренному совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности населения и территорий Республики Узбекистан» [1].

Землетрясения – страшные природные явления – с древнейших времен приносят неисчислимые бедствия людям. Естественно, человечество в течении тысячелетий интересуется причинами этого грозного явления природы. Однако исторически представления людей об их причинах носили примитивный характер. Первые, близкие к современным представлениям, сведения имеются в трудах Абу Райхана Беруни, Авиценны и других мыслителей, живших в 10-11 вв. нашей эры. Однако знания о Солнечной системе, о строении Земли и происходящих в ней сейсмогеодинамических процессах были очень скудными и поэтому суждения об истинных причинах землетрясений почти отсутствовали.

Обычно усиленный интерес к проблеме прогнозирования возникает после трагических землетрясений в различных регионах земного шара. Так было после сильных землетрясений в Ферганской долине. Очень ценная информация о проявлении конкретного землетрясения на территории Ферганской долины имеется в книге З.М. Бабурова «Бабурнома». Они очень близки к современным макросейсмическим исследованиям в сейсмологии.

К настоящему времени путем комплексных геологических, геофизических, сеймотектонических и других исследований определены места и сила ожидаемых землетрясений, данные опубликованы в многочисленных трудах сотрудников Института. Конечными результатами этих исследований являются карты сейсмогенных зон и серии карт общего сейсмического районирования территории Республики Узбекистан. Прогнозируемых землетрясений можно определить из формул эмпирических зависимостей между радиусом появления землетрясений от их магнитуды. Зависимости времени проявления предвестников от магнитуды также можно определить из эмпирических формул между длительностью проявления предвестника и магнитудой землетрясений. Эти параметры нужны для выбора масштаба и частоты повторных наблюдений исследуемых полей. Наряду с пространственно-временными характеристиками землетрясений, учитываются также геологические и тектонические причины их возникновения и другие факторы.

Не имея четкого представления о вышеназванных параметрах, невозможно достичь желаемых результатов в области прогнозирования землетрясений. Возникает масса вопросов.

Постараемся ответить на эти вопросы. Проблема прогнозирования землетрясений – исключительно сложная и трудная задача. Появление аномального изменения в вариациях исследуемого геолого-геофизического параметра на каком-то пункте регистрации означает сигнал, требующий внимательной проверки данных всей системы мониторинга. Как известно, выявлены многочисленные предвестники землетрясений в различных геолого-геофизических полях. В Институте сейсмологии применяются геофизические, геохимические, геодезические, наклонометрические и другие методы. В качестве примера остановимся на магнитометрических исследованиях. В случае обнаружения аномального изменения в магнитном поле Земли прежде всего визуально проверяется (обследуется) место нахождения стационарного или рядового магнитометрического пункта измерений: нет ли поблизости металлических предметов, других помехосоздающих объектов и т. п. Для этого вблизи пункта расположения проверяются горизонтальный и вертикальный градиенты магнитного поля. Как известно, согласно существующим инструкциям [2], эти работы проводятся во время заложения пункта магнитометрических наблюдений. В случае обнаружения аномального изменения эти операции повторяются. Анализируются данные других методов: гидрогеосейсмологических, деформометрических и др. В случае подтверждения аномальных изменений и в вариациях других полей, исходя из пространственно-временных параметров обнаруженных аномальных изменений, объявляются средне- или долгосрочные прогнозы. Оценка места, магнитуды и времени землетрясений осуществляется, согласно Инструкции [2].

Только начиная с 18 столетия нашей эры стали появляться единичные труды разных ученых о возможных причинах землетрясений, об электромагнитных, биологических и других предвестниках.

После трагического землетрясения 1906 г. в Сан-Франциско (США) возникла классическая теория Рида (Reid) о подготовке и причинах землетрясений.

В 60-70 годах прошлого столетия в научной литературе появились многочисленные статьи о наличии или отсутствии достоверных предвестников и о возможности прогноза места, силы и времени сильных землетрясений. Начиная с этого времени, особенно после трагических Токийского 1923 г., Ашхабадского 1948 г., Хаитского 1949 г. и разрушительного Ташкентского землетрясения 1966 г., существенно расширены научно-исследовательские работы не только в республиках бывшего Союза, но и во всем мире: Японии, Китае, США, Германии, Греции и в других странах.

За последние 50-60 лет в области прогнозирования землетрясений получены многочисленные уникальные результаты в ряде стран, включая и Узбекистан. В Узбекистане, начиная с конца 60-х годов прошлого столетия, организованы комплексные широкомасштабные научно-исследовательские геофизические работы по проблеме прогнозирования землетрясений, которые проводились на основе научного сотрудничества с Институтом физики Земли, Институтом земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, Институтом высоких температур (Москва), Институтом геофизики (Екатеринбург), Сейсмологическими институтами Центральной

Азии, учеными Китая, Японии, США, Германии и других стран. По нынешним понятиям, полигоны Узбекистана являлись международными.

Коротко остановимся на наиболее важных результатах:

- созданы специальные геодинамические полигоны и организованы комплексные геофизические, деформометрические, гидрогеосейсмологические и другие наблюдения;
- выделены многочисленные долго-, средне-, краткосрочные аномальные изменения комплекса электромагнитных, гидрогеосейсмологических, деформометрических и других полей, связанных с землетрясениями и другими процессами в земной коре [3-7];
- собраны, систематизированы и опубликованы каталоги сейсмических, гравитационных, импульсных электромагнитных предвестников землетрясений [8-10];
- определены источники предвестников землетрясений и разработаны методические рекомендации по долгосрочному прогнозу землетрясений, а также по исследованию деформационных предвестников [11-13];
- разработаны основы прогнозирования и кодекс этики прогнозирования землетрясений [14, 15];
- установлены эмпирические зависимости между пространственно-временными параметрами комплекса предвестников с магнитудой землетрясений;
- учеными США [16] и бывшего Союза [17] созданы модели очага и процессов подготовки землетрясений. В Узбекистане также создана новая геофизическая модель процессов подготовки землетрясений [18].

Как видно, по проблеме прогнозирования землетрясений учеными многих стран мира сделано очень многое. Созданы многочисленные геодинамические полигоны и организован мониторинг комплекса геолого-геофизических методов. Доказано наличие достоверных и перспективных предвестников землетрясений. Установлены их пространственно-временные закономерности. Разработаны модели очага и процессов подготовки землетрясений. Исходя из вышеизложенного, можно утверждать, что разработаны научные основы службы прогнозирования землетрясений в Узбекистане. Если все это так, почему нет удовлетворительного прогнозирования землетрясений не только в Узбекистане, но и во всем мире?

По нашему мнению, дело упирается в существующие недостатки в организации мониторинга прогностических наблюдений. В существующей сети имеются методические недостатки. Ниже более подробно остановимся на них, содержащихся в сети Комплексной опытно-методической экспедиции Института сейсмологии АН РУз (начиная с 2018 г. – Республиканского центра сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз). Они возникли не сегодня, а гораздо раньше.

Рассмотрим методические ограничения существующей сети и пути их улучшения.

1. При проведении мониторинга комплексом методов с целью прогнозирования землетрясений – сложная задача. На исследуемой территории в течение определенного времени происходит передислокация упругих напряжений. При подготовке сильного землетрясения изменяется напряженно-деформированное состояние среды, и оно быстро меняется во времени и пространстве. Для получения необходимой информации о готовящемся землетрясении в определенном районе необходимо проводить стационарные, повторные маршрутные или площадные съемки. Масштаб съемки и частота повторных измерений выбирается, исходя из параметров готовящегося землетрясения.

2. Для надежного прогнозирования землетрясений исследования должны проводить минимум тремя способами. Для примера остановимся на прогнозировании землетрясений магнитометрическим и геодезическим способами. Согласно Инструкции [2], предвестник землетрясения с магнитудой $M = 5$ проявляется на расстоянии до $R = 115$ км и по времени $T = 171$ суток. Предвестник считается достоверным и идеальным при выделении исследуемого аномального изменения минимум на 5-10 пунктах наблюдений и до десяти циклов повторных измерений. К сожалению, существующая сеть стационарных гидрогеосейсмологических станций в количестве 20-25 шт. и 13 магнитометрических станций по всей территории Узбекистана не позволяют получать необходимую информацию о готовящемся землетрясении.

3. До настоящего времени официальный орган, отвечающий за прогнозирование места, силы и времени землетрясений как в Узбекистане, так и во всем мире, отсутствует. Проводимые научно-экспериментальные работы во всем мире пока носят научный характер.

4. Действительно, проблема прогнозирования землетрясений еще до конца не решена полностью. Однако по сравнению с 1960-1970 годами достигнуты существенные успехи. Если в ранних исследованиях 60-х годов прошлого столетия речь шла преимущественно о наличии или отсутствии аномальных изменений, связанных с землетрясениями, то в течение последних десятилетий получены существенные результаты.

Возникает справедливый вопрос, если действительно все это так, в чем проблема? Почему землетрясения прогнозируются в единичных случаях или вообще не прогнозируются?

По нашему мнению, главной причиной неудач проводимых научно-исследовательских работ по проблеме прогнозирования землетрясений является некорректность организации мониторинга комплекса прогностических параметров.

Как известно, для прогнозирования места, силы и времени землетрясений нужна полная информация о пространственно-временных параметрах исследуемого предвестника. Иными словами, полная картина аномального изменения исследуемого поля во времени. Это исключительно трудная задача.

На практике ведения мониторинга существующая сеть прогностических наблюдений и применяемая методика обладает рядом недостатков и упущений. Она не способна регистрировать полную картину пространственно-временных изменений предвестников ожидаемых сильных землетрясений. Остановимся на недостатках и ограниченности существующей сети прогностических наблюдений.

1. Существующая сеть не обеспечена комплексностью применяемых методов. Для успешного прогнозирования должны пользоваться данными минимум трех методов. На практике в настоящее время мониторинг осуществляется двумя методами – магнитометрическим и гидрогеосейсмологическим. Как показывает мировой опыт, наиболее перспективным является геодезический метод исследования современных движений земной коры (СДЗК). Раньше, до 90-х годов прошлого столетия, исследования СДЗК осуществляло специализированное предприятие № 12. Данные регулярных режимных наблюдений по специальным профилям передавались в Прогнозную комиссию и использовались для комплексного прогнозирования землетрясений. С переходом на космогеодезические измерения СДЗК с помощью GPS эти исследования проводятся в ограниченном количестве и не используются в Межведомственной экспертной комиссии по прогнозированию землетрясений. По нашему мнению, необходимо возобновить космогеодезические измерения СДЗК на геодинамических полигонах Узбекистана. Если вернуться к истории исследований российских и американских ученых, модели очага и подготовки тектонических землетрясений были разработаны на основании японских источников Ю.Д.Мещеряковым «альфа», «бета» и «гамма» движений земной коры.

2. Для надежного прогнозирования места силы и времени землетрясений необходимо получать с помощью мониторинга прогностических наблюдений полную картину пространственно-временных изменений исследуемых полей. Существующая сеть стационарных магнитометрических станций не способна охватить всю территорию республики. Нужно возобновить повторные маршрутные и повторные площадные съемки на Ташкентском, Ферганском, Кызылкумском и других полигонах.

3. Исключительно перспективным и многообещающим является научное открытие «Изменение химического и газового состава (элементы и изотопы) подземных вод в периоды, предшествующие и сопутствующие землетрясениям» № 129 от 12.06.1973 г. На основании этого открытия в Институте сейсмологии в Ташкенте родился новый гидрогеосейсмологический метод прогнозирования землетрясений, который вскоре распространился во многих странах мира (Япония, Китай, США и др.). В течение короткого времени эти исследования были расширены. В 1978 г. вышло Постановление Правительства Узбекистана «**О мерах по дальнейшему развитию научных исследований в области сейсмологии**». Были организованы широкомасштабные научные исследования. Организована сеть специальных режимных гидрогеосейсмологических станций. Из скважин, расположенных на сейсмогенных зонах отбираются и анализируются около десяти параметров минеральных подземных вод. Обнаружены многочисленные аномальные изменения в различных параметрах, связанных с землетрясениями.

Однако существующая сеть комплексных гидрогеосейсмологических предвестников не оптимизирована. Количество станций недостаточно для выделения полной картины исследуемых параметров. До настоящего времени отсутствует статистическая обработка полученных данных. Не ясно, существуют ли периодические вариации в исследуемых полях? Например, суточные, сезонные, 11-летние и др. Как меняется интенсивность выделенных аномальных изменений с расстоянием? Аномальные изменения не классифицированы по типу, форме и т. д. Самое главное, не достаточное количество исследуемых гидрогеосейсмологических станций. Из-за этого повторные маршрутные или площадные съемки трудно организовать.

Естественно возникает закономерный вопрос, если получены столь убедительные результаты по проблеме прогнозирования землетрясений, почему на практике реальный прогноз землетрясений очень низкий?

Прогнозирование землетрясений – исключительно трудная и сложная проблема. Как следует из краткого обзора, приведенные выше факты накоплены большой армией исследователей в течение нескольких столетий. Мировым сообществом ученых получены уникальные результаты. На настоящем этапе выявлены сотни достоверных предвестников, установлены пространственно-временные особенности их проявления в зависимости от магнитуды, разработаны модели процессов подготовки землетрясений, установлены геологические причины, существуют физические, механические, геохимические и другие основания известных предвестников и т. д. Получается парадокс – все известно, все ясно, а удовлетворительного прогноза нет.

По нашему мнению, как говорилось выше, все упирается в методику организации мониторинга комплексных прогностических наблюдений. Существующая сеть прогностических наблюдений нуждается в пересмотре. Она не способна с большой точностью прогнозировать сильные землетрясения в республике. Землетрясения – продукт развития Земли. Они имеют свои пространственно-временные параметры. Поэтому сеть должна соответствовать регистрации полной картины пространственно-временных изменений исследуемых предвестников. Другими словами, существующая сеть прогностических наблюдений нуждается в модернизации. В последние годы удалось оптимизировать только сеть сейсмических наблюдений. Она рассчитана на регистрацию происходящих на территории республики землетрясений с магнитудой до $M = 2,0-2,5$. Похвально то, что сведения о происходящих землетрясениях определяются в течение считанных минут. Экстренная информация очень нужна для всего населения республики. В этом отношении достигнуты успехи. Территория всей республики оснащена необходимой современной сейсмометрической аппаратурой и вполне устраивает запросы населения, руководство республики и специалистов, занимающихся проблемами разномасштабного сейсмического районирования и сейсмического риска. В этом направлении организованная сеть сейсмических наблюдений заслуживает всяческой похвалы. К сожалению, этого нельзя сказать в отношении других комплексных прогностических наблюдений. В настоящее время сеть прогностических наблюдений состоит из 20-25-ти гидрогеосейсмологических и около 15 магнитометрических станций. В течение последних десятилетий по различным причинам сокращены сеть исследования современных движений земной коры, наклонметрических наблюдений, повторных магнитометрических съемок, дипольного электрического зондирования. Не восстановлены работы по зондированию ионосферы и космических лучей. Как видно, сеть комплексных прогностических наблюдений нуждается в срочной модернизации.

Проблема разведочной геофизики – при поиске и разведке месторождений полезных ископаемых исследуемый объект находится в неподвижном состоянии и без изменения физических свойств горных пород во времени. Поэтому геолого-геофизические работы можно проводить поэтапно: мелкомасштабная, среднемасштабная съемка и на заключительном этапе – детальная съемка. В конечной стадии с помощью детальной площадной съемки можно получить информацию о пространственных размерах и глубине исследуемого объекта.

При проведении мониторинга прогностических наблюдений с целью прогнозирования землетрясений задача гораздо сложнее. На исследуемой территории в течение определенного времени происходит передислокация упругих напряжений. При подготовке сильного землетрясения изменяется напряженно-деформированное состояние среды, и оно меняется во времени и пространстве. Для получения необходимой информации о готовящемся землетрясении в определенном районе необходимо проводить повторные площадные съемки. Масштаб съемки и частота повторных измерений выбирается исходя из параметров готовящегося землетрясения.

Конечные результаты магнитометрических исследований зависят от применяемой методики. Исследования проводятся методами стационарных, повторных маршрутных и повторных площадных съемок. Каждый из них имеет свои преимущества и ограничения. Стационарными наблюдениями регистрируются кратко- и среднесрочные изменения поля. Они способны выделять разновременные вариации поля – кратко-, средне- и долгосрочные, но не аномальные изменения поля по площади. Повторные маршрутные рассчитаны на регистрацию средне- и долгосрочных аномальных изменений. Однако они не могут регистрировать быстротечные. Исследования с помощью повторных площадных съемок также имеют свои преимущества и недостатки. С помощью повторных площадных съемок можно уловить пространственно-временные параметры предвестников. Однако они слишком дорогие, и с их помощью трудно охватить большие площади. Поэтому магнитометрические исследования целесообразно проводить в комбинации со стационарными, повторными маршрутными и, в исключительных случаях, с помощью повторных площадных съемок.

Как показывает длительный опыт работ на полигонах Узбекистана, наиболее удачно проведение мониторинга наблюдений в комбинации стационарных и повторных маршрутных съемок. С помощью повторных площадных съемок на территории Восточно-Ферганского полигона значительные успехи не были достигнуты. Каждый раз сильные землетрясения происходили на различных сторонах от площади исследований. Поэтому пространственно-временная картина аномального изменения поля не была получена.

С помощью сети стационарных наблюдений удалось зарегистрировать многочисленные краткосрочные аномальные изменения магнитного поля, связанные с землетрясениями различной силы [19].

С помощью повторных маршрутных съемок также выделены многочисленные средне- и долгосрочные аномальные изменения магнитного поля, связанные с различными землетрясениями. Выделены долгосрочные аномальные изменения магнитного поля, связанные с Абайбазарским ($M = 4,2$), Таваксайским ($M = 5,2$), Алайским ($M = 6,8$), Исфара-Баткенским ($M = 5,5$), Чимионским ($M = 5,8$), Папским ($M = 5,5$) и другими землетрясениями. Аномальные изменения получены на ряде пунктах маршрутов.

На рис. 1 показаны аномальные изменения магнитного поля, связанные с Абайбазарским землетрясением 9 февраля

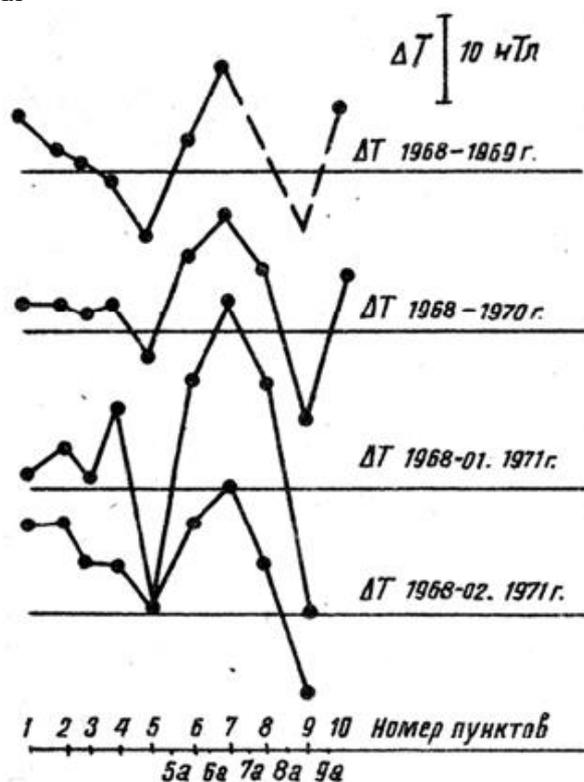


Рис. 1. Аномальные изменения магнитного поля по профилю, связанные с Абайбазарским землетрясением 9 февраля 1971 г. ($M = 4,2$).

1971 г. с магнитудой $M = 4,2$. Аномальные изменения обнаружены на 10 пунктах Западного маршрута Ташкентского геодинамического полигона. Эпицентр землетрясения находился непосредственно вблизи маршрута повторных измерений. Эта аномалия первоначально была отнесена к категории среднесрочных предвестников. Позже после всестороннего анализа и нахождения зависимости времени проявления долгосрочных аномальных вариаций в зависимости от магнитуды она была отнесена к категории долгосрочного предвестника.

Здесь характерно проявление аномального изменения магнитного поля не на одном пункте, как часто встречаем мы в последнее время, а на десяти пунктах маршрута.

На рис. 2 приведены долго- и среднесрочные аномальные изменения магнитного поля на пункте 9 Секущего маршрута, связанные с Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г. с магнитудой $M = 5,2$. Эпицентр землетрясения расположен всего в 20 км от пункта Сек-9. Как видно из рис. 2, начиная с лета 1968 г. по июль 1976 г. наблюдается медленное повышение магнитного поля до 20 нТл, а с июля 1976 г. до середины 1977 г. – резкое бухтообразное понижение с интенсивностью до 30 нТл и в середине 1978 г. – возвращение поля к исходному уровню. Землетрясение произошло 6 декабря 1977 г., спустя полгода после смены знака аномальности поля. Исключительно интересно последовательное проявление долгосрочного и среднесрочного аномального изменения в пункте 9 Секущего маршрута Ташкентского полигона.

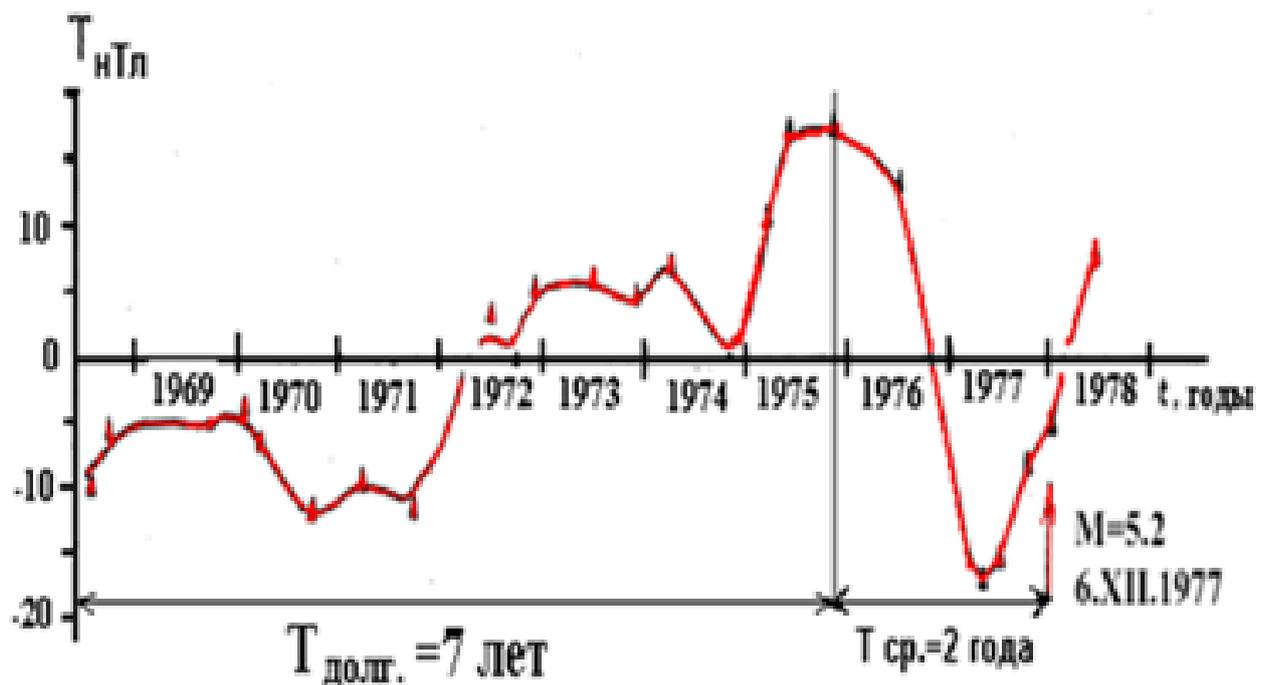


Рис. 2. Аномальные вариации магнитного поля, обусловленные Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г.

На рис. 3 приведены аномальные изменения магнитного поля по Секущему и Восточному маршрутам, связанные с Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г. Так, аномальные изменения магнитного поля проявились на 4-х пунктах Секущего маршрута и еще на 4-х пунктах Восточного маршрута. Изменения на Секущем маршруте более выразительнее, чем на Восточном.

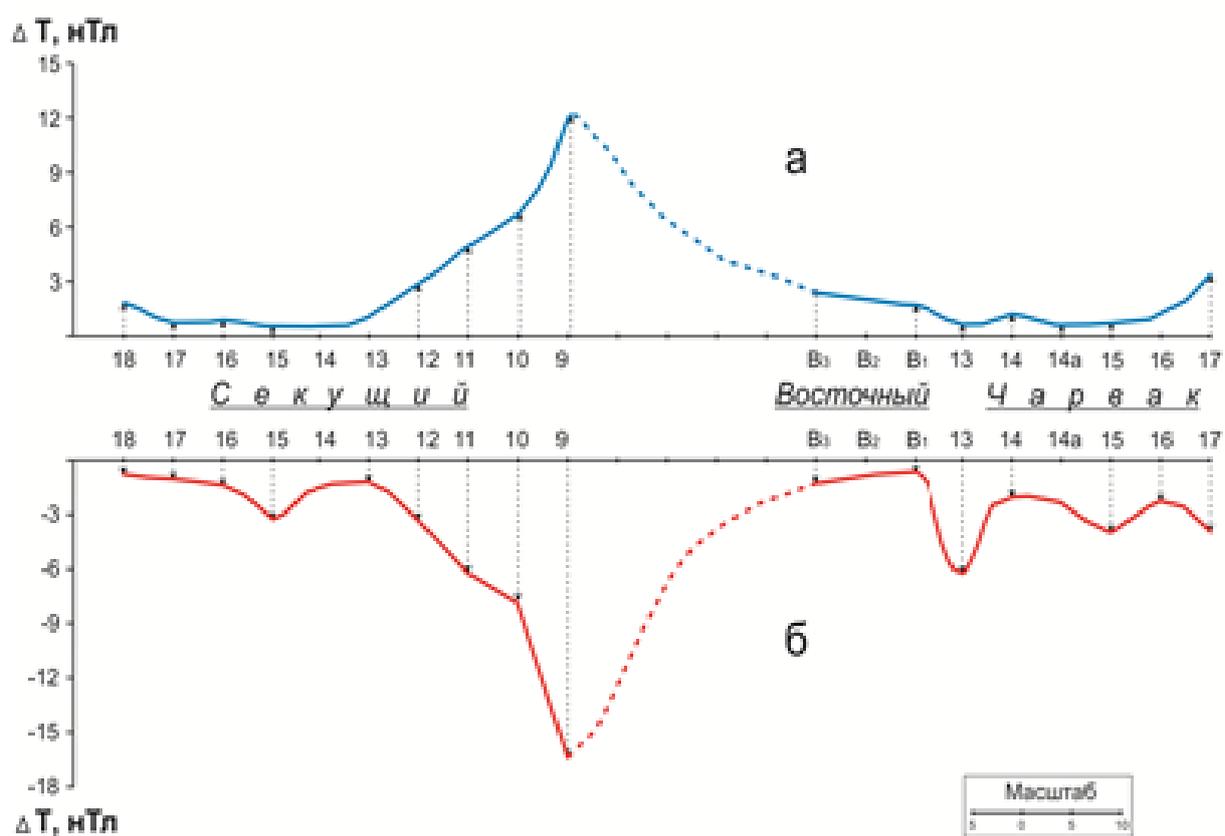


Рис. 3. Аномальные изменения магнитного поля по Секущему и Восточному профилям, связанные с Таваксайским землетрясением 6 декабря 1977 г. $M = 5,2$.

Как видно, на геодинимических полигонах Узбекистана выделены многочисленные долго-, средне-, краткосрочные аномальные изменения магнитного поля, связанные с землетрясениями и другими процессами в земной коре. Выделены также аномальные изменения, напрямую не связанные с землетрясениями и другими процессами в земной коре и верхней мантии. Возможно, их природа объясняется более глубинными процессами. Выяснение истинных причин разноглубинных и разновременных вариаций магнитного поля на данном этапе является исключительно актуальной и сложной задачей, стоящей перед лабораторией Физики сейсмогенных процессов. Судя по значимости и актуальности данной проблемы, над выяснением физики аномальных вариаций будет заниматься не одно поколение. Тем не менее, коротко остановимся на результатах предыдущих работ в этом направлении.

Первая наша совместная работа с научным руководителем, физиком по образованию, доктором физико-математических наук В.П.Головковым посвящена теоретическому обоснованию постановки этих работ на Ташкентском геодинимическом полигоне, называлась «К возможности обнаружения сейсмамагнитного эффекта Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 года» [19, 20]. В этой работе, следуя рекомендациям известного геофизика Ф.Д. Стейси [21], вычислялась величина сейсмамагнитного эффекта пьезомагнитной природы. В дальнейшем, в более широком аспекте, исходя из результатов лабораторных экспериментов горных пород Приташкентского района под давлением и температурой С.Х.Максудовым и др. были выполнены теоретические расчеты величины сейсмамагнитного эффекта пьезомагнитной природы [22].

Первое аномальное изменение магнитного поля интенсивностью 23 нТл на Ташкентском полигоне выделено летом 1969 г. на пересечении Западного и Секущего маршрутов на

пункте Зап. 9. Выяснилось, что эта аномалия была связана с режимом эксплуатации Полторацкого подземного газохранилища.

На следующем этапе в районе Полторацкого подземного газохранилища под научным руководством О.М.Барсукова проводились детальные электрометрические работы методом ДЭЗ. При максимальной закачке газа электросопротивление увеличивалось, а при откачке уменьшалось на 7-8%. Отметим, что эти результаты коррелировали с изменением магнитного поля на этом микрополигоне.

Исключительно интересный результат был получен в эпицентре второго Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. с магнитудой $M = 7,3$. При экстренной обработке результатов измерения в эпицентре и на удаленных пунктах никакие аномальные изменения не были обнаружены. В соавторстве с В.А.Шапиро написана статья о том, что впервые в эпицентре сильного землетрясения [23] с магнитудой $M = 7,3$ никакие аномальные изменения не были обнаружены. Однако позже на основании всестороннего анализа результатов эпицентральных наблюдений и наблюдений на остальной сети стационарных наблюдений выяснилось, что в эпицентре Газлийского землетрясения амплитуда бухтообразных вариаций с временами от 0,5 до 3-х часов по сравнению с удаленными станциями исказилась на 70-80% [24]. Аналогичные результаты получены и в эпицентре Чимионского землетрясения с магнитудой $M = 5,8$ [19].

Алайское землетрясение 1 ноября 1978 г. ($M = 6,8$, рис. 2, г). Среднесрочные аномальные изменения магнитного поля, связанные с Алайским землетрясением, зарегистрированы на отрезке Маданият-Карасу замкнутого профиля. На рис. 4. представлены изменения геомагнитного поля на пунктах повторных наблюдений. За исходный уровень взяты значения первого года наблюдений – 1973 г. Приведены локальные изменения поля за 1974-1978 гг. относительно 1973 г. Изменения ΔT за 1973-1976 гг. по профилю незначительные. В 1977 г. наблюдается локальное снижение ΔT (-10 нТл) на отрезке маршрута между пунктами МП52 - МП44. В 1978 г. происходит резкий рост магнитного поля. Наибольшие изменения наблюдаются особенно в пунктах (МП52 - МП46) с амплитудой (-18 нТл). Аномальные изменения по замкнутому маршруту на участке Маданият-Карасу, связанные с Алайским землетрясением 1 ноября 1978 г. (см. рис. 4), имеют линейный размер 50-60 км при интенсивности от -10 нТл до +15 нТл. Эпицентр землетрясения находится на расстояниях 100-150 км от пунктов с аномальными изменениями. В других пунктах полигона аномальные изменения отсутствуют. Полная картина площадного распределения аномальных изменений не выделена. Аномалия получена только на части маршрута. На рис. 4 показан временной ход аномалий магнитного поля (ΔT) по маршруту, пересекающему Южно-Ферганскую флексурно-разрывную зону и одноименную 9-балльную сейсмогенную зону в 1973-1980 гг., связанных с Алайским землетрясением 1.11.1978 г. Из рис. 4 следует, что, во-первых, аномальные изменения магнитного поля наблюдаются в пунктах, расположенных в сейсмогенных зонах. Этот факт доказывает существование прямой связи между аномалиями магнитного поля и геолого-тектоническим строением региона. Во-вторых, аномальные изменения по профилю колебательные. Характер изменения поля по профилю такой же, как мы наблюдали перед Абайбазарским, Таваксайским, Исфара-Баткенским и другими землетрясениями.

Еще один заслуживающий внимания результат получен при анализе наблюдений на пунктах Ташкентского полигона. Пункты повторных измерений разделены на две группы – расположенные вблизи водных источников, и пункты вдали от них. При статистической обработке большого массива наблюдений на пунктах, расположенных вблизи водоемов, интенсивность изменялась по

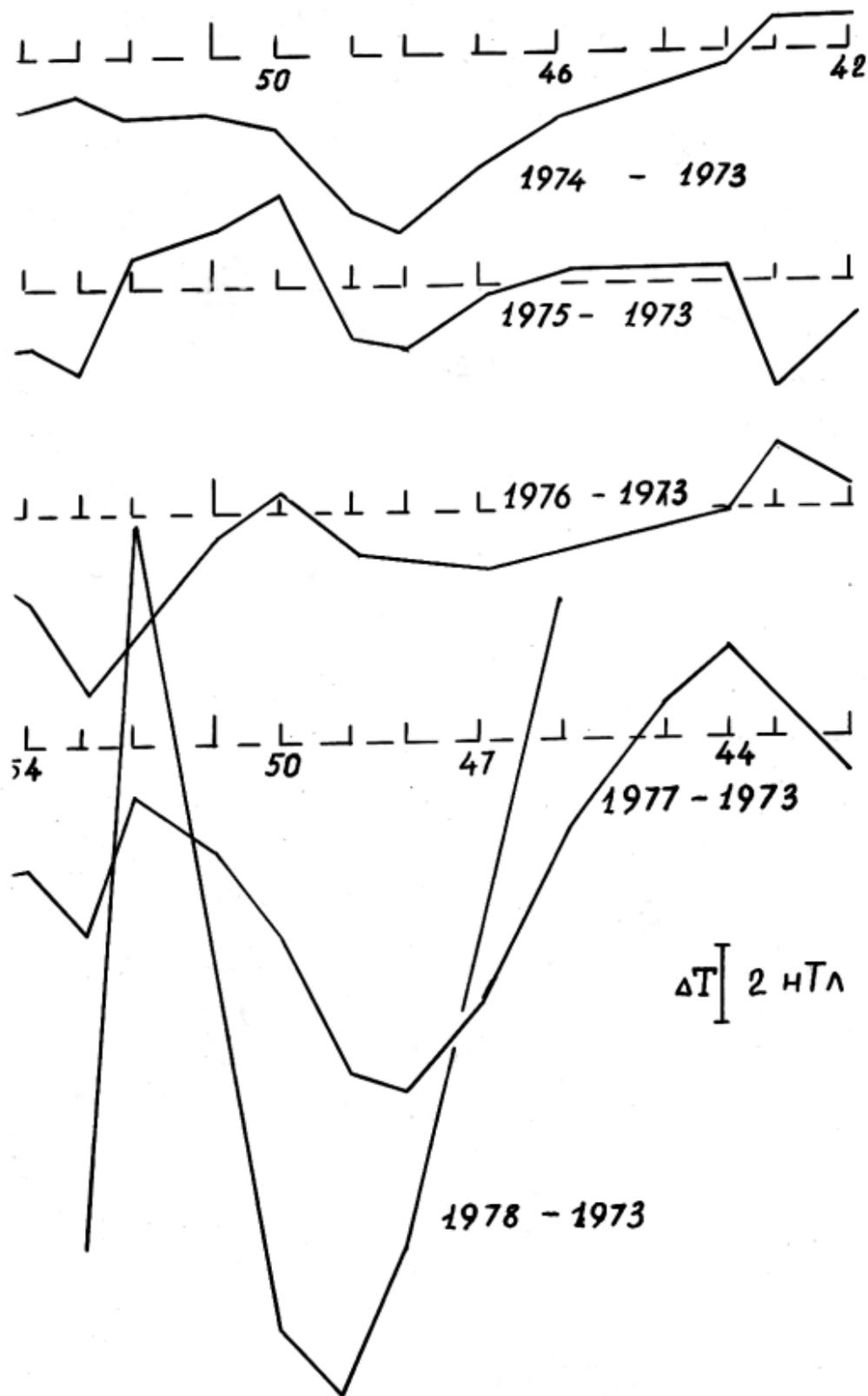


Рис. 4. Аномальные изменения магнитного поля по профилю Маданият-Карасу, связанные с Алайским землетрясением 1 ноября 1978 г. (M = 6,8).

сравнению с остальными пунктами на 1-2 нТл [25]. Был сделан вывод о том, что изменения поля на пунктах, расположенных вблизи водных источников, имеют электрокинетическую природу.

Таким образом, следует важный вывод о том, что физическая причина аномальных изменений магнитного поля, связанного с различными процессами в земной коре, заключается в полигенетичности – пьезомагнетизме, пьезоэлектричестве, электрокинетических и других явлениях неизвестной пока природы [26].

Литература

1. Постановление Президента № ПП-4794 от 30 июля 2020 г. "О мерах по коренному совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности населения и территории Республики Узбекистан".
2. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Инструкция по прогнозированию землетрясений магнитометрическим методом. - Т.: Минитипография АН РУз, 2019. - 16 с.
3. Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л. Электромагнитные предвестники землетрясений // Земля и Вселенная. - 1987. - № 1. - С. 16-20.
4. Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Линеровский В.А. Электромагнитные предвестники в системе прогноза землетрясений: поиски, проблемы // Вестник АН СССР. - 1987. - № 3. - С. 43-53.
5. Зубков С.И., Мигунов Н.И. О времени возникновения электромагнитных предвестников землетрясений // Геомагнетизм и аэронавигация. - 1975. - Т. 15. - № 6. - С. 1070-1074.
6. Зубков С.И. О краткосрочных предвестниках землетрясений // Физика Земли. - 1993. - № 9. - С. 67-70.
7. Поиск электромагнитных предвестников землетрясений. - М.: Наука, 1988. - 243 с.
8. Зубков С.И., Соловьева Р.П. Каталог сейсмических предвестников землетрясений. Институт физики Земли АН СССР, 1986. - 267 с.
9. Алимova В.А. Каталог предвестников землетрясений: гравитационные предвестники. - М.: Наука, 1988. - 57 с.
10. Никифорова Н.А. Каталог импульсных электромагнитных предвестников землетрясений. Институт физики Земли АН СССР, 1991. - 126 с.
11. Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Добровольский И.П. Источники электромагнитных предвестников землетрясений // ДАН СССР. - 1980. - Т. 250. - № 2. - С. 323-326.
12. Габриэлов А.М. Долгосрочный прогноз землетрясений: Методические рекомендации. - М.: ИФЗ АН СССР, 1986. - 127 с.
13. Методические рекомендации по исследованию деформационных предвестников / АН СССР, Межведомственный совет по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР, ИФЗ. - М., 1988.
14. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. - М.: Наука, 1993. - 313 с.
15. Соболев Г.А., Завьялов А.Д., Седова Е.Н. Кодекс этики прогнозирования землетрясений // Физика Земли. - 1994. - № 1. - С. 91-93.
16. Sholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake Prediction: a physical Basis // Science. - 1973. - V. 181. - № 4102. - P. 803.
17. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процесса подготовки землетрясений // Изв. АН. Физика Земли. - 1974. - № 10. - С. 107-114.
18. Абдуллабеков К.Н. Геофизическая модель процессов подготовки землетрясений // ДАН РУз. - 2008. - № 2. - С. 49-52.
19. Абдуллабеков К.Н. Электромагнитные явления в земной коре. - Т.: Фан, 1989. - 232 с.
20. Абдуллабеков К.Н., Головкин В.П. К возможности обнаружения сейсмомагнитного эффекта в Приташкентском районе // Геомагнетизм и аэронавигация. Т. X. - 1970. - № 6. - С. 1132-1133.
21. Stacey F.D. The seismomagnetic effect. Pure and Appl // Geophys. - 1964. - 58. - № 2. - P. 5-22.
22. Максудов С.Х. Тектономагнетизм и вариации магнитного поля земли на геодинамических полигонах Узбекистана: Автореф. дисс. ... докт. физ.-мат. наук. - Т., 1996. - 51 с.
23. Shapiro V.A., Abdullabekov K.N. An attempt to observe a seismomagnetic effect during the Gasly 17 May 1976 earthquake // J. Geomagn. and Geoelect. - 1978. - 30. - № 5.
24. Абдуллабеков К.Н. Способ прогнозирования землетрясений. Авторское свидетельство N1356767. Зарегистрировано в Госкомизобретений СССР, 1 августа 1987 г.
25. Абдуллабеков К.Н., Султанбеков Р.И. О роли электрокинетических явлений в возникновении некоторых локальных изменений геомагнитного поля // Районирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений. - Т.: Фан, 1976. - С. 60-67.
26. Maksudov S.Kh., Abdullabekov K.N., Tuichiev A.I., Yusupov V.R. Geomagnetic field variations caused by the processes occurring at different depths in the earth's crust and upper mantle // Physics of the Solid Earth. - 2021. - Vol. 57. - № 3. - P. 295-308.

УДК 550.34

Максудов С.Х.

Институт Сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан

АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ПАЛЕО-, АРХЕО- И СОВРЕМЕННЫМ ДАННЫМ

Maksudov S.X.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A.Mavlyanov nomidagi Seysmologiya instituti

Paleo-, arxeo- va hozirgi zamondagi yer magnit maydonining anomal variatsiyalari

Annotatsiya. Paleomagnetizm, arxeomagnetizm, va zamonaviy izlanishlar asosida aniqlangan yer magnit maydoni anomal o'zgarishlarini tadqiq qilish natijalari keltirilgan. Izlanishlar mavzusi qilib fanerozooy va zamonaviy davrda namoyon bo'lgan anomal o'zgarishlar olingan. Anomal o'zgarishlar platformalar (Yevropa, Rossiya, G'arbiy Sibir), geosinklinal (Osiyo, Yaponiya, Shimoliy, Janubiy Amerika) regionlarda namoyon bo'lgan. Ushbu holat anomalialarni yer sharining turli geologik – tektonik sharoitli regionlarda sodir bo'lganini ko'rsatadi. Oxirgi 100-yillik izlanishlar natijalari anomalialarni juda keng spektrli shakl, qiymat, makon va zamonda namoyon bo'lishi mumkinligini ko'rsatdi. Magnit maydonining ushbu turdagi o'zgarishlari kuchli zilzilalarni tayyorlanish jarayoni bilan bog'liq emasligi aniqlandi. Ko'p yillik batafsil izlanishlar natijalari ushbu anomalialar ma'lum bir joyda qayta – qayta har xil shakl, davriylik va qiymatlarda namoyon bo'lishi mumkinligini ko'rsatdi. Uzoq davrli sekin bo'ladigan anomal o'zgarishlarga davri qisqa bo'lgan anomalialar yuklanib sodir bo'lishi mumkinligi aniqlandi. Ushbu anomal o'zgarishlar ko'rsatkichlari bo'yicha kuchli ($M \geq 5$) zilzilalar tayyorlanishi bilan paydo bo'ladigan darakchi anomalialar bilan o'xshashligi aniqlandi. Yer magnit maydonidagi ushbu anomal o'zgarishlarning tabiati to'g'risida aytilgan taxminiy fikrlar keltirilgan.

Kalit so'zlar: paleomagnetizm, arxeomagnetizm, fanerozooy, hozirgi zamon magnit maydoni, anomal variatsiyalar, amplituda, davomiylik.

Максудов С.Х.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

Аномальные вариации геомагнитного поля по палео-, архео- и современным данным

Аннотация. Приводятся результаты исследований аномальных изменений геомагнитного поля по палео-, археомагнитным данным и современным измерениям. Предмет исследований – аномальные изменения, которые имели место на всем протяжении фанерозой и в современности. Они проявились на платформенных областях (европейская, русская, западно-сибирская), в геосинклинальных регионах (Азия, Япония, Северная, Южная Америка), Это указывает на общепланетарный масштаб проявления.

Результаты детальных исследований аномальных вариаций геомагнитного поля за последние 100 лет отражают проявление этих аномалий в широком пространственно-временном спектре, интенсивности и форме. Они не связываются с процессами подготовки сильных землетрясений, тектоникой. Как показывают результаты детальных длительных измерений геомагнитного поля, они могут проявляться неоднократно на определенной территории в различной форме, длительности и знаках. На длительные изменения могут накладываться более короткопериодные аномальные изменения геомагнитного поля. По параметрам (интенсивность, продолжительность и форма) они сопоставимы с аналогичными параметрами аномальных вариаций, обусловленных процессами подготовки сильных ($M \geq 5$) землетрясений. Приводятся основные версии о возможной природе этого явления.

Ключевые слова: палеomagnetizm, археомагнетизм, фанерозой, современное магнитное поле, аномальные вариации, амплитуда, продолжительность.

Maksudov S.Kh.

Institute of Seismology named after G.A. Mavlyanova of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan

Anomalous variations of the geomagnetic field according to Paleo, Archeo and modern data.

Annotation. The results of the study of anomalous changes in the geomagnetic field based on paleomagnetic, archeomagnetic data and modern measurements are presented. The subject of research is the anomalous changes that took place throughout the Phanerozoic and in the present. They manifested themselves in platform areas (European, Russian, West Siberian), geosynclinal regions (Asia, Japan, North, South America), This indicates the planetary scale of manifestation.

The results of detailed studies of anomalous variations in the geomagnetic field over the past 100 years show the manifestation of these anomalies in a wide spatio-temporal spectrum, intensity and shape. They are not associated with the preparation of strong earthquakes, tectonics. As the results of detailed long-term measurements

of the geomagnetic field show, they can appear repeatedly in a certain area in various forms, durations, and signs. Long-term changes can be superimposed on shorter-period anomalous changes in the geomagnetic field. In terms of parameters - intensity, duration, and shape, they are comparable with similar parameters of anomalous variations caused by the preparation of strong ($M \geq 5$) earthquakes. The main versions of the possible nature of this phenomenon are presented.

Key words: paleomagnetism, archeomagnetism, phanerozoic, modern magnetic field, anomalous variations, amplitude, duration.

Введение. Геофизические методы широко применяются при исследовании геодинамических процессов, в т. ч. по проблеме прогнозирования сильных землетрясений. Эти исследования широко развиты с середины XX в. Среди них геомагнитный метод – один из перспективных и информативных. За последние 60-70 лет зарегистрированы надежные аномальные вариации геомагнитного поля, связанные с процессами подготовки сильных землетрясений. Наряду с ними были выявлены аномалии, происходящие внутри Земли. Они имеют различную интенсивность, форму проявления, продолжительность и размеры по площади. Подробный анализ полученных результатов показал отсутствие какой-либо связи их с геолого-тектоническими, гидрогеологическими, геоморфологическими особенностями исследованных территорий. Они также не связываются с геофизическими полями, сейсмическим режимом или отдельными сильными ($M \geq 5$) землетрясениями, произошедшими в регионе. Схожесть параметров этих аномальных вариаций с предвестниковыми аномалиями, в т. ч. по количеству, ставит задачу определения природы этого типа аномалии.

Как известно, аномальные вариации различной продолжительности, интенсивности и формы выявлены в результате палео-, археомагнитных исследований. Ниже приводятся краткий анализ по этим данным, а также анализируются исследования современного геомагнитного поля по данным мировой сети магнитных обсерваторий, на территориях сейсмоактивных регионов.

В рамках палеомагнитных исследований установлены, в частности, аномальные вариации древнего геомагнитного поля различной продолжительности, интенсивности и формы. Они были выявлены также по результатам археомагнитных исследований. Эти вариации имели место на всем протяжении фанерозоя платформенных областей (европейская, русская, западно-сибирская), в геосинклинальных регионах (Азия, Япония, Северная, Южная Америка). Этот факт указывает на общепланетарный масштаб проявления данного процесса, что подтверждается также результатами инструментальных измерений геомагнитного поля в мировой сети магнитных обсерваторий, на пунктах векового хода, а также детальными многолетними исследованиями на территориях сейсмоактивных регионов Земного шара.

Палео- и археомагнитные исследования выявили аномальные вариации с периодами от нескольких десятков лет до 50-100 тыс. лет и более. Они были зафиксированы благодаря возможностям этих методов, детальности исследований выбранных геологических разрезов, археомагнитных объектов. На современном геомагнитном поле этот тип аномальных вариаций выявлен с продолжительностью от 5-10 дней до 20-60 лет и более.

Важность изучения этих аномальных вариаций заключается в их роли и месте в исследованиях вариаций современного геомагнитного поля по проблеме прогнозирования сильных землетрясений. Дело в том, что они по продолжительности, форме, интенсивности и количеству сопоставимы с аномальными вариациями предвестникового характера.

По имеющимся немногочисленным данным, рассмотрим информацию о возможных механизмах проявления этих аномальных вариаций.

Аномальные вариации геомагнитного поля, выявленные палеомагнитными исследованиями. А.Н. Храмов [1], изучив палеомагнитные данные по палеозойскому периоду, сделал обобщающие выводы, среди которых интересными для нас являются:

- геомагнитное поле, существовавшее в палеозое, может быть разделено на две составляющие: поле вековых вариаций и квазистационарное палеомагнитное поле. Вековые вариации содержат широкий спектр с периодами 1-10 тыс. лет;

- на протяжении палеозоя последовательно, через 20-50 млн. лет, чередовались два режима геомагнитного поля: режим устойчивого поля прямой или обратной полярности, иногда с непродолжительными интервалами противоположной полярности, и режим частых инверсий, распределение которых во времени представляет картину сложной и нерегулярной ритмичности. Изменения частоты инверсий и напряженности поля сложно ритмического характера.

Амплитуды и периоды вековых геомагнитных вариаций в палеозое в целом довольно близки к таковым в четвертичном периоде и современности [2].

Были проведены палеомагнитные исследования геомагнитного поля по четвертичным осадочным породам Червенского копца (Моравия, Чехословакия). По результатам определения склонения и наклонения установлено, что магнитное поле претерпевало различные изменения направления за последний миллион лет [3]. В некоторые периоды поле было спокойным, в другие – наблюдались значительные изменения направления.

Для выявления элементов тонкой структуры геомагнитного поля использованы отобранные образцы из 5-ти разрезов Ширакской котловины и Севанского бассейна (Армения). В результате выявлены периодические компоненты в изменении направления для всех изученных разрезов, периоды которых оценены как 600, 1200, 1800 и около 3000 лет [4].

В работе [5] определена палеонапряженность геомагнитного поля и выявлены вариации палеонапряженности с периодами около 50, 34, 20 и 17 тыс. лет. Эти особенности вековых геомагнитных вариаций в целом свойственны для всего фанерозоя [6-8].

Аномальные вариации геомагнитного поля, выявленные археомагнитными исследованиями. Были проведены археомагнитные исследования в России, Украине, Индии, Молдавии, Польше [9, 10], Грузии [11], Монголии, Узбекистане [12] и на других территориях.

Так, рассматривалось изменение наклонения за последние 2000 лет на Украине. Выявлено колебание наклонения с периодом 500-600 лет. Такое же явление наблюдалось в Москве периодом 500 лет [9].

Для анализа мировых данных по изменению напряженности геомагнитного поля (8500 лет) составлена сводка мировых археомагнитных результатов измерений. Произведено усреднение за 50 лет и было выявлено изменение с периодом порядка 200-400 лет [9].

В работе [10] приведены результаты обработки мировых данных Европы, Азии, Японии, Северной и Южной Америки.

Изучены средние столетние изменения напряженности геомагнитного поля с шагом скольжения 50 лет. Результаты были подвергнуты спектральному анализу, где отчетливо проявились периоды порядка 350 и 1000 лет и намечился период порядка 500 лет.

Исследовались изменения древнего геомагнитного поля на территории Грузии в интервале от третьего тысячелетия до нашей эры до первого тысячелетия нашей эры. Выявлен широкий спектр изменения параметров геомагнитного поля, начиная от нескольких сотен лет до 1200-1800 лет [11].

В работе [12] проведено исследование изменения геомагнитного поля в Монголии, Абхазии и Узбекистане. Изменение наклонения и напряженности на территории Узбекистана за последнюю тысячу лет подтвердило существование 500-летнего периода вариаций. Результаты по Монголии для последних полутора тысячи лет показали наличие вековых вариаций в наклонении и напряженности поля периодом 500-600 лет.

Археомагнитные исследования в Болгарии проведены по определению наклонения геомагнитного поля в нашей эре [13]. В результате получена кривая вековых вариаций наклонения древнего геомагнитного поля для этой территории. На кривой выделены колебания наклонения периодом около 700-900 лет.

Для территории средней Европы (Чехословакия, Венгрия, Польша и Турция) зафиксированы данные об изменении напряженности магнитного поля Земли за последние 8500 лет [14]. В результате наблюдалось длительное изменение с периодом около 8900 лет. Были выявлены вариации с периодом приблизительно 1200 лет. Характер этих изменений в целом похож на вариации для территорий Центральной Америки, Японии. Но по более короткопериодным изменениям – в каждом регионе имеются различия по периоду, интенсивности и форме.

В работе [15] рассмотрены медленные изменения геомагнитного поля по археомагнитным данным. В спектре геомагнитного поля за последние 10 тыс. лет выделены быстрые 300-400-600-летние колебания и медленные 1200 и 1800-летние на фоне основного порядка 8000-летнего периода. Наряду с перечисленными выше вариациями выявлено присутствие колебания 3200-4000-летней продолжительности. В работе [16] проведено исследование изменения интенсивности древнего геомагнитного поля за последние семь тыс. лет. По полученным результатам вариации, поля представляют суперпозицию нескольких колебаний разной продолжительности. Здесь на плавное изменение с характерным временем в несколько тысяч лет накладываются колебания меньшей продолжительности с периодом в несколько сотен лет и несколько десятков лет.

В работе [17] приведены результаты археомагнитных исследований, проведенных с целью изучения напряженности геомагнитного поля во II-I тыс. до н. э. На плавное изменение геомагнитного поля накладываются более короткопериодные изменения с характерными периодами 300-500 лет. Имеются также более быстрые (несколько десятков лет) изменения.

И.Е. Начасовой и К.С. Бураковым [18] проведены археомагнитные исследования керамического материала эпохи бронзы испанского памятника Баеса. Получены данные о напряженности геомагнитного поля XIX по XIII в. до н. э. Максимум плавного изменения напряженности поля приходится на XVI-XV века. В интервале XIX-XIII вв. происходят быстрые изменения напряженности геомагнитного поля.

Краткий обзор результатов палеомагнитных исследований показал, что напряженность геомагнитного поля на всем протяжении геологического времени носила сложный характер. Особенно полную картину изменения магнитного поля дали результаты исследований, где проведен сплошной отбор образцов пород по геологическим разрезам, представленным мощными слоями осадочных пород без перерыва в осадконакоплении. Выявлены вариации геомагнитного поля с периодами, начиная от 600 лет до 50 тыс. лет. Эти особенности вариаций геомагнитного поля свойственны для всего фанерозоя [2, 5-8]. Они проявились на всем протяжении фанерозоя – как в период прямой, так и обратной полярности геомагнитного поля.

Археомагнитные исследования (наклонение, склонение, напряженности магнитного поля) проведены на территориях Северной, Южной Америки, Европы, Азии, Индии, Японии. Исследования охватили период за последние 10 тыс. лет. Выявлены изменения интенсивности древнего геомагнитного поля с периодом от нескольких десятков лет до 8-9 тыс. лет. Иногда наблюдается суперпозиция нескольких колебаний интенсивности магнитного поля разной продолжительности [16]. Здесь на плавное изменение со временем в несколько тысяч лет накладываются колебания с периодом от нескольких десятков до нескольких сотен лет [16, 17].

Аномальные вариации геомагнитного поля, выявленные на современном геомагнитном поле. Были проанализированы данные мировой сети магнитных обсерваторий. Длительность исследований геомагнитного поля для некоторых обсерваторий составляет порядка 200 лет. К.Н. Абдуллабеков и др. изучили данные мировой сети магнитных обсерваторий [19, 20]. В ряде обсерваторий наблюдаются медленные изменения поля с периодами в 15-30 лет и амплитудой до нескольких сотен нТл. Выявлены также изменения с длительностью 1-3 года и амплитудой порядка 20-30 нТл.

И.Г. Золотов анализировал данные для трех обсерваторий Алибаг, Абинджер-Хартленд и Цо-Зе [21]. Им обнаружено, что на фоне плавного низкочастотного изменения наблюдаются высокочастотные нерегулярные колебания. Периодичность низкочастотной части варьирует в пределах 40-50 лет. На всех трех обсерваториях выделены высокочастотные изменения со значительно меньшими периодами.

С.В. Филиппов анализировал пространственную структуру 20-летней вариации геомагнитного поля по данным более 50 обсерваторий [22].

В.Г. Кузнецова и др. [23] проводили геомагнитные исследования в Закарпатском регионе в течение 1982-1989 гг. Изучены длиннопериодные (годовые, сезонные) временные изменения геомагнитного поля. Выделены трендовые составляющие и локальные временные изменения геомагнитного поля продолжительностью 1,5-2,5 мес., интенсивностью до 5 нТл.

В.А. Мухаммадеева и др. [24] анализировали результаты геомагнитных исследований на территории Бишкекского геодинамического полигона. За длительный период на пунктах режимных и повторных наблюдений зарегистрированы незначительные и значимые вариации геомагнитного поля. Причем на разных пунктах характер вариаций также различен.

На территориях Ташкентского, Ферганского геодинамического полигонов Узбекистана в течение более 50-ти лет проведены высокоточные геомагнитные исследования по проблеме прогнозирования сильных землетрясений. За этот период, наряду с предвестниковыми аномальными изменениями, выявлены аномальные вариации, связанные с деятельностью техногенных объектов и геодинамическими процессами в литосфере, возможно и глубже. Последние по количеству, амплитудно-временным параметрам обладают широким спектром и формой проявления. Наблюдается их динамика во времени и пространстве, иногда наложение короткопериодных аномалий на более длиннопериодные [25]. Эти аномальные вариации по параметрам (интенсивность, продолжительность и форма) сопоставимы с аномальными вариациями, обусловленными процессами подготовки сильных землетрясений.

Несмотря на многочисленные выявления вековых вариаций, ни в одной работе не сказано о механизме проявления этих вариаций. В единичных работах максимумы вековых вариаций с периодом 500 лет и более предположительно связываются с явлением западного дрейфа аномального магнитного поля [14].

Обсуждение результатов. При палео-, археомагнитных изысканиях и исследованиях современного геомагнитного поля ставились конкретные цели по решению, например, палеостратиграфических задач, датировки археологических объектов и проблемы прогнозирования сильных землетрясений

соответственно. В рамках отмеченных исследований выявлены аномальные вариации в наклонении, склонении и напряженности геомагнитного поля. По палеомагнитным данным накануне инверсии геомагнитного поля зарегистрированы также “экскурсии” в напряженности геомагнитного поля. Эти аномальные вариации отмечались как совершившийся факт и не более. В работах [26-29] и др., говоря о механизме их проявления, ограничивались лишь предположениями. Они связываются с процессами в ядре, на границах ядро – мантия, кора – мантия и токами электрокинетической природы на различных глубинах в земной коре.

С.И. Брагинский и В.М. Фишман [26] допускают, что при определенных условиях вблизи внешней границы ядра возникает тонкий “токовый слой”. Процессы, протекающие в таком слое, могут проявляться в виде вариаций магнитного поля. Ранкорн [27] высказал предположение о возможном существовании на поверхности Земли токов “утечки” из ядра Земли. Ю.Р. Ривин [28] предполагает возможность воздействия 20-летнего цикла солнечной активности на жидкое ядро Земли, вследствие которого появились 20-летние вариации магнитного поля. Механизм действия Солнца на жидкое ядро Земли не рассматривается.

Аномальные вариации геомагнитного поля, выявленные на территориях геодинамических полигонов Узбекистана, подробно рассмотрены в нашей работе [25]. В частности, они разделены по линейным размерам на локальные (от 1 до 5 км и более) и региональные (100 км и более). Вариации регионального и локального характера проявились в синусоидальной, бухтообразной и трендовой формах. Продолжительность – от 10-15 дней до 7 лет и более, интенсивность аномалий – от 2 до 25 нТл. Синусоидальные, бухтообразные аномальные вариации имеют обратимый характер изменения. На длиннопериодные изменения могут накладываться более короткие различной интенсивности, формы и знака. За более 50-летний период исследований на территории Узбекистана зарегистрировано достаточно большое количество аномальных вариаций рассматриваемого в данной работе типа. По количеству, параметрам они сопоставимы с аномальными вариациями, обусловленными процессами подготовки сильных землетрясений. В связи с этим определение природы рассматриваемых аномальных вариаций имеет важное научное и практическое значение. Прежде всего это важно для различия их от предвестниковых аномальных вариаций, регистрируемых на территориях сейсмоактивных регионов.

Нам представляется, что для определения природы этих аномальных вариаций требуется проведение длительных и детальных геомагнитных исследований. Их следует организовывать на сейсмически активных и пассивных территориях одновременно. Для полноты анализа полученных данных по установлению природы следует привлекать материалы по сейсмичности, электродинамике и по другим геофизическим полям.

Заключение. Палео-, археомагнитными и исследованиями современного геомагнитного поля выявлены аномальные вариации геомагнитного поля. Палеомагнитные исследования отразили проявление этих аномалий на протяжении всего фанерозоя. Археомагнитные исследования были проведены за период, охвативший последние 10 тыс. лет. Выявлены аномальные вариации поля с периодом от нескольких десятков лет до 8-9 тыс. лет. Измерениями геомагнитного поля в мировой сети магнитных обсерваторий, на пунктах векового хода, а также детальными многолетними исследованиями на сейсмоактивных регионах выявлены аномальные вариации с периодами от 5-10 дней до 20-60 лет и более. Аномальные вариации, зарегистрированные на территориях геодинамических полигонов Узбекистана, имеют синусоидальную, бухтообразную и трендовую формы. Синусоидальные и бухтообразные аномалии имеют обратимый характер изменения. Иногда на длиннопериодные изменения накладывались более короткопериодные изменения различной интенсивности, формы и знака. Отмеченные вариации по количеству, параметрам сопоставимы с аномальными вариациями, обусловленными процессами подготовки сильных землетрясений. Этот факт ставит задачу необходимости определения природы этих аномалий для отличия их от сейсмообусловленных. К настоящему времени разумные предложения по механизму этих аномальных вариаций отсутствуют. Проблема является весьма актуальной, требует постановки и проведения специальных длительных высокоточных геомагнитных исследований. Они должны организовываться как на сейсмоактивных, так и на слабосейсмичных регионах одновременно. Для установления природы выявленных аномальных вариаций следует привлекать данные по сейсмичности, электродинамике и по другим геофизическим полям.

Литература

1. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм палеозоя. - Л.: Недра, 1974. - 238 с.
2. Храмов А.Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое // Физика Земли. - 1967. - № 1. - С. 86-108.

3. Буха В. Изменения геомагнитного поля по четвертичным осадочным породам и характер инверсии, имевшей место около 900 000 лет назад // Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. III. - М., 1970. - С.73-74.
4. Варданян А.А., Нечаева Т.Б. и др. Выявление элементов тонкой структуры геомагнитного поля на разрезах молодых осадков Армении // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 114-115.
5. Металлова В.В., Оганесян А.А., Иосифиди А.Г. и др. Изменение палеонапряженности геомагнитного поля в позднекембрийской стабильной зоне обратной полярности // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 122.
6. Тойчиев Х.А. Геомагнитные инверсии, экскурсии и вековые вариации в четвертичном периоде по результатам изучения осадочных пород Приташкентского района // Тез. докл. съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма». Ч. III. - М., 1976. - С. 92.
7. Цыкора В.Н. Вариации палеонапряженности геомагнитного поля позднего кайнозоя // Тез. докл. съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма». Ч. III. - М., 1976. - С. 99.
8. Боронин В.П. Палео вековые геомагнитные вариации в поздней перми и раннем триасе // Тез. докл. съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма». Ч. III. - М., 1976. - С.14.
9. Бурлацкая С.П., Начасова И.Е., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н. Археомагнитные исследования 1968 г. // Сб. реферативных статей. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм 1968 г. - М.: ИФЗ, 1968. - С. 166-169.
10. Бурлацкая С.П. Вариации напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным // Мат-лы VIII конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. II. - Киев: Наукова думка, 1970. - С. 135-138.
11. Бурлацкая С.П., Чилидзе З.А. Изменение геомагнитного поля в Грузии в течение 3300 лет: от третьего тысячелетия нашей эры // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1968. - С. 4.
12. Бурлацкая С.П., Бураков К.С., Начасова И.Е., Нечаева Т.Б. Изменение геомагнитного поля в Монголии, Абхазии и Узбекистане на основании археомагнитных исследований // Мат-лы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. I. - Баку, 1973. - С. 20.
13. Ковачева М. Археомагнитные исследования в Народной Республике Болгарии // Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. III. - М., 1970. - С. 61-65.
14. Буха В. Изменение напряженности геомагнитного поля за последние 8500 лет и западный дрейф // Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. III. - М., 1970. - С. 70-72.
15. Бурлацкая С.П. О медленных изменениях геомагнитного поля // Физика Земли. - 1989. - № 1. - С. 73-78.
16. Начасова И.Е., Бураков К.С. Характер вариаций интенсивности геомагнитного поля в историческое время // Тез. докл. IV Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. Ч. I. - Владимир – Суздаль, 1991. - С. 22-23.
17. Начасова И.Е., Бураков К.С., Квирикадзе М.В. Напряженность геомагнитного поля на Кавказе во II-I тыс. до н. э. // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 123.
18. Начасова И.Е., Бураков К.С. Изменение напряженности геомагнитного поля и температуры во втором тысячелетии до нашей эры в районе Испании // Физика Земли. - 2012. - № 5. - С. 77-84.
19. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. - Т.: Фан, 1975. - 128 с.
20. Абдуллабеков К.Н., Головкин В.П. Изменения геомагнитного поля, связанные с процессами в земной коре // Физика Земли. - 1974. - № 3. - С. 93-100.
21. Золотов И.Г. О разделении векового хода на гладкую и случайные части // Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. - М., 1970. - С. 23-26.
22. Филиппов С.В. Выделение и анализ пространственной структуры 20-летней вариации геомагнитного поля // Тез. докл. III Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1970. - С. 19.
23. Кузнецова В.Г., Городынский Ю.М. и др. Тектономагнитные исследования в Закарпатском сейсмоактивном регионе // Тез. докл. IV Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. Ч. II. - Владимир – Суздаль, 1991. - С. 12-13.
24. Мухаммадеева В.А., Воронцова Е.В., Лазарева Е.А. Исторические аспекты геомагнитных наблюдений на Бишкекском геодинамическом полигоне // Тез. докл. шестого Международ. симпоз. «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». - Бишкек, 2014. - С. 207-211.
25. Maksudov S.Kh., Abdullabekov K.N., Tuichiev A.I., Yusupov V.R. Geomagnetic Field Variations Caused by the Processes Occurring at Different Depths in the Earth's Crust and Upper Mantle // Fizika Zemli. - 2021. - No. 3. - P. 3-18.
26. Брагинский С.И., Фишман В.М. Исследование магнитогидродинамической устойчивости в областях вблизи границы ядра и мантии // Тез. докл. Третьего Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 3-4.
27. Итоги науки. Геофизика. - М., 1966. - 326 с.
28. Ривин Ю.Р. Новый подход к вопросу о воздействии Солнца на жидкое ядро Земли // Тез. докл. третьего Всесоюзн. съезда по геомагнетизму. - Киев, 1986. - С. 15-16.
29. Адушкин В.В., Сливак А.А. Проблемы взаимодействия геосфер и физических полей в приповерхностной геофизике // Физика Земли. - 2019. - № 1. - С. 4-15.

УДК 550.38 550 343(375.1)

Мунинов М.Ю.¹, Кучкаров К.И.², Каримов Ж.², Мирзоев М.З.²

О ДАЛЬНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЕОМАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

¹ *Институт Сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, muminov.mirzoid@mail.ru*

² *Республиканский Центр сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз, rcsn@fvv.uz*

Muminov M.Yu.¹, Kochqorov K.I.², Karimov J.J.², Mirzoidov M.Z.²

¹ *O'zFA Seysmologiya instituti. Toshkent. sh., muminov.mirzoid@mail.ru*

² *O'Z FFV Seysmoprognostik monitoring Respublika Markazi. Toshkent sh., rcsn@fvv.uz*

Zilzilalarning geomagnit maydondagi darakhchilarini uzoqlikka tarqalishi haqida

Аннотация. О'zbekistondagi 50 yillik izlanishlar asosida zilzilaning geomagnit darakhchilarini zilzilani kuchiga bog'liq tarqalish xususiyatlari taxlil qilinadi. Maqolada, ko'plab geomagnit maydonda kuzatilgan zilzilala darakchi anomalialari keltiriladi. Tabiatda zilzila darakhchilari tarqalayotgan muxit xech qachon bir jinsli bo'lmaydi va ma'lum bo'lgan bog'lanishlar esa zilzila darakhchilarini vujudga keltira oladigan kuchlar maydonini zilzilaning kuchiga bog'liq ravishda tarqalish masofasini aks ettiradi. Shuni ta'kidlash kerakki, geomagnit maydon darakhchilarini ko'pchilik xolatlarda $E \geq 10^{12}$ jouль miqdordagi kuchlanishlar o'zgarishi qodir bo'la olar ekan. Geomagnit maydonning anomal variatsiyalari ko'pchilik xolatlarda turli ko'lamdagi bloklarni chegaralovchi faol yer uzulishlarining dinamik ta'sir xududida kuzatilishi qayd etiladi. Statistika ma'lumotlar yig'ilishiga qarab, xar bir prognostik stantsiya uchun ularning zilzilalarni sezish xududlarini aks ettiruvchi extimollik paletkalarini tuzish tavsiya etiladi.

Калит so'zlar: anomalija, variatsiya, geomagnit maydon, darakchi, prognoz qilish, uzoqlikka tarqalishi, faol uzilish, zilzila, sezgirlik, deformatsiya, kuchlanganlik.

Мунинов М.Ю.¹, Кучкаров К.И.², Каримов Ж.², Мирзоев М.З.²

¹ *Институт Сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, muminov.mirzoid@mail.ru*

² *Республиканский Центр сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз, rcsn@fvv.uz*

О дальности распространения геомагнитных предвестников землетрясений

Аннотация. На основе 50-летних исследований в Узбекистане анализируются особенности дальности распространения геомагнитных предвестников в зависимости от силы землетрясения. Приведены примеры предвестников аномалий землетрясений. Среда распространения предвестников аномалий в природе не однородна и большинство зависимостей характеризуют дальность распространения, определенной силы поле напряжений, способное вызвать предвестниковый эффект. При этом изменение силы поля напряжений на месте регистрации геомагнитного предвестника должно быть $E \geq 10^{12}$ джоуль. Преимущественно предвестники вариации геомагнитного поля отмечаются в зонах динамического влияния активизированных разломов, ограничивающих различного ранга блоки земной коры. По мере накопления статистического материала по предвестниковым аномалиям рекомендуется определить для каждой станции зоны вероятностной чувствительности их к землетрясениям.

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

Muminov M.Yu.¹, Kochqorov K.I.², Karimov J.J.², Mirzoidov M.Z.²

¹ *Institute of Seismology of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan, Tashkent, muminov.mirzoid@mail.ru*

² *Republican Center for Seismic Prognostic Monitoring of the Ministry of Emergency Situations of the Republic of Uzbekistan, rcsn@fvv.uz*

On the range of propagation of geomagnetic earthquake precursors

Abstract. On the basis of 50 years of research in Uzbekistan, the features of the propagation range of geomagnetic precursors depending on the strength of the earthquake are analyzed. In this article are given examples of precursors of earthquake anomalies. The environment of propagation of precursors of anomalies in nature is far from homogeneous, and most of the dependences in fact characterize the propagation distance of a certain strength of the stress field capable of causing a precursor effect at the place of registration of this effect. In this case, the change in the strength of the stress field at the place of registration of the geomagnetic precursor should be $E \geq 10^{12}$ Joule. Predominantly precursors of variations in the geomagnetic field are noted in the zones of the dynamic influ-

ence of activated faults, which limit different ranks of crustal blocks. As the statistical material on the precursor anomalies is accumulated, it is recommended to determine for each station the zones of their probabilistic sensitivity to earthquakes.

Key words: anomaly, variation, geomagnetic field, precursor, propagation range forecasting, earthquake, activated fault, sensitivity, deformation, pressure.

Введение. Прогнозирования землетрясений было и будет одной из актуальных проблем человечества. Известны многочисленные прогностические поля и основанные на них методы прогнозирования землетрясений. Но возможности их использования сильно различаются. Это объясняется тем, что, во-первых, геодинамические процессы, приводящие к землетрясению, и сам процесс возникновения тектонического землетрясения изучены недостаточно, во-вторых, отсутствие четкого представления о механизме (природе) возникновения предвестниковых аномалий тех или иных наблюдаемых полей. Проанализируем материалы 50-летних геомагнитных исследований лаборатории «Физики сейсмогенных процессов» Института сейсмологии АН Республики Узбекистан, а также материалы Республиканского Центра сейсмопрогностического мониторинга МЧС РУз с позиций результатов, полученных в последние годы.

На начальном этапе геомагнитных исследований (1968-1978 гг.) основное внимание уделялось отработке, усовершенствованию методики геомагнитных наблюдений и поиску геомагнитных предвестников землетрясений [1]. При этом исследования по поиску геомагнитных предвестников землетрясений ориентировались на традиционно известное в тот период явление «пьезомагнетизм» [2]. Естественно, на начальном этапе исследований полученные результаты интерпретировались с позиции явления пьезомагнетизма горных пород. Поэтому долгое время затруднялись получить желаемый результат. Оказалось, что большинство пунктов повторных наблюдений территориально располагались над мощными слоями осадочных слабомагнитных пород (10^{-6} СГС) в спокойном в магнитном отношении поле. Экспериментальные исследования, проведенные в эпицентрах Кокандской региональной магнитной аномалии в 1986-1991 гг., а также над другими магнитоактивными телами, показали относительную инертность их к геодинамическим процессам. Наоборот, в пунктах, расположенных над слабомагнитными осадочными породами в приразломной зоне, отмечались значимые аномалии магнитного поля, связанные с подготовкой и реализацией тектонического землетрясения. Это обстоятельство служило поводом для рассмотрения природы возникновения предвестниковых аномалий. Наиболее приемлемыми источниками предвестниковых аномалий, кроме пьезомагнетизма, оказались электрокинетические эффекты при изменении пластового давления техногенных объектов (газохранилищ, углеводородных месторождений, водохранилищ и др. [1, 3, 4]; изменение физических параметров (объем, флюидонасыщенность, электропроводность и др.) горных пород межблочной среды, испытывающей тектонические напряжения [5, 6]. Результаты многолетних геомагнитных исследований на геодинамических полигонах Узбекистана позволяют отдать предпочтение третьей модели – образование геомагнитных предвестников землетрясений в результате изменения удельного электрического сопротивления горных пород и временным перераспределениям токов в земной коре. Происхождение последних, в свою очередь, связано с изменениями поля напряжений вблизи области подготовки землетрясения или по периметру межблочной среды, где готовится конкретное землетрясение [5]. В течение истекших 50-летних исследований основное внимание уделялось поискам оперативных (минуты, первые часы), короткопериодных (первые сутки, недели), среднeperиодных (месяцы, до одного года) и долгопериодных (годы) предвестников землетрясений. С накоплением фактического материала изучались параметры этих предвестников, усовершенствовались методы их использования при практическом прогнозировании землетрясений. В настоящей статье основное внимание уделим одному из основных параметров определения места возникновения прогнозируемого землетрясения – особенностям распространения геомагнитных предвестников землетрясений.

Оперативные предвестники

Под оперативным геомагнитным предвестником землетрясения подразумеваем то явление, которое позволило бы определить параметры землетрясения заблаговременно до события – от нескольких секунд до первых часов. Сразу оговоримся, что на практике наших многолетних геомагнитных исследований таких эффектов не выявлено. Хотя нам представлялась уникальная возможность регистрировать вариации геомагнитного поля над очагами готовящихся сильнейших Газ-

лийского 17.05.1976 г. с $M = 7,3$ и Чимионского 6.05.1982 г. с $M = 5,8$ землетрясений заблаговременно (рис. 1, 2).

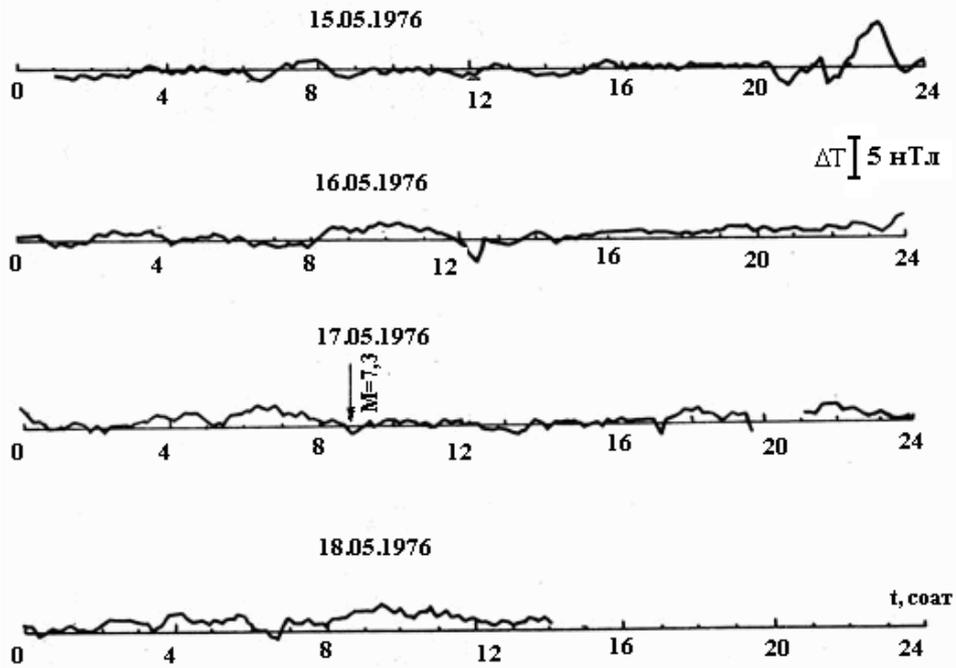


Рис. 1. Изменения разностного геомагнитного поля, наблюдавшиеся над очагом сильного Газлийского землетрясения ($M = 7,3$) до, в момент и после него.

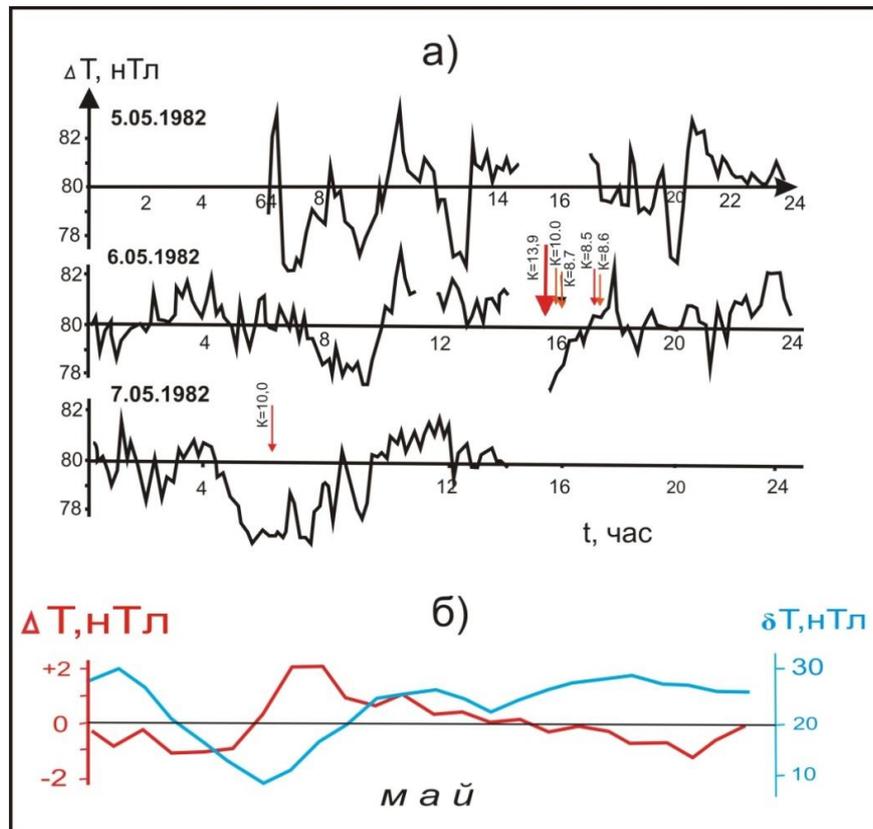


Рис. 2. Вариации магнитного поля над очагом Чимионского землетрясения с $M = 5,8$ ($K = 13,9$) до, в момент и после основного толчка и их афтершоков (а) и средненормированные ходы за май 1982 г. среднесуточного наблюдаемого хода δT и среднесуточных разностей ΔT между ст. Чимион и обсерваторией Янгибазар (б).

Как видно из рис. 1 и 2, изменения геомагнитного поля в надочаговых станциях – в пределах среднесуточных отклонений от среднего ($\sigma_{\text{ср}}^2 = \pm 2,0$ нТл). Это значит, что до, в момент и после сильнейших толчков оперативных предвестников, согласно применяемой методике и аппаратуре, не выявлено. Перемещение больших масс в период основных толчков также не отразилось на магнитном поле. Так, отсутствуют оперативные предвестники землетрясений при применении современной методики и аппаратуры с чувствительностью 0,1 нТл. Вопрос дальности распространения оперативных геомагнитных предвестников на сегодня остаётся открытым.

Короткопериодные предвестники

В 1980-1990 гг., учитывая вышеизложенные высказывания, поиск геомагнитных предвестников проводился вблизи активизированных разломов и на максимальных участках электропроводности, Южно-Тянь-Шаньской региональной аномалии электропроводности, где потенциально вероятность проявления предвестников землетрясений считалась высокой [5, 7, 8].

Эти годы вошли в историю как очередной цикл сейсмической активизации Центрально-Азиатского региона. В то время магнитное поле Земли также вело себя возмущенно. Это обстоятельство вызвало множество короткопериодных (7-20 суток) аномалий разностного магнитного поля ΔT , обусловленных различием геолого-геофизических условий (электропроводность) среды между рядовой и опорной станциями. Принимая тогда эти аномальные изменения как короткопериодный предвестник землетрясения, нами множество раз были сделаны прогнозы, неоднократно подтвержденные возникновением землетрясений, удовлетворяя условия 30-кратного размера очага, по методике В.И.Уломова [9]. В качестве примера приведем случаи, наблюдаемые на ст. Чимион в 1985 г.

В четырех случаях условно принятым короткопериодным предвестниковым аномалиям предшествовали магнитные возмущения внешнего источника (красные эллипсоиды) (рис. 3), а по истечению четырех случаев магнитных возмущений никакие условные короткопериодные предвестниковые аномалии не были отмечены (черные эллипсоиды); в двух случаях условные короткопериодные предвестниковые аномалии проявились без магнитных возмущений. Приведенная статистика не позволяет нам с уверенностью связывать короткопериодные аномалии с предвестниками землетрясений, или же она окончательно не отрицает существования этой связи. Здесь существенную роль сыграли различия реакции пункта наблюдения на изменения магнитного поля в зависимости от их геолого-геофизических условий.

Как было отмечено в то время, в связи с активизации сейсмичности региона возникло множество землетрясений, удовлетворяющих условия 30-кратного размера очага. Их было настолько много, что данный прогноз во многих случаях был удовлетворительным. Сведения об этих ошибочных результатах статистики прогнозов землетрясений были неоднократно опубликованы в печати [10, 11], за что выражаем свою признательность. В настоящем остро стоит вопрос о существовании вообще короткопериодного геомагнитного предвестника землетрясения.

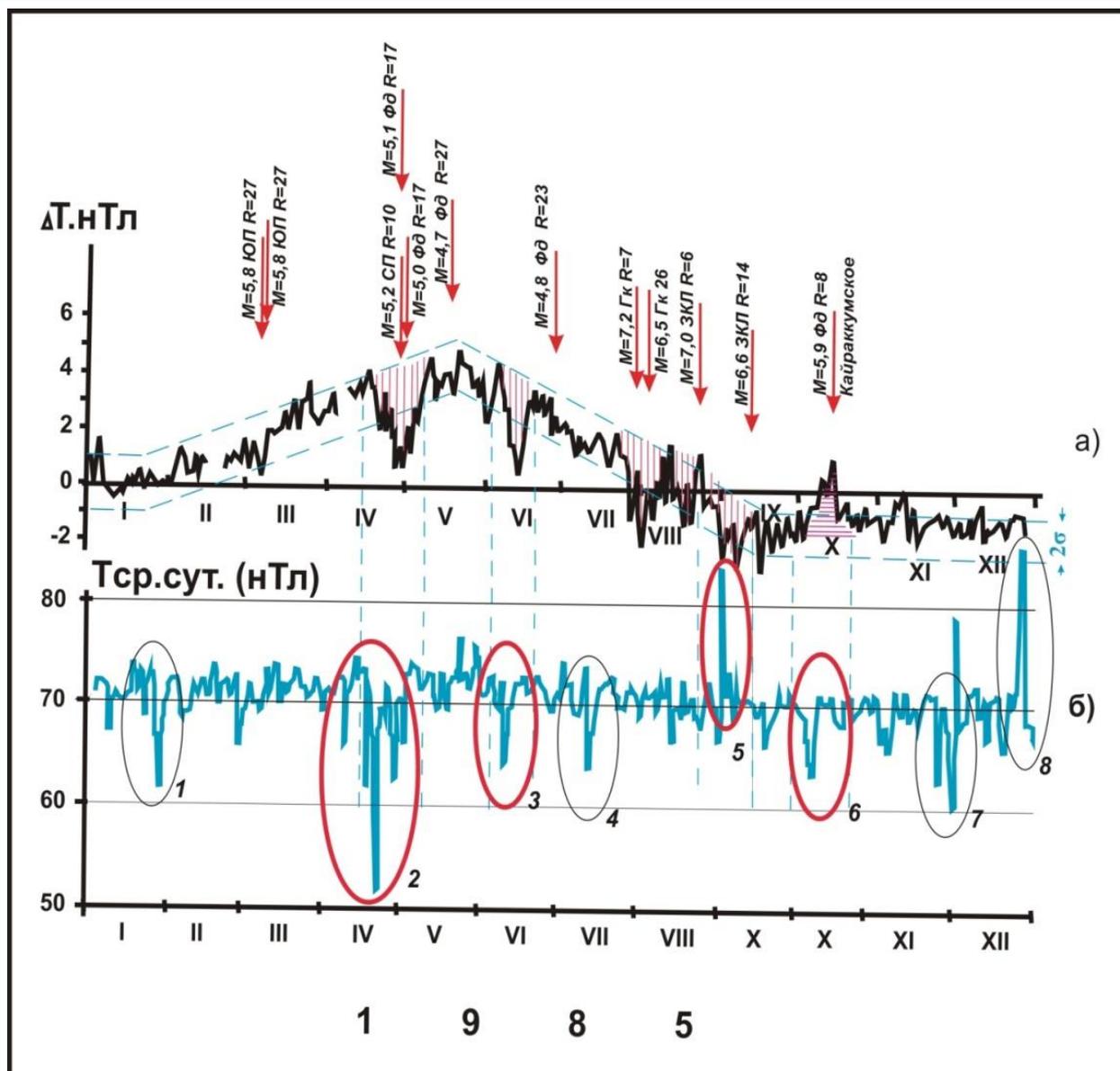


Рис. 3. Временные изменения среднесуточной разности магнитного поля ΔT между ст. Чимсион и обсерваторией Янгибазар (а) и среднесуточное наблюдаемое магнитное поле на ст. Чимсион в 1985 г. (б). Заштрихованная область – условная короткопериодная предвестниковая аномалия землетрясений. Стрелки – моменты возникновения землетрясений; М – магнитуда. Район возникновения: ЮП – Южный Памир, СП – Северный Памир, Фд – Ферганская долина, Гк – Гиндукуш, ЗКЛ – Западный Куэнь-Луень; R – удалённость (кратность очага, по В.И.Уломову [9]) от пункта наблюдения до эпицентра землетрясения.

Если бы один из авторов настоящей статьи не участвовал в полевых наблюдениях геомагнитного поля и в интерпретациях их в период 1977-1990 гг., то мы сказали бы – НЕТ. Потому что после возвращения к прежней работе в 2009 г., вот уже более 12 лет, мы не обнаружили ни единой короткопериодной предвестниковой аномалии. Хотя выявленная в 1978 г. короткопериодная аномалия Алайского землетрясения 2.11.1978 г. с $M = 6,8$ была неоспорима и объективно доказала свою правомочность, предсказав параметры этого сильнейшего землетрясения (рис. 4) [12].

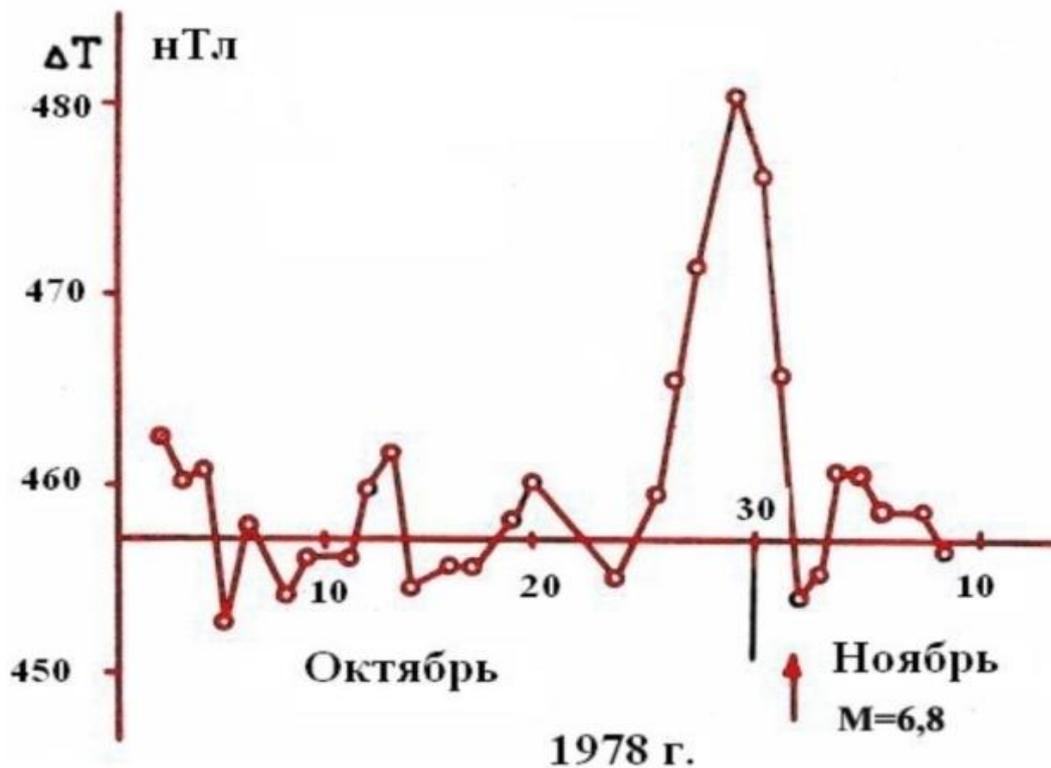


Рис. 4. Короткопериодная предвестниковая аномалия Алайского землетрясения 2.11.1978 г. с $M = 6,8$.

Природа короткопериодных предвестников связывается с механо-электрическими явлениями в последней стадии подготовки тектонического землетрясения. Пока не имеется удовлетворительно объясняющего механизма этого явления. Зависимость дальности распространения короткопериодного геомагнитного предвестника от силы землетрясения пока не установлена. Можно лишь констатировать факт, что при наличии электропроводящей среды короткопериодные геомагнитные предвестники могут распространяться на относительно большие расстояния, нежели предвестники деформационной природы. Проводниками короткопериодных предвестниковых аномалий землетрясений могут быть флюидонасыщенные активизированные разломы, зоны аномальной электропроводности земной коры и другие геолого-геофизические условия. Из-за малой статистики значимо выделенных короткопериодных предвестников землетрясений, в настоящем нет пригодных к практическому использованию зависимостей дальности распространения короткопериодных геомагнитных предвестников от силы землетрясений.

Среднепериодные предвестники

Самые распространенные и относительно надежно выявляемые – среднепериодные геомагнитные предвестники землетрясений. Как сказано ранее, природа геомагнитных предвестниковых аномалий связана с большей вероятностью с изменением удельного электрического сопротивления горных пород и временным перераспределением токов в месте регистрации вариаций геомагнитного поля. Происхождение последних в свою очередь связано с изменениями поля напряжений вблизи области подготовки землетрясения или по периметру межблочной среды, где готовится конкретное землетрясение. В качестве доказательства приведем два наглядных примера из опыта исследований прошлых лет.

Первый случай. Результаты повторных наблюдений по маршруту, проходящему в крест сейсмогенных зон (активизированных разломов) Восточной Ферганы в период 1974-1980 гг. (рис. 5). Так, в период подготовки Алайского землетрясения 2.11.1978 г. с $M = 6,8$ значимые аномальные изменения геомагнитного поля наблюдались преимущественно на отрезке маршрута, территориально совпадающего с Андижанской сейсмогенной зоной (пункты наблюдения 47-50 в Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоне). Последняя, являясь северной границей крупного

тектонического блока, имеет относительно повышенную чувствительность к изменениям поля напряжений, связанными с подготовкой землетрясения $M = 6,8$.

На участках пересечения маршрута с внутри блочными, меньшими по рангу, сейсмогенными зонами (например, Тальдисуйская) и на ближайших пунктах наблюдений маршрута к эпицентру землетрясения значимых аномальных изменений не отмечено (пункты 40-46) [5].

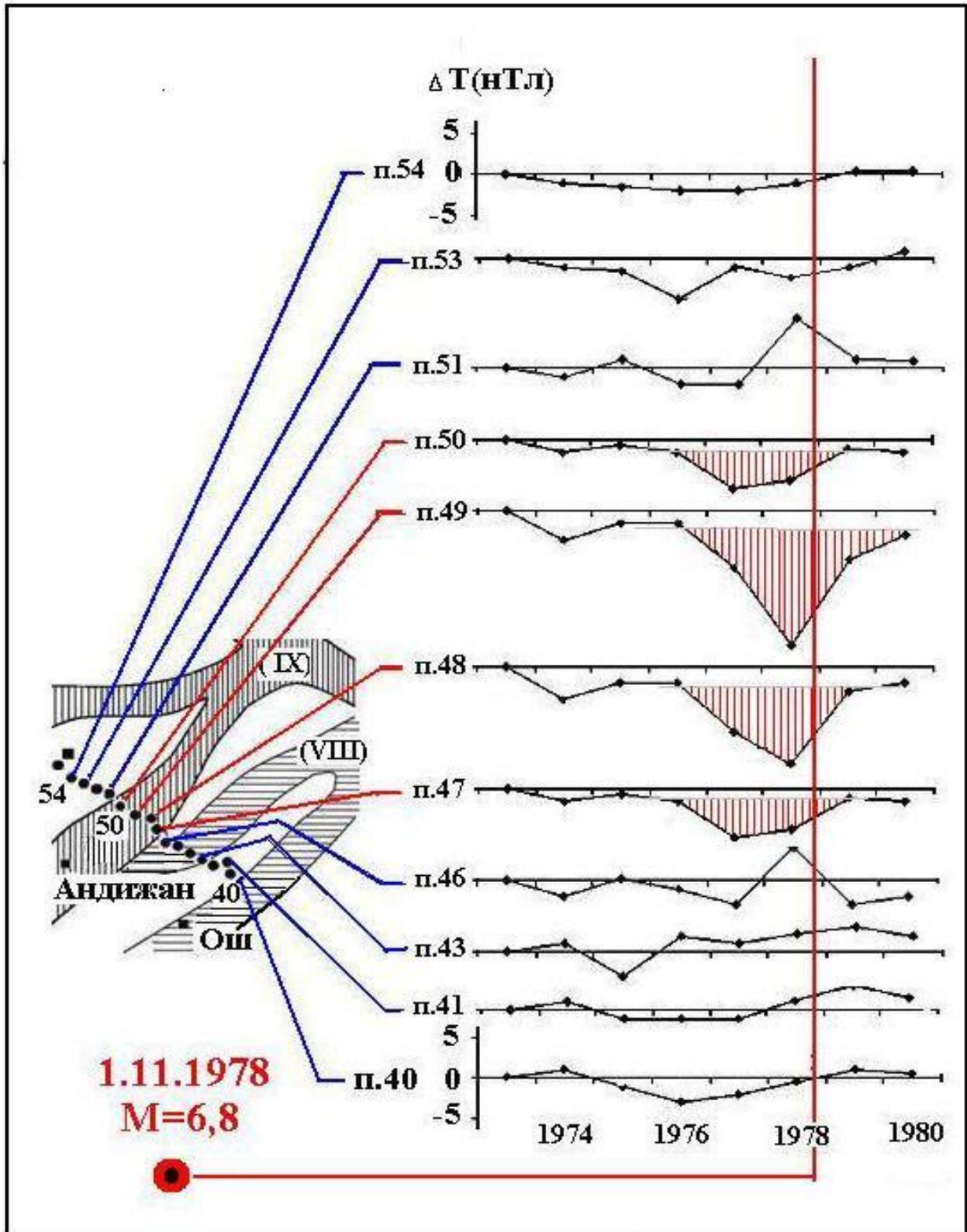


Рис. 5. Дифференциация предвестниковых аномалий магнитного поля (ΔT) по маршруту, пересекающему Южно-Ферганскую флексурно-разрывную зону и одноимённую 9-балльную сейсмогенную зону в 1973-1980 гг., связанную с Алайским землетрясением 2.11.1978 г.

Второй случай. В качестве более наглядного примера возникновения геомагнитных предвестников непосредственно на месте регистрации (в межблочной среде) приведены графики разностного магнитного поля прогностической станции Чимион относительно обсерватории Янгибазар в 1980-1992 гг. (рис. 6) и в 2014-2019 гг. (рис. 7). Под ст. Чимион глубина залегания слоев с аномальной электропроводностью горных пород – в пределах $H =$ от 6 до 50 км и более [7, 8]. Кроме того, ст. Чимион находится в тектоническом узле, где пересекаются активизированные Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона и Южно-Ферганский глубинный разлом с поперечным Кумбель-Памирским региональным линейamentом (рис.6-8) [5, 13, 14].

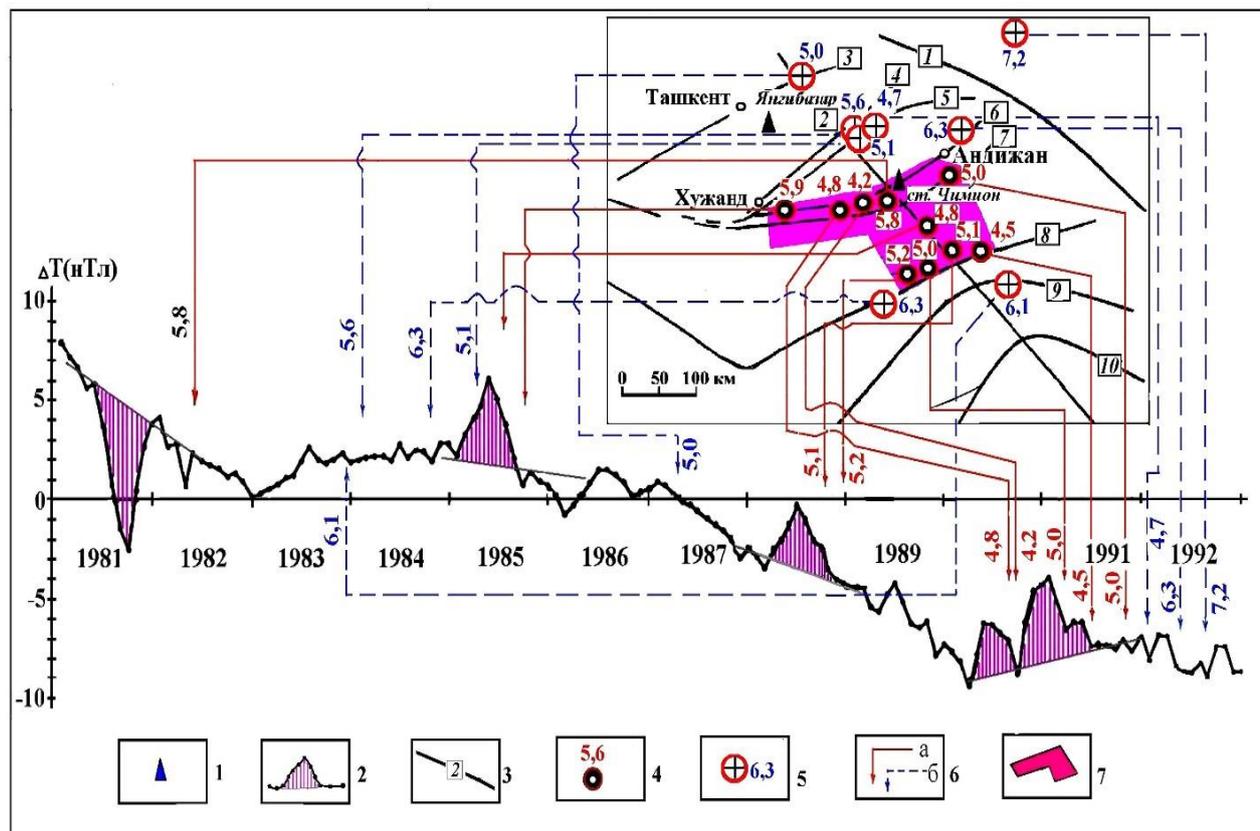


Рис. 6. Аномальные вариации магнитного поля на ст. Чимион в 1981-1992 гг. с эпицентрами землетрясений $M \geq 4,5$, от которых следовало ожидать предвестниковый сигнал. 1 – магнитометрическая станция (МПП-1); 2 – среднемесячный временной ход ΔT на ст. Чимион относительно обсерватории Янгибазар. Заштрихованная часть – условная предвестниковая аномалия; 3 – региональные разломы: 1 – Таласо-Ферганский, 2 – отрезок Кумбель-Коканд-Памирского разлома, 3 – Каржантауский, 4 – Северо-Ферганский; флексурно-разрывные зоны: 5 – Северо-Ферганская, 6 – Южно-Ферганская; региональные разломы: 7 – Южно-Ферганский, 8 – Южно-Тянь-Шаньский, 9 – Ванч-Акбайтальский, 10 – Бартанг-Пшартский. Эпицентры землетрясений с указанием силы: 4 – от которых зарегистрированы предвестники, 5 – от которых не зарегистрированы предвестники; 6 – моменты возникновения землетрясений, от которых зарегистрированы предвестники (а), отсутствие предвестника (б); 7 – зона чувствительности среднепериодных геомагнитных предвестников землетрясений Чимионской станции.

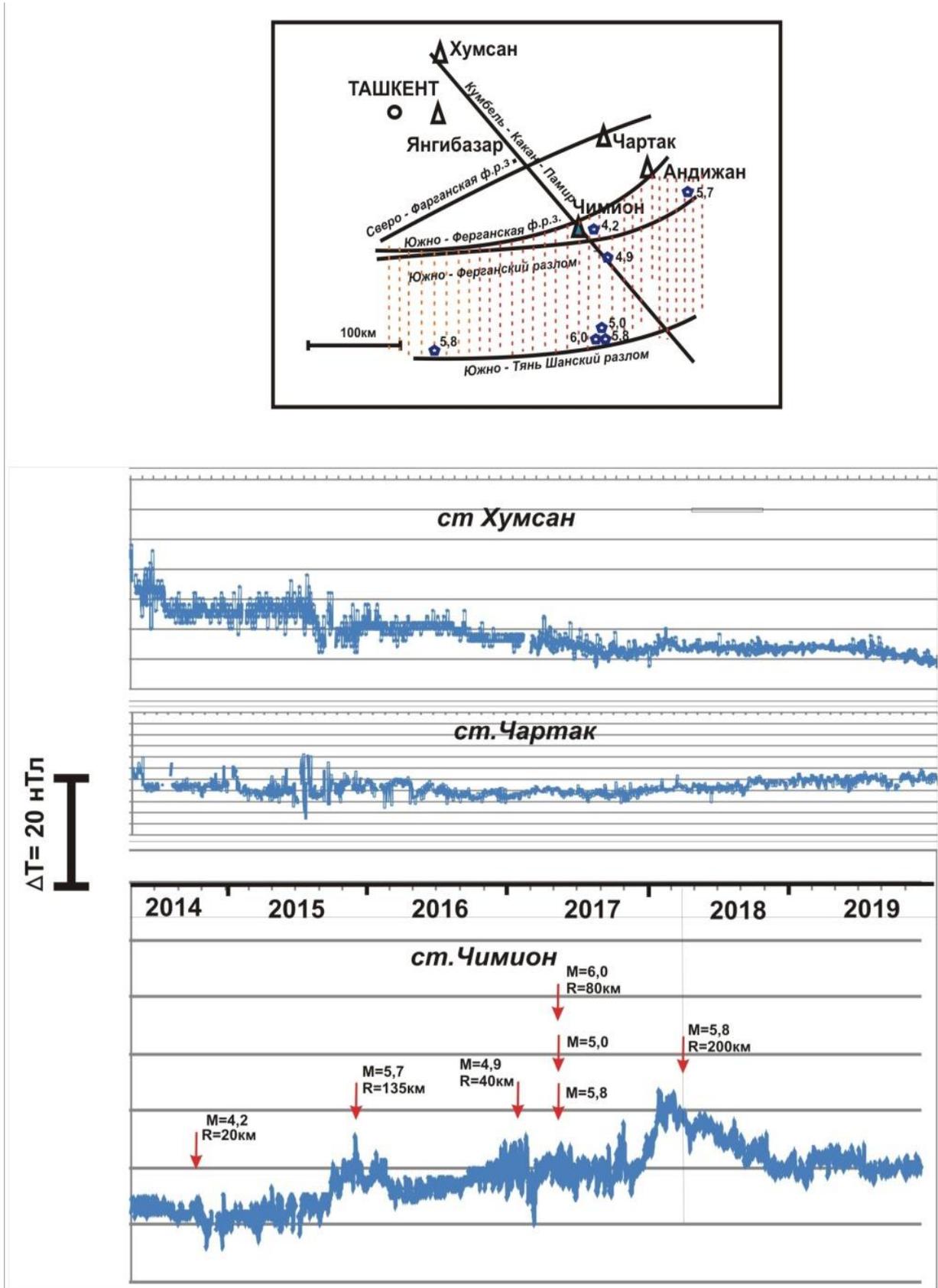


Рис. 7. Вариации магнитного поля на ст. Хумсан, Чартак и Чимион относительно обсерватории Янгибазар в 2014-2019 гг. с моментами возникновения средних и сильных землетрясений, происшедших в зоне чувствительности прогностической ст. Чимион (выделенная область).

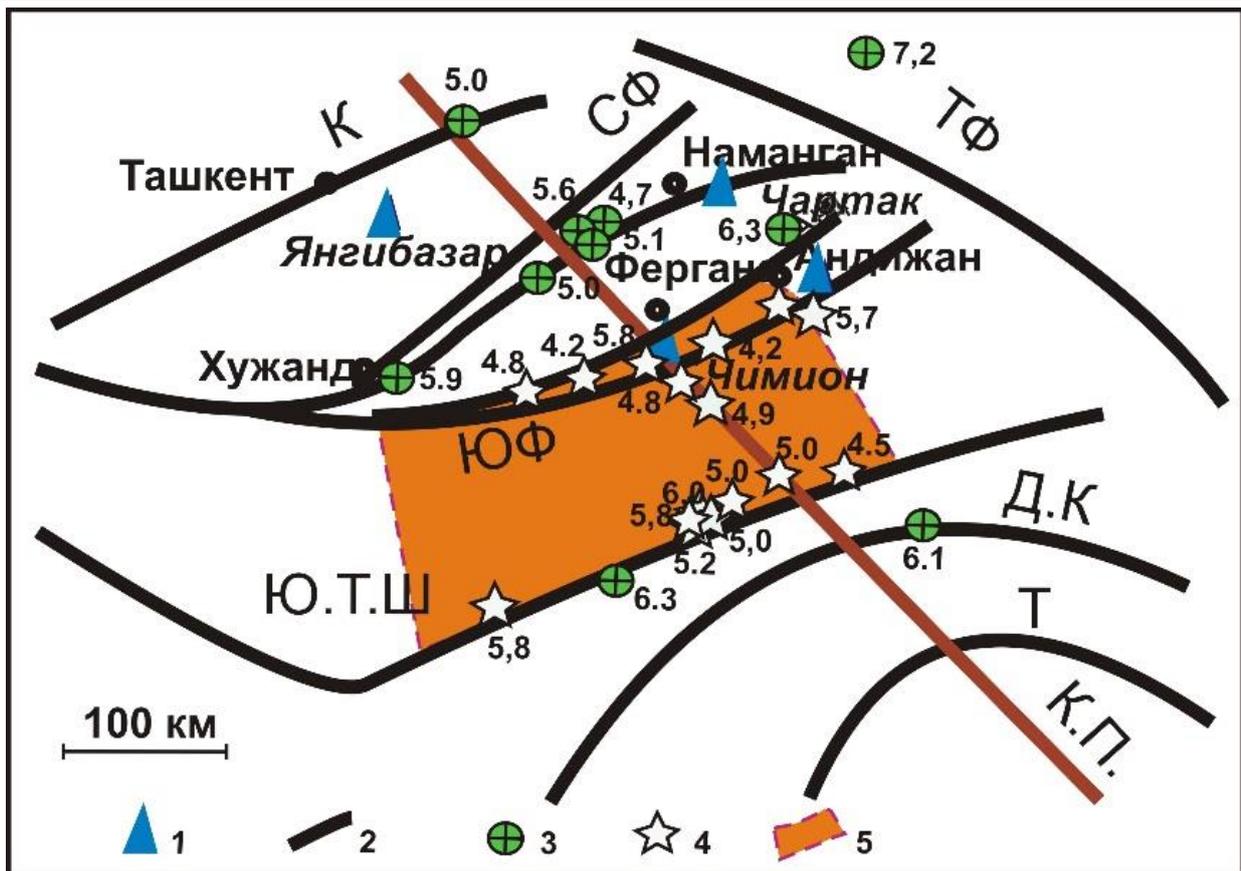


Рис. 8. Зона чувствительности среднепериодных геомагнитных предвестников землетрясений $M \geq 4,5$ ст. Чимион. 1 – магнитометрическая станция (МПП-1); 2 – региональные разломы: ТФ – Таласо-Ферганский, КП – отрезок Кумбель-Коканд-Памирского разлома, К – Каржантауский, СФ – Северо-Ферганский; флексурно-разрывные зоны: СФ – Северо-Ферганская, ЮФ – Южно-Ферганская; региональные разломы: ЮФ – Южно-Ферганский, ЮТ – Южно-Тянь-Шаньский, ДК – Дарбаз-Каракульский; Т – Тальдисуйский. Эпицентры землетрясений с указанием силы: 3 – от которых не зарегистрированы предвестники, 4 – от которых зарегистрированы предвестники; 5 – зона чувствительности среднепериодных геомагнитных предвестников землетрясений ст. Чимион, по материалам 1981-1992 и 2009-2021 гг.

При определении места возникновения прогнозируемого землетрясения часто используются зависимости дальности распространения геомагнитного предвестника от силы землетрясения $lgR = 0,35M + 0,04$ – по М.А.Садовскому и др. [15], $lgR = 0,201M + 1$ – по К.Н.Абдуллабекову и А.И.Туйчиеву [16], $lgR = 0,48M - 0,74$ – по Ш.С.Юсупову и др. [17] (рис. 9). Эти, да и другие подобные зависимости дальности распространения предвестника силы землетрясения имеют общий недостаток – среда распространения предвестника принимается как однородная. На практике геологическая среда, по которой распространяется предвестниковый сигнал или поле напряжений вызывающий этот предвестниковый сигнал, очень разнородна от места к месту, вследствие чего в одном случае геологическая среда благоприятствует распространению сигнала, а в другом поглощает его, а в третьем предвестниковый сигнал не приходит откуда не будь, а образуется непосредственно в глубинной среде место регистрации предвестника в результате изменения поле напряжения определённой величины. Приведенные и другие часто используемые зависимости (например, кратность размера очага, по В.И.Уломову [9]; $R = e^M$, по И.П.Добровольскому [18] и др. (см. таблицу)) можно использовать при оценке силы и места возникновения землетрясения приблизительно, в случаях отсутствия других оценочных факторов или критериев для конкретных прогностических станций.

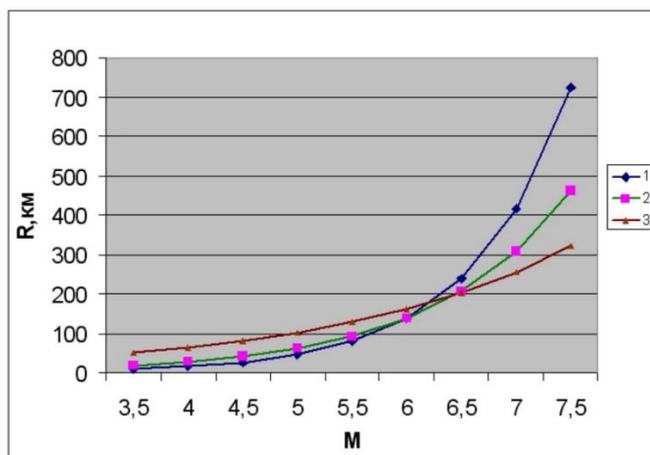


Рис. 9. Зависимости дальности распространения предвестника от силы землетрясения. 1 – $\lg R = 0,48M - 0,74$ (Ш.С.Юсупов и др., 2017); 2 – $\lg R = 0,35M + 0,04$ (М.А.Садовский и др., 1979); 3 – $\lg R = 0,201M + 1$ (К.Н.Абдуллабеков и др., 2015).

Зависимость дальности распространения предвестников землетрясений от магнитуды

- | | |
|----|---|
| 1. | $R = 30 P$ (Уломов (1977), исходя от размеров очага, по Ризниченко) |
| 2. | $R = e^{M \text{ км}}$ (Добровольский (1991), комплекс предвестников) |
| 3. | $\lg R = 0,46M + 0,08$ (Абдуллабеков (1989), геомагнитные предвестники) |
| 4. | $\lg R = 0,35M + 0,04$ (Садовский и др. (1979), геомагнитные, современное движение земной коры) |
| 5. | $\lg R = 0,204M + 1$ (Абдуллабеков, Туйчиев (2015), комплекс предвестников) |
| 6. | $\lg R = 0,48M - 0,74$ (Юсупов, Шин (2019), гидрогеосейсмологические предвестники) |

Ко всем приведенным зависимостям дальности распространения предвестников от силы землетрясения имеется одно серьезное замечание. Правильно было бы использовать вместо выражения «дальность распространения предвестника в зависимости от силы землетрясения» выражение «дальность распространения полей тектонических напряжений, способных к образованию предвестника в зависимости от силы землетрясения».

Большинство предвестников землетрясений, в т. ч. геомагнитный предвестник, **не** распространяются в виде аномалии магнитного поля от очага готовящегося землетрясения к пункту наблюдения, а возбуждаются изменением поля тектонических напряжений в нижних слоях земной коры, непосредственно под участком регистрации предвестниковой аномалии. К примеру, на рис. 6-8 приведены те землетрясения, процесс подготовки которых смог изменить соотношение полей тектонических напряжений на участке регистрации геомагнитного поля под ст. Чимион на $E \geq 10^{12}$ джоуль.

Как видно из рис. 6-8, ст. Чимион регистрирует предвестниковые сигналы только от землетрясений с $M \geq 4,5$, возникающих внутри зоны (блока), ограниченной Южно-Ферганским разломом и одноименной флексурно-разрывной зоной с севера и Южно-Тянь-Шаньским разломом с юга. Имеющиеся многолетние данные не позволяют в настоящем точно установить Восточную и Западную границу этой зоны. Но с появлением нового статистического материала введены некоторые корректировки (см. рис. 7 и 8) зоны чувствительности этой станции. Также можно легко определить значимую чувствительность этой станции на изменение поля напряжений, вызываемое землетрясениями, возникающими в зонах динамического влияния активизированных разломов и пересекающих их Кумбель-Памирского регионального линейного элемента (рис. 6-8).

Дальность распространения полей напряжений, способных вызвать среднепериодные магнитные предвестниковые аномалии в зависимости от силы землетрясения для геодинамических полигонов Узбекистана, в среднем удовлетворительно согласуется с параметрами двадцатикратного размера очага, по В.И.Уломову [9], или зависимости $R = e^M$ И.П.Добровольского [18]. Этот

параметр также хорошо согласуется с зависимостями $IgR = 0,35M + 0,04$ (М.А.Садовский и др.) и $LgR = 0,204M + 1$ (К.Н.Абдуллабеков и др.) [16] Отметим, что приведенные зависимости приемлемы только для землетрясений средней силы ($M = 3,5 \div 5,0$). Для сильных и сильнейших землетрясений ($M \geq 5,5$) условия этих зависимостей становятся порой неправдоподобными, невероятными. Например, дальность распространения поля напряжения, способного образовать среднепериодный предвестниковый сигнал землетрясения с $M = 7,2$, согласно В.И.Уломову [9], может достигать до $20R = 1400$ км, а часто используемый на практике тридцатикратный размер очага – до $30R = 2100$ км. При этом двадцатикратный размер очага и зависимость $R = e^M$ соответствуют дальности распространения деформации 10^{-8} . Деформации 10^{-7} и 10^{-8} соответствуют величинам приливных деформаций земной коры, которые, являясь повседневным фоновым уровнем вариации поля деформации, как бы служат границей исчезновения предвестникового эффекта. Практически основная доля (до 90-95%) поля деформации, создаваемая подготовкой землетрясения, затухает в пределах $8 \div 10$ -кратного размера очага. Аналогично этому первичное поле напряжений, порождающее сейсмогеодинамические процессы (силы взаимодействия Евроазиатской и Индийской литосферных плит), затухают примерно на более 90% своей величины на расстоянии 700-800 км от контактов литосферных плит [19]. Поэтому поля деформации, распространяемые от очага (от места зацепа), как следствие первичного главного поля напряжений, не могут распространяться на тысячи-первые тысячи километров. Тем более эти зависимости, являясь линейными (предполагая среду распространения однородной), не учитывают реальные геолого-геофизические условия формирования и распространения (затухания) предвестниковых сигналов.

Иногда, например, при распространении предвестникового сигнала вдоль разлома, дальность его распространения может быть несколько больше, чем по ограниченным зависимостями (пункты 3-6 таблицы), а также по условиям двадцати- и даже тридцатикратного размера очага. К примеру, при анализе Хамзабадского землетрясения установлено, что интенсивность аномалии, вызываемой подготовкой землетрясения с $M = 4,8$, затухает вдоль разлома с удалением от эпицентра до 100 км (рис. 10, 11) Тогда как по зависимости $IgR = 0,35M + 0,04$ она должна распространяться всего на $R = 52$ км. Двадцатикратный размер очага землетрясения с $M = 4,8$ соответствует также 52 км. По зависимости $R = e^M$ дальность распространения предвестника от землетрясения с $M = 4,8$ должна соответствовать $R = 122$ км.

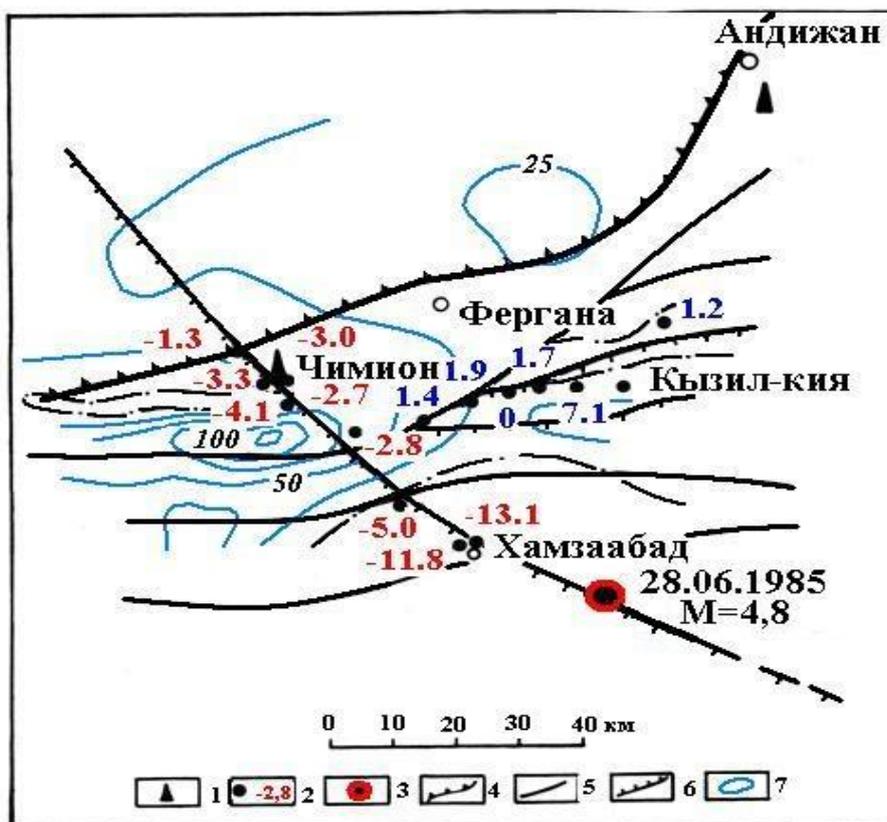


Рис. 10. Локализация источника предвестниковой аномалии магнитного поля, проявившейся на ст. Чимион в 1985 г. 1 – стационарные станции (магнитометры МПП-1М); 2 – детализационные пункты повторных наблюдений магнитного поля (цифрами показаны изменения поля ΔT между повторными циклами замеров); 3 – эпицентр Хамзабадского землетрясения 28.06.1985 г. с $M = 4,8$; 4 – Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона; 5 – региональные и глубинные разломы; 6 – активизированные участки разломов; 7 – изодинами ΔT аномального магнитного поля.

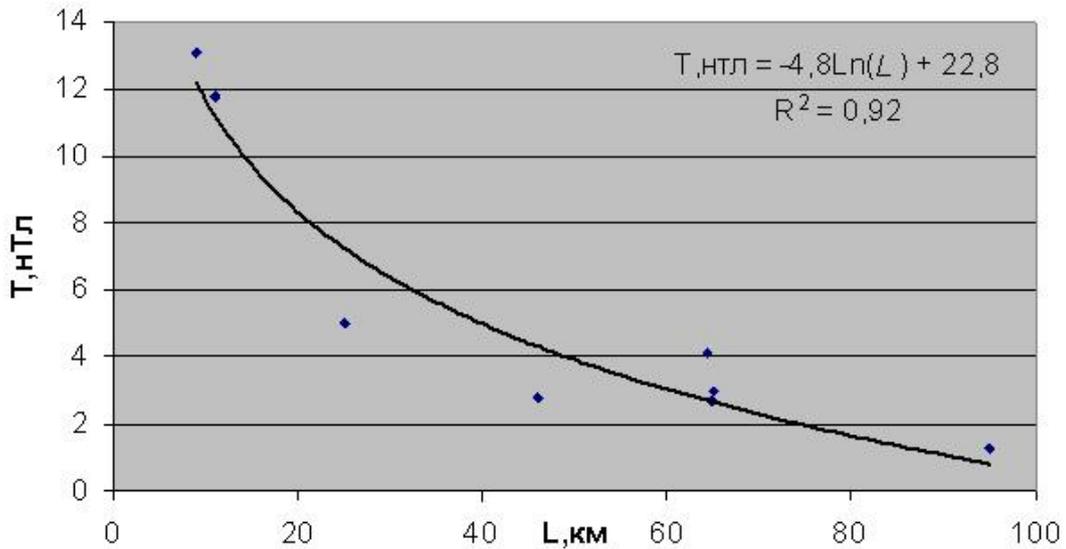


Рис. 11. Зависимость спада интенсивности предвестникового сигнала вдоль разлома с удалением от эпицентра Хамзабадского землетрясения 28.06.1985 г. с $M = 4,8$.

Подтверждением этому может служить пример реакции магнитометрической ст. Хумсан на Аштское землетрясение 2020 г. с $M = 5,0$, возникшему за пределами зоны чувствительности этой станции. Здесь наблюдавшуюся повышенную дальность чувствительности ст. Хумсан можно объяснить нахождением станции регистрации предвестника и эпицентра землетрясения в зоне динамического действия одного и того же разлома (рис. 12).

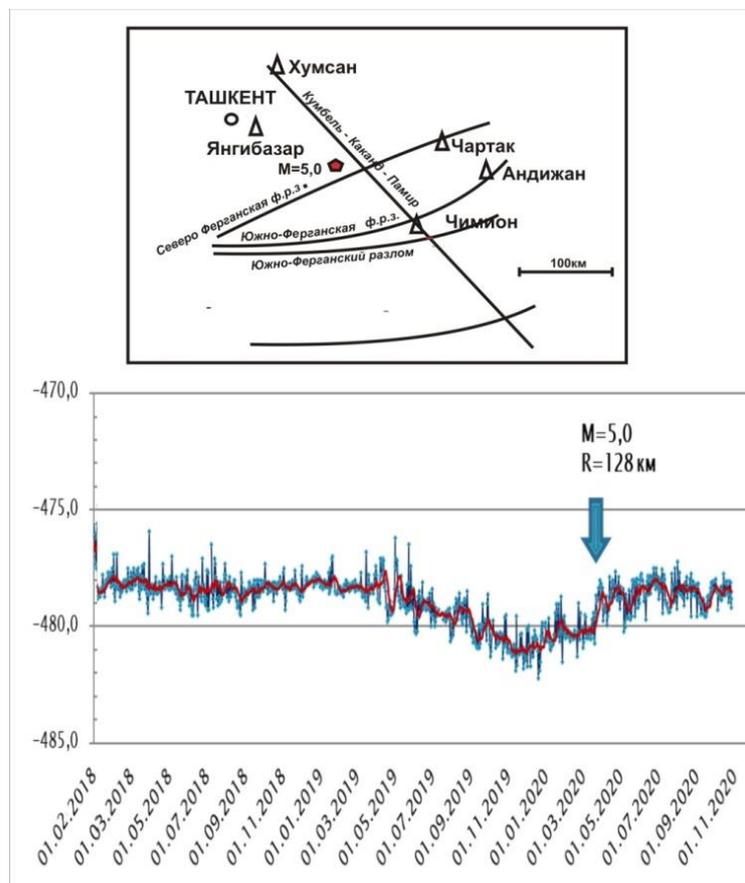


Рис. 12. Вариации геомагнитного поля на ст. Хумсан относительно обсерватории Янгйбазар, связанные с Аштским землетрясением 2020 г. с $M = 5,0$.

Кажущееся первое впечатление о повышенной чувствительности магнитометрической станции Чимион (по среднепериодным предвестникам) на близкорасположенные землетрясения оказывается не всегда верным. Да, оно очевидно в отношении землетрясений средней силы на ограниченной территории между Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной и Южно-Тянь-Шаньским глубинным разломом и полосой вдоль Кумбель-Коканд-Памирского линеамента. Установлены случаи, когда подобным и сильным землетрясениям, происшедшим вне этой ограниченной территории, не были зафиксированы среднепериодные предвестниковые эффекты. К таковым относятся: Папские землетрясения 17.02.1982 г. с $M = 5,6$ и 27.04.1985 г. с $M = 5,1$; Алайское землетрясение 16.12.1983 г. с $M = 6,1$; Джергитальское землетрясение 26.10.1984 г. с $M = 6,3$; Избаскенское землетрясение 15.05.1992 г. с $M = 6,3$ и Сусамирское землетрясение 19.08.1992 г. с $M = 7,2$ (см. рис. 6-8). Анализ сейсмичности Центральной Азии за исследуемый период показал на отсутствие средне- и долгопериодных предвестников, от сильнейших ($M \geq 6,5$) землетрясений региона, таких как Гиндикушские 02.05.1981 г. с $M = 7,0$; 30.12.1982 г. с $M = 7,0$; Китайское 13.02.1983 г. с $M = 6,5$; Газлийское 19.03.1984 г. с $M = 7,3$; Западно-Куэнь-Луньское 23.08.1985 г. с $M = 6,9$ и др. Эти землетрясения находились на расстоянии менее десятикратного размера очага от ст. Чимион. Главной причиной отсутствия среднепериодных предвестниковых эффектов от этих сильных и сильнейших землетрясений является повышенная погашающая способность поля напряжений (распространяемых от очага готовящегося землетрясения к пункту наблюдения) Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной и глубинным Южно-Тянь-Шаньским разломом (см. рис. 6-8).

Еще одним показателем дальности распространения предвестникового сигнала является спад интенсивности сигнала с удалением от очага землетрясения. Примером могут служить результаты, полученные при проведении детализационных работ в районе готовящегося Хамзабадского землетрясения 28.06.1985 г. с $M = 4,8$. Тогда на экстремуме аномального хода вокруг стационарной станции были заложены детализационные пункты (начало эпохи) наблюдения. После изменения разностного магнитного поля стационарных станций ($\Delta T_{\text{Чимион-Янгибазар}}$) от экстремума на значимую величину, превышающую два и более раз уровень погрешности съемки, на детализационных пунктах был проведен повторный цикл измерений. В последующем определены интенсивности изменения меж цикловых изменений магнитного поля по площади (рис. 10). Оказалось, что на пунктах, расположенных поблизости от стационарной станции, изменения имели величину, соответствующую стационарной станции. С удалением от ст. Чимион на юго-восток по Кумбель-Памирскому разлому (линеamentу) интенсивность аномалий межцикловых разностей увеличивалась от 1 до 13,1 нТл. Это позволило прогнозировать место предстоящего землетрясения южнее от пос. Хамзабад, что вскоре и оправдалось. Полученный результат является редким фактическим примером спада интенсивности предвестниковой аномалии по условно однородной приразломной среде, хотя в природе далеко не так. Спад интенсивности предвестникового сигнала с удалением от очага землетрясения по площади приведен на рис. 10 и 11. На рис. 10 заслуживает внимание еще тот факт, что по Кумбель-Памирскому разлому отмечались отрицательные межцикловые разности, тогда как на пунктах, расположенных вдоль Южно-Ферганского глубинного разлома, пересекающем его в северо-восточном – субширотном направлении, отмечались положительные межцикловые разности ΔT . Это лишний раз указывает на различия действия тектонических напряжений на тектонические элементы, в зависимости от их ориентации относительно источника напряжений.

Отметим, что установленная зависимость справедлива только для землетрясения с $M = 4,8$ и только для этого разлома. Для других землетрясений в силу вышеотмеченных соображений о различающихся геолого-геофизических условиях района, зависимость спада интенсивности аномалии может быть совсем другой.

Предвестники внутри блочных и мелких ($M \leq 4,5$) землетрясений в большинстве случаев не чувствуются магнитометрическими прогностическими станциями, или они чувствуются в редких случаях в зависимости от пространственного расположения очага землетрясения относительно станции наблюдений. Для примера приведем два случая отсутствия предвестниковых сигналов перед близкими землетрясениями с $K \leq 12$ ($M \leq 4,5$) (рис. 13).

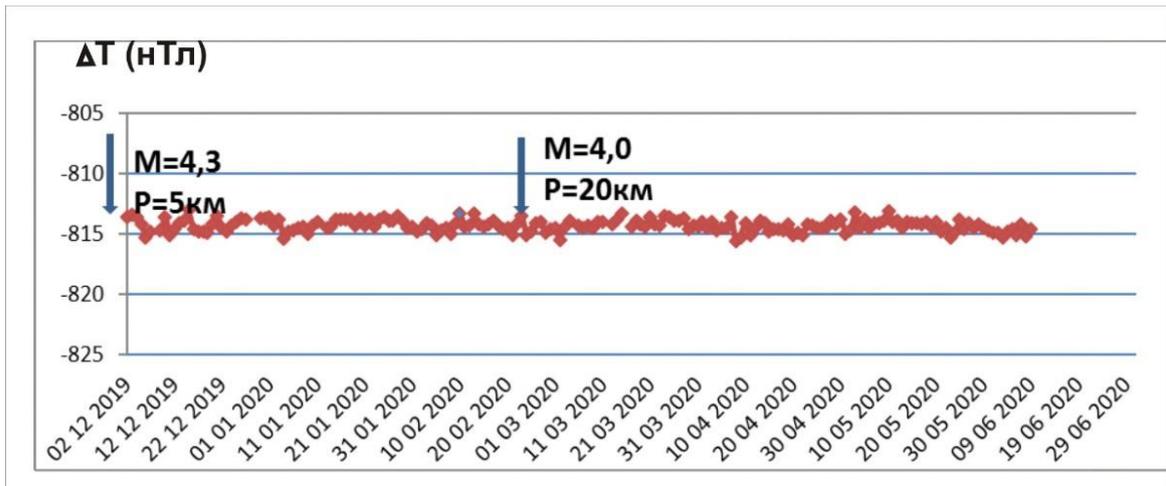


Рис. 13. Отсутствие предвестниковых сигналов перед близкими землетрясениями с $K \leq 12$ ($M \leq 4,5$) на магнитометрической станции Бахмал в 2019-2020 гг.

Многолетняя статистика, полученная от прогностических станций, показывает, что для того, чтобы возбудить предвестниковый сигнал на поверхности земли с вероятностью $r \geq 0,5$, необходимо землетрясение с энергетическим классом $K \geq 12$ ($M \geq 4,5$). То есть, если выразиться по-другому, напряжения, вызывающие предвестниковую аномалию, должны иметь величину в районе регистрации предвестника минимум $E = 10^{12}$ джоуль. Интересно отметить, что энергетический порог чувствительности ($E = 10^{12}$ джоуль) среднепериодных предвестниковых аномалий бухтообразной формы $K \geq 12$ является порогом чувствительности, также предвестниковых аномалий формы «специфической ступени», часто отмечаемых в Северной Фергане на ст. Чартак (рис. 14).

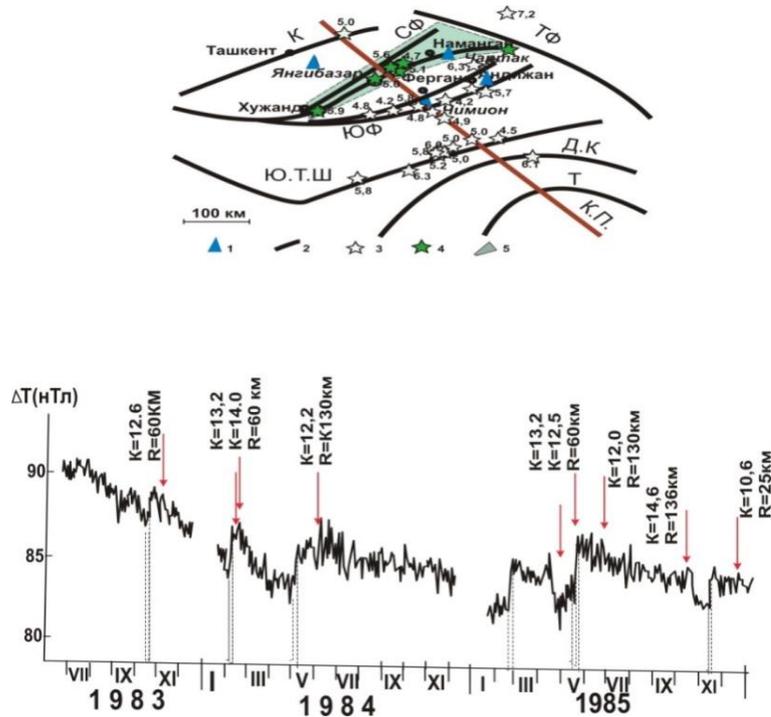


Рис. 14. Ступенчатые специфические предвестниковые аномалии землетрясений с $M \geq 4,5$, наблюдаемые на ст. Чартак, и зона чувствительности станции на них. 1 – магнитометрические станции; 2 – разломы; эпицентры землетрясений: 3 – от которых не зарегистрированы предвестники, 4 – от которых зарегистрированы предвестники; 5 – зона чувствительности землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4,5$).

Ступенчатые специфические (далее ступенчатые) аномалии, в основном, наблюдаются на станциях, расположенных на краях Чаткальского блока (Чартак, Чаркесар, реже, на ст. Хумсан)

к северу от Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны. Схожий предвестник ступенчатой формы (рис. 15) всего один раз был выявлен на ст. Коканд перед близким землетрясением 14.10.1987 г. $R = 45$ км, $K = 12$, $M = 4,4$. Станция располагалась в эпицентре Кокандской региональной магнитной аномалии. Вышеупомянутые станции, в отличие от других прогностических магнитометрических станций Узбекистана, расположены в районах с магматическим основанием осадочного чехла, т. е. на менее разнородной, относительно твердой среде

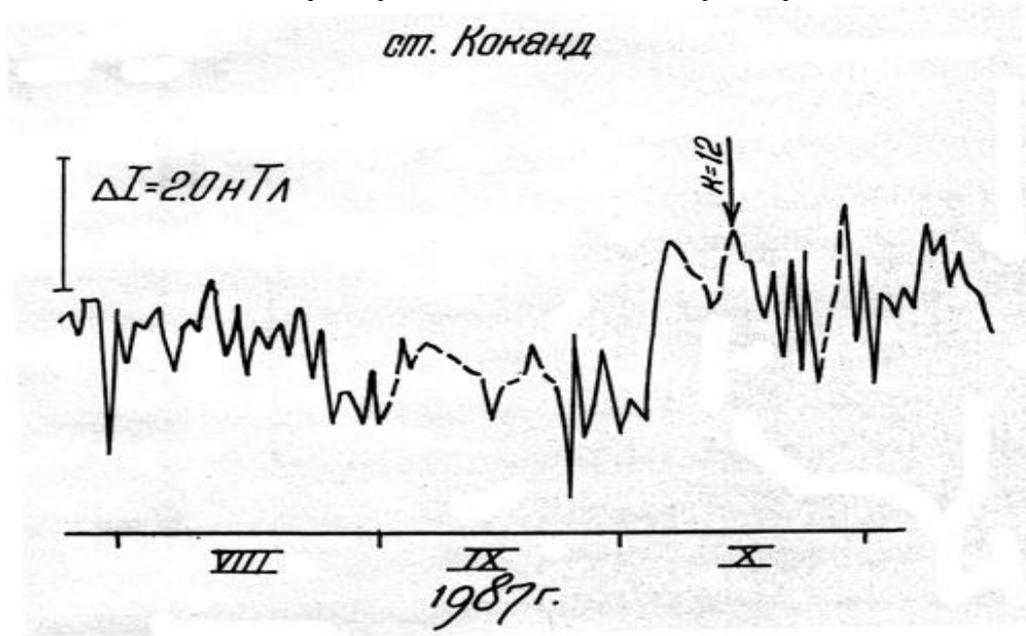


Рис. 15. Ступенчатая специфическая аномалия на ст. Коканд перед землетрясением 14.10.1987 г. с $K = 12$.

Форма и природа предвестниковых аномалий в виде «специфической ступени» необычная и она приближенно может быть объяснена барьерной моделью К.Аки [20] или моделью шероховатости Х.Канамори [21]. Согласно Моги [22], район наиболее частого проявления предвестника в виде специфической ступени – Чаткальский мегаблок (ст. Хумсан, Чаркесар, Чартак) и ст. Коканд, расположенная над габбро-диоритовым массивом, относится ко второму – умеренному типу структурной неоднородности среды или степени неоднородности напряжений, тогда как бухтообразные предвестники приурочены к третьему типу – крайне неоднородным случаям. В существовании подобной формы предвестников не может быть сомнения. О подобных скачкообразных поведении деформаций и других прогностических полей приведены многочисленные примеры в книгах Т.Рикитаки [23], К.Моги [22]. Скачки в геомагнитном поле, или часто употребляемая нами «специфическая ступень», может быть, в самом деле, отражает скачкообразные изменения поля напряжений в процессе подготовки землетрясения в средах с умеренной неоднородностью. Скачкообразное повышение напряжения и, соответственно, магнитного поля можно объяснить резким прерывистым проскальзыванием по существующему разлому [24]. Поведение поля после резкого скачка, на повышенном уровне до возникновения землетрясения и после, трудно объясняется каким-либо механизмом. На этот счет пока не имеем определенного мнения.

В заключение настоящей работы хотим принести свои извинения нашим наставникам за столь критические высказывания в их адрес, в отношении определенных ими ранее зависимостей дальности распространения предвестников в зависимости от силы землетрясения. Допущенные ранее неточности в выражениях замыслов несколько не уменьшают достоинства этих определений при практическом прогнозировании землетрясений. Их можно использовать с осторожностью, учитывая геолого-геофизические, сеймотектонические и другие статистические факторы. По мере накопления достаточных статистических факторов целесообразно для каждой прогностической станции составление на вероятностной основе палетки зоны чувствительности определенной силы землетрясений. Для примера на рис. 16 приведем предварительный вариант зоны вероятностной ($r \geq 0,5$) чувствительности землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4,5$) для магнитометрических прогностических станций Восточного Узбекистана.

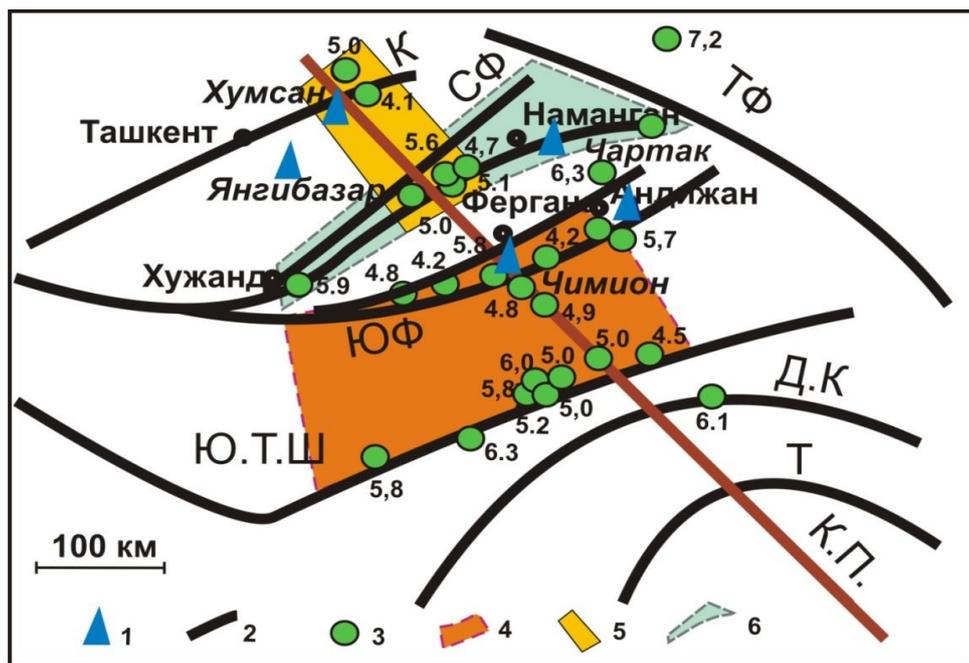


Рис. 16. Зоны вероятной ($r \geq 0,5$) чувствительности землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4,5$) для магнитометрических прогностических станций Восточного Узбекистана. 1 – магнитометрические прогностические станции; 2 – региональные разломы; 3 – эпицентры происшедших (1981-1992 гг. и 2009-2011 гг.) землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4,5$) с указанием магнитуды. Зона чувствительности землетрясений с $K \geq 12$ ($M \geq 4,5$): 4 – магнитометрической ст. Чимион, 5 – ст. Хумсан, 6 – ст. Чартак.

Долгопериодные предвестники

На практике маршрутных и площадных наблюдений, проведенных в 1968-1980 гг., неоднократно были выделены долгопериодные изменения магнитного поля, возможно, связанные с подготовкой тектонического землетрясения [1, 5]. Тогда повторные наблюдения проводились 1-3 раза в год с относительно менее чувствительными (1-3 нТл) приборами. В связи с редким опросом пунктов повторных наблюдений выявленные аномалии имели длительность минимум 1-2 года и у них был неустойчивый характер по площади проявления. Тогда эти изменения попытались связывать с процессами подготовки какого-либо конкретного землетрясения или какого-либо геодинамического процесса. В последующем, с появлением возможности относительно непрерывной регистрации вариации высокоточными магнитометрами, количество долгопериодных аномалий, предшествующих землетрясениям, резко сократилось, вплоть до нуля. В течении сорока лет (1980-2020 гг.) непрерывных стационарных наблюдений ни разу не отмечены предвестниковые аномалии длительностью более одного года, уверенно предшествующие конкретному землетрясению. Установленная нами зависимость длительности времени проявления предвестника от силы землетрясения в виде $lg\Delta t_a = 0,27M + 0,84$ при $r = 0,83$ [5] остается пока значимой для землетрясений с $M = 4,0 \div 7,2$, что соответствует длительности от 83 до 550 суток. Отсюда следует, что на практике 40-летних стационарных геомагнитных исследований в Узбекистане, как таковые, долгопериодные геомагнитные предвестниковые аномалии не выявлены и, следовательно, о дальности их распространения в настоящем не может быть и речи.

ВЫВОДЫ

1. Отсутствие случаев значимых регистраций и недостаточность статистики в настоящем не позволяет определить зависимости дальности распространения «оперативных», «короткопериодных» и «долгопериодных» геомагнитных предвестников землетрясений.

2. Ранее установленные зависимости распространения среднепериодных предвестников от силы землетрясения необходимо использовать при практическом прогнозировании, учитывая их распространение и поглощение геолого-геофизической средой. При этом необходимо ориентиро-

ваться на то, что предвестник не распространяется от очага готовящегося землетрясения к пункту регистрации, а вышеопределенные зависимости характеризуют дальность распространения определенной величины поля напряжения, которое может вызвать предвестниковый эффект в среде его регистрации. Минимальная сила изменения поля напряжения, способная вызвать среднеперIODный геомагнитный предвестник на месте регистрации магнитного поля (в благоприятных условиях), должна быть $E \geq 10^{12}$ джоуль.

3. При достаточности статистического материала для практического прогноза необходимо создание палеток зоны чувствительности землетрясений для каждой прогностической станции Узбекистана.

Литература

1. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. - Т.: Фан, 1975. - 128 с.
2. Stacey F.D. The seismomagnetic effect // Pure and Appl. Geophys. - 1964. - 58, 2. - P. 5-22.
3. Абдуллабеков К.Н., Султанбеков Р.И. О роли электрокинетических явлений в возникновении некоторых локальных изменений геомагнитного поля // Районирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений. - Т.: Фан, 1978. - С. 60-67.
4. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Муминов М.Ю., Туйчиев А.И. Геомагнитные исследования на территориях техногенных объектов Узбекистана // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы: Мат-лы Пятого Междунар. симпоз. «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». - Бишкек, 2011. - С. 5-8.
5. Муминов М.Ю. Особенности формирования и распространения геомагнитных предвестников землетрясений // Геология и минеральные ресурсы. - 2012. - № 1. - С. 33-39.
6. Муминов М.Ю., Расулов Д.Х., Киргизбаев С.Б. Возможные источники образования аномальных вариаций геомагнитного поля при землетрясениях // ЎЗМУ хабарлари. - Т.: Университет, 2016. - № 3/1. - С. 171-175.
7. Муминов М.Ю., Абдуллабеков К.Н., Шапиро В.А. Региональная аномалия электропроводности по материалам высокоточной магнитометрии в Узбекистане // Узб. геол. журн. - 1986. - № 4. - С. 20-24.
8. Бабаджанов Т.Л. и др. Южно-Тянь-Шаньская аномалия электропроводности // Физика Земли. - 1986. - № 7. - С. 79-90.
9. Уломов В.И. Методика поиска прогностических признаков землетрясений // Информ. сообщ. АН УзССР № 186. - Т.: Фан, 1977. - 11 с.
10. Шапиро В.А., Абдуллабеков К.Н., Муминов М.Ю., Азизов Г.Ю. Высокоточная магнитометрия при поисках предвестников землетрясений в Узбекистане и статистика прогноза за 1982-1988 гг. // ДАН СССР. - 1990. - Т. 312. - № 3. - С. 583-587.
11. Shapiro V.A., Abdullabekov K.N., Muminov M.Ju. Geomagnetic variations used for earthquake predictions in Uzbekistan: 91 forecasts during 1982-1991 // Workshop. Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction. - Tokyo, Japan, 1993. - P. 35.
12. Мавлянов Г.А., Уломов В.И., Абдуллабеков К.Н., Шапиро В.А., Бердалиев Е.Б., Муминов М.Ю., Азизов Г.Ю., Хаджиев Т. Аномальные вариации геомагнитного поля в Восточной Фергане – предвестник Алайского землетрясения 2 ноября 1976 г. // ДАН СССР. - 1979. - Т. 246. - № 2. - С. 294-297.
13. Якубов Д.Х., Борисов О.М. Каратау-Памирский глубинный разлом // Узб. геол. журн. - 1962. - № 4.
14. Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С. Современная геодинамика Восточного Узбекистана. - Т.: Фан, 1979. - С. 83-100.
15. Садовский М.А., Негматуллаев С.Х., Нерсисов И.А., Сквородкин Ю.П. Тектономагнитные исследования на Душанбинском и Гармском полигонах // ДАН СССР. - 1979. - Т. 249. - № 2. - С. 326-328.
16. Абдуллабеков К.Н., Туйчиев А.И. Особенности проявления предвестников. 1979. - Т. 249. - № 2. - С. 326-328.
17. Юсупов Ш.С., Шин Л.Ю. Об одной возможности прогнозировать место предстоящего землетрясения гидрогеосейсмологическим методом // Наука, новые технологии и инновации Кыргызстана. - 2019. - № 4. - С. 195-200.
18. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. - М., 1991. - 217 с.
19. Муминов М.Ю. Марказий Осиё зилзилаларини келтириб чиқарувчи жараёнларнинг вақт ва майдондаги динамикаси // ЎЗМУ хабарлари. - 2012. - № 2/1. - 75-79 б.
20. Aki K. Characterization of barriers on an earthquake fault // J. Geophys. Res. - 1977. - № 84. - P. 1640-1648.
21. Kanamori H. The nature of seismicity patterns before major earthquakes // Earthquake Prediction. Maurice Ewing Series IV (D.W.Simpson and P.G.Richards, eds.), pp. Am. Washington, D.C., 1981.
22. Мого К. Предсказание землетрясений. - М.: Мир, 1988. - 382 с.
23. Рикитак Т. Предсказание землетрясений. - М.: Мир, 1979. - 388 с.
24. Byerlee J.D., Bract W.F. Stick – slip, stable sliding and earthquakes – effect of rock type, pressure, strain rate and stiffness // J. Geophys. Res. - 1968. - № 73. - P. 6031-6037.

SEYSMOTEKTONIKA VA GEODINAMIKA

УДК 550.34

Атабеков И.У.

Институт сейсмологии АН РУз, Республика Узбекистан, atabekovi@mail.ru

МОДЕЛЬ МЕХАНИЗМА ОЧАГА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ТОЧЕЧНОЙ ДИСЛОКАЦИИ КИНЕМАТИЧЕСКОГО ТИПА

Атабеков И.У.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi Seysmologiya institute.

Tektonik zilzilar o'chog'i mexanizmining kinematik turdagi singulyar dislokatsiyaga oid modeli.

Аннотация. Zilzila o'chog'i mexanizmining o'zaro momenti no'lga teng bo'lgan ikki juft dipol kinematik modeli yer qobig'ining geodinamik kuchlanishlarini seysmogramma yozuvlaridan tiklashga imkon beradi. Elastiklik nazariyasi doirasida dipol momentining ta'sirini ekvivalent kuchlar bilan almashtirishning bir necha usuli mavjud. Ammo, bu holda, umumiy momentning nolga tengligi to'g'ridan-to'g'ri kelib chiqmay, momentning aniq bir komponenti taxmin qilingan dislokatsiyaning ta'sir maydoni bo'yicha kuchlanishlar momentlarining yig'indisi bilan qoplanishi izohlanadi. Ushbu maqolada moment nazariyasiga asoslanib zilzila manbasidagi momentlarni ekvivalent kuchlar bilan aniqlash usuli taklif qilingan. Natigada dipol ta'siri bir biriga teng, ammo yo'nalishi qarama-qarshi bo'lgan kuchlar bilan ifodalanadi.

Тayanch so'zlar: O'rta Osiyo, juft dipole, ekvivalent kuchlar, tektonik kuchlanish, yer qimirlash mexanizmlari.

Атабеков И.У.

Институт сейсмологии АН РУз, Республика Узбекистан

Модель механизма очагов тектонических землетрясений применительно к точечной дислокации кинематического типа.

Аннотация. Кинематическая точечная модель двойного диполя механизма очага землетрясения дает возможность реконструкции геодинамических напряжений земной коры по записям сейсмограмм. Существуют несколько способов замены действия момента диполя эквивалентными силами в рамках теории упругости. Однако при этом равенство нулю общего момента не следует непосредственно, а объясняется тем, что одна явная компонента момента компенсируется с суммой моментов касательных напряжений по предполагаемой области влияния дислокации. В данной работе предлагается метод определения этих эквивалентных сил, действующих в очаге землетрясения на основе моментной теории. Показано, что при этом действительно получаются равные по значению, но противоположно направленные силы в очаге, которые эквивалентны нулевому моменту диполя.

Ключевые слова: Центральная Азия, двойная диполь, эквивалентные силы, тектонические напряжения, механизм землетрясения.

Atabekov I.U.

Institute of Seismology, Academy of Science of the Republic of Uzbekistan. Tashkent. Uzbekistan

The model of the mechanism of rupture of tectonic earthquake as point dislocation of kinematic type.

Annotation. The kinematic point model of a double dipole makes it possible to reconstruct the geodynamic stresses of the earth's crust from seismogram records. There are several ways to replace the action of the dipole moment with equivalent forces in the framework of elasticity theory. However, in this case, the equality to zero of the total moment does not follow directly, but is explained by the fact that one explicit component of the moment is compensated with the sum of the moments of shear stresses over the assumed area of influence of the dislocation. This paper proposes a method for determining these equivalent forces of the acting forces in the earthquake source based on the moment theory. It is shown that this actually results in equal in value but oppositely directed forces in the source, which are equivalent to the dipole moment.

Key words: Central Asia, double dipole, equivalent forces, tectonic stresses, mechanism of earthquakes.

Тектонические землетрясения, в отличие от других видов, обусловлены разрушением сплошности земной коры в виде смещения по разрыву под действием накопившегося дисбаланса

тектонических сил. Возможно также возобновление раннего разрыва благодаря цементированию поверхностей земной коры. Разновидности моделирования процесса разрыва зависят от постановки вопроса в рамках той или иной модели. В случае кинематической модели точечной дислокации предполагается сдвиг одной плоскости по отношению к другой. Пространственное положение плоскости разрыва Σ определяется азимутом $0^\circ \leq \varphi < 360^\circ$, наклоном $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$ и углом скольжения $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ (рис. 1).

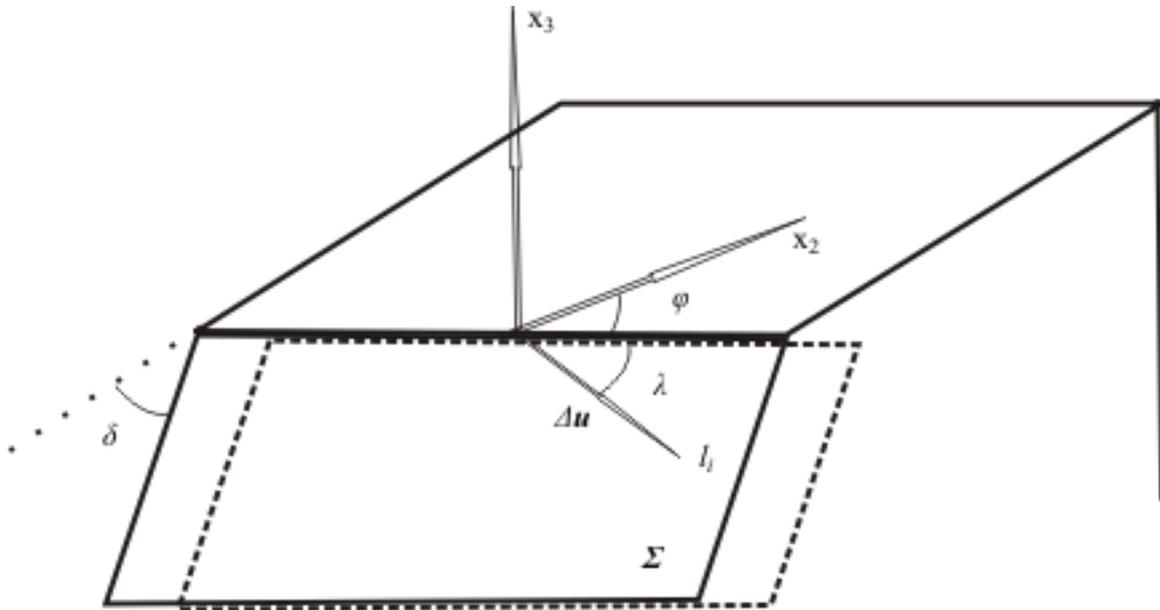


Рис. 1. Плоскость разрыва при землетрясении.

При этом обычно ось x_1 направляется на север, ось x_3 на зенит, а направление x_2 составляет с осями x_1 и x_3 правую декартову систему координат. На рис. 1 показаны l_i – направление скольжения и n_i – нормаль к плоскости скольжения. Зона разрыва в простейших случаях считается в виде прямоугольника с площадью $S = LD$, где L – длина, D – ширина прямоугольника, или круг с радиусом a , $S = \pi a^2$. Модели по типу различаются на кинематические и динамические. В случае кинематического типа вектор сдвига не связан с порождаемой его силой. Разрыв полностью описывается векторной функцией сдвига $\Delta u(x_i, t)$, зависящей от координат x_i и времени t .

Применяемый в теории дислокации метод замены момента диполя эквивалентными силами [1-3] дал возможность моделировать механизм землетрясений в рамках упругости ординарным диполем с моментом (тип 1) и парой противоположно направленных диполей без момента (тип 2). Долгое время не было консенсуса о том, какая из этих моделей лучше согласуется с реальными землетрясениями, пока не было подтверждение о близости угла поляризации поперечной волны по записям сейсмических волн с одноименным параметром по модели 2-го типа.

Появление момента в постановке задачи подразумевает применение моментной теории для определения напряженно-деформированного состояния. В общем виде уравнения равновесия сплошной среды, имеющие внутренние моменты, имеет следующий вид:

$$\sigma_{ij,j} + F_i = 0, \quad (1)$$

$$\mu_{ij,j} + \varepsilon_{ijk} \sigma_{kj} + M_i = 0, \quad (2)$$

$$i, j = 1, 2, 3.$$

Здесь σ_{ij} , μ_{ij} – компоненты силового и моментного тензора напряжений, индекс j после запятой означает дифференцирование по декартовым координатам x_j , $F(0,0,\rho g)$ – массовая сила, ε_{ijk} – тензор Леви-Чивита, M_i – составляющие удельного момента, имеющие размерность момента, деленного на объем.

На рис. 2 приведены действующие на элементарную площадку силы и моменты для плоского случая. Здесь пара диполь действует на плоскости x_1x_2 и момент направлен по x_3 (обозначены как x,y,z).

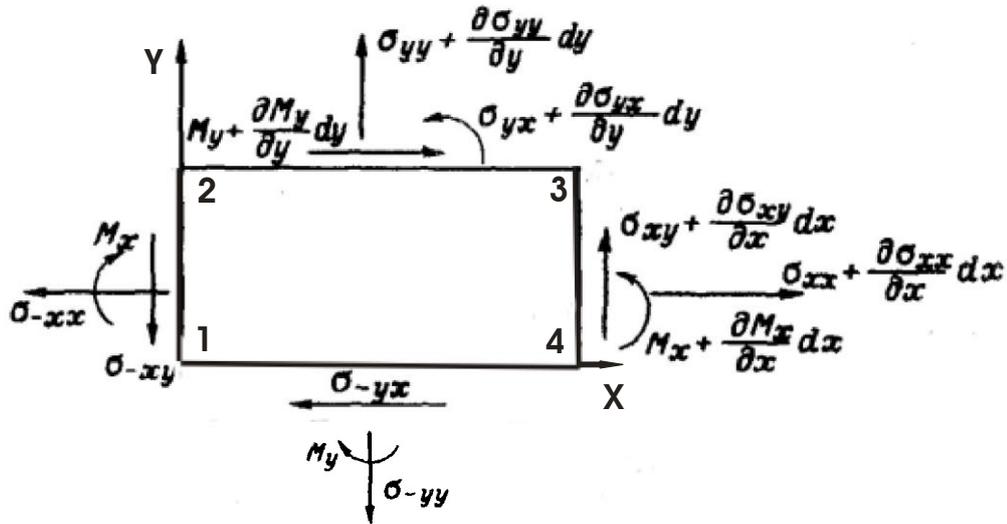


Рис. 2. Вывод уравнений равновесия на примере сдвига с моментом, действующим на плоскости xu и направленный по оси z .

При землетрясении полное напряжение σ_{ij} состоит из упругих τ_{ij} и неупругих m_{ij} , составляющих:

$$\sigma_{ij} = \tau_{ij} + m_{ij}. \quad (3)$$

В работах [1-3] и др. установление эквивалентных сил, описывающее механизм землетрясения, сводится к нахождению объемных сил, соответствующих тензору m_{ij} . без учета уравнений (2). Например, при расположении плоскости разрыва, указанной на рис. 3 в работе [2], получены следующие соотношения между эквивалентными силами f_i и тензором неупругих напряжений:

$$\rho f_1 = -m_{12,2}, \quad \rho f_2 = -m_{12,1}, \quad \rho f_3 = 0, \quad (4)$$

которые выполняются в прямоугольнике $[-a_1 + \varepsilon/2 < x_1 < a_1 - \varepsilon/2] \times [-\varepsilon/2 < x_2 < \varepsilon/2]$. Здесь a_1 и a_1 – концевые точки разрыва, ε – бесконечно малая величина, стремящаяся к нулю. Относительно оси x_3 силы f_1 и f_2 образуют моменты, на единицу площади равные по величине и противоположные по направлению, если $m_{12,1} = m_{12,2}$.

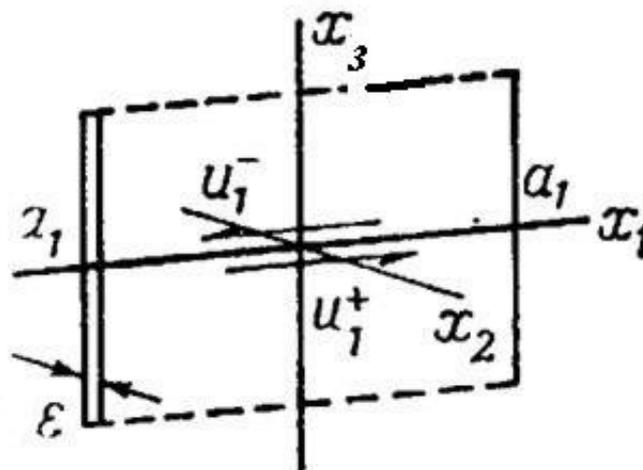


Рис. 3. Пример получения эквивалентных сил при дислокации вдоль оси x_1 .

Другой подход получения эквивалентных сил основан на представлении перемещения упругой среды через функцию Грина [4-7]. При этом область землетрясения выделяется как предел сингулярной области, на границе которой имеются разрывы перемещений, равные смещениям. Соответствующие эквивалентные силы в этом случае, применительно к вышеописанному случаю для точечной дислокации со средним смещением, равным Δu , имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} f_1 &= M_0 \delta(x_1 - x_{10}) \delta'(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}) \\ f_2 &= M_0 \delta'(x_1 - x_{10}) \delta(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}), \quad f_3 = 0. \end{aligned} \quad (5)$$

В этих формулах $M_0 = \mu \Delta u A$, μ – упругий модуль сдвига, A – площадь сдвига, $\delta(x)$ – дельта функция.

Эти методы дают возможность выразить важные параметры землетрясения, а именно – ориентацию нодальных плоскостей и магнитуды землетрясения по сейсмическим записям. Результаты двух описанных способов совпадают, если в первом случае принять неупругие напряжения в виде:

$$m_{12} = m_{21} = -M_0 \delta(x_1 - x_{10}) \delta(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}) \quad (6)$$

В качестве области определения упругой задачи в этих методах приняты пространство или полупространство. Однако, для расчета напряженного состояния земной коры для конкретного региона необходимо решать уравнения (1) в области с границами, привлекая соотношения между тензором напряжений и тензором деформации, выраженные через перемещения. При этом решение задачи полностью зависит от граничных условий. Трудности установления этих граничных условий являются камнем преткновения решения подобных задач.

Применительно к проблеме реконструкции напряжений, даже без привязки к землетрясениям, нахождение напряжений на границах, ограничивающих выделенный объем земной коры, само по себе является сложной задачей. В работе [8] сделана попытка найти эти граничные напряжения для Центральной Азии, ограниченные координатами: (36-46° с. ш.; 56-76° в. д.), исходя от известной гипотезы тектоники плит. Согласно ей, геодинамическая обстановка земной коры и мантии этой территории определяется действием, с одной стороны, Евразийской, и с другой – Индийской и Арабской плит. При такой интерпретации постановка задачи состояла в установлении напряженного состояния под действием латеральных сил на условно выделенных гранях призматического тела с толщиной литосферы Центральной Азии с плоским нижним основанием, покоящимся на мантии, и верхней поверхностью, соответствующей современному рельефу, чтобы внутренние напряжения, удовлетворяющие систему уравнений (1) как можно лучше соответствовали известным значениям. Современный рельеф рассматриваемого региона на рис. 4 построен по физической карте Средней Азии и Казахстана. В качестве верификации решения задачи служили эмпирически установленные напряжения для отдельных территорий бывшего СССР [9, 10].

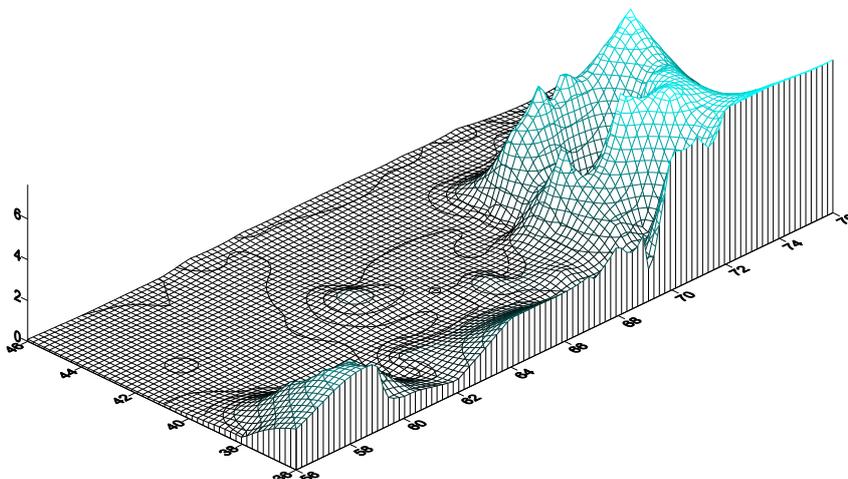


Рис. 4. Рельеф Центральной Азии по географическим координатам 36:46° с.ш.; 56:76° в.д., построенный по физической карте. Высоты в км.

По имеющимся геолого-геофизическим и сейсмологическим данным, используя границы разломов первого ранга, литосфера рассматриваемого региона разделена на 19 блоков (рис. 5). Каждый блок характеризуется индивидуальными особенностями строения и находится в изостатическом равновесии относительно астеносферы. Решение полных систем трехмерных уравнений (1) даже численными методами довольно проблематично. В работе [8] предложен один способ упрощения этих систем, позволяющий свести уравнения (1) к условно двумерному случаю, но с возможностью сохранения трехмерной специфики решений. При этом учтены некоторые особенности задачи, такие как, соотношения размеров рассматриваемой территории в плане и толщины литосферы, отсутствия напряжений на поверхности земли. На контакте литосферы с астеносферой касательные напряжения приняты как силы трения. Эти допущения дали возможность усреднить уравнения (1) по формуле:

$$\bar{w}(x_1, x_2) = \frac{1}{(h-H)} \int_H^h w(x_1, x_2, x_3) dx_3 \quad (7)$$

где черта означает осреднение по x_3 , $h = h(x_1, x_2)$ – глубина подошвы литосферы, $H = H(x_1, x_2)$ – рельеф поверхности земли.

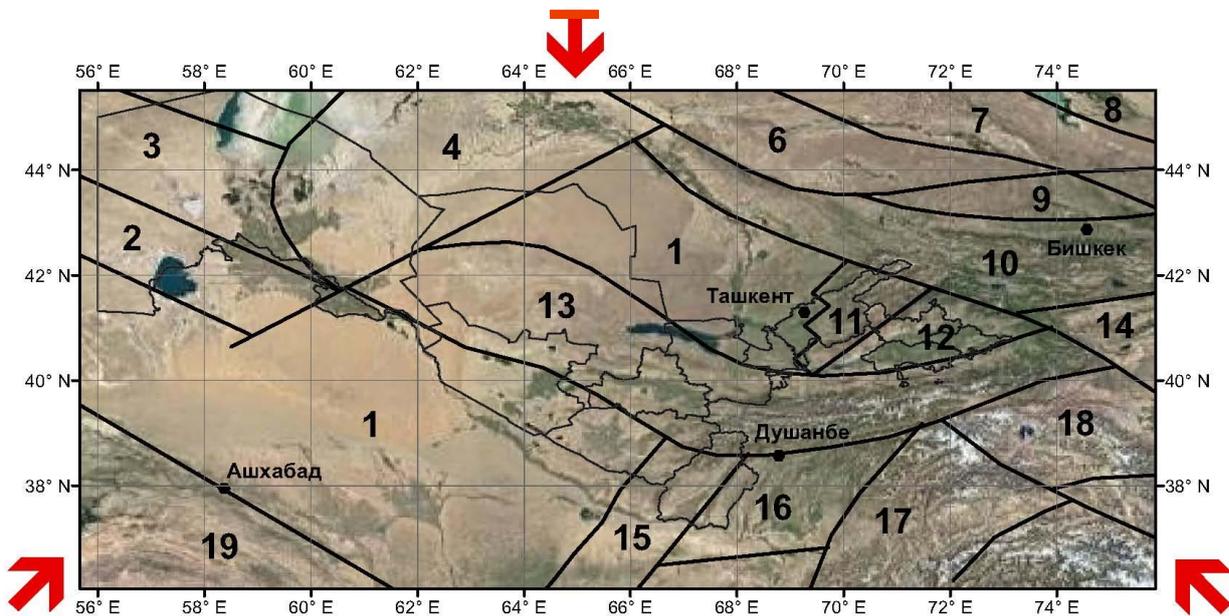


Рис. 5. Рассматриваемая территория Центральной Азии в плане. Ее литосфера разделена на 19 условно-однородных зон. Стрелки означают направления движения плит. Т-образный символ означает условную неподвижность Евразийской плиты.

В результате получены следующие уравнения относительно усредненных величин:

$$\frac{\partial \bar{\sigma}_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{\sigma}_{12}}{\partial x_2} = -\frac{1}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \bar{\sigma}_{12} - \frac{1}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{22} \quad (8)$$

$$\frac{\partial \bar{\sigma}_{12}}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{\sigma}_{22}}{\partial x_2} = -\frac{1}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \bar{\sigma}_{12} - \frac{1}{(h-H)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \bar{\sigma}_{22} \quad (9)$$

$$\bar{\sigma}_{33}(x, y, h) = (-\rho g + \frac{\partial \bar{\sigma}_{31}}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{\sigma}_{32}}{\partial x_2})(h-H) \quad (10)$$

При выводе этих уравнений приняты условия на поверхности Земли и на подошве астеносферы

$$\bar{\sigma}_{13}|_H = 0, \bar{\sigma}_{23}|_H = 0, \bar{\sigma}_{33}|_H = 0,$$

$$\sigma_{13}|_h = 0, \sigma_{23}|_h = 0, \sigma_{33}|_h = -\rho g(h - H), \quad (11)$$

Система уравнений в напряжениях (8-10) для упругой среды в перемещениях преобразуется в уравнения Ламе, которые в усредненных переменных имеют следующий вид:

$$\Delta \bar{U} + \frac{1}{1 - 2\nu} \text{grad div} \bar{U} = \bar{F} \quad (12)$$

$$F_1 = -\frac{1}{(h - H)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \sigma_{12} - \frac{1}{(h - H)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \sigma_{22} + \frac{\nu}{(1 + \nu)(1 + 2\nu)} \frac{\partial(u_3^h - u_3^H)}{\partial x_1}, \quad (13)$$

$$F_2 = -\frac{1}{(h - H)} \frac{\partial H}{\partial x_1} \sigma_{12} - \frac{1}{(h - H)} \frac{\partial H}{\partial x_2} \sigma_{22} + \frac{\nu}{(1 + \nu)(1 + 2\nu)} \frac{\partial(u_3^h - u_3^H)}{\partial x_2} \quad (14)$$

В этих уравнениях напряжения обезразмерены относительно модуля сдвига μ , а линейные переменные относительно толщины литосферы L , \bar{U} – двумерный вектор с компонентами усредненных горизонтальных перемещений, Δ – оператор Лапласа, ν – коэффициент Пуассона, u_3^h, u_3^H вертикальное перемещение на подошве астеносферы и на поверхности земной коры. При выводе уравнений использованы следующие равенства, вытекающие из правила усреднения:

$$\bar{\sigma}_{zz} = \frac{1}{2} (\sigma_{zz}|_h + \sigma_{zz}|_H) = \frac{1}{2} \sigma_{zz}|_h = \frac{1}{2} \rho g h / L \quad (15)$$

$$\bar{\sigma}_{i3} = \frac{1}{2} (\sigma_{i3}|_h + \sigma_{i3}|_H) = \frac{1}{2} k_a \rho g h / L \quad (16)$$

для $i = 1, 2$. Здесь k_a – коэффициент трения литосферы с астеносферой. Усреднение σ_{33} в соотношениях Гука напряжение – перемещение позволяет выразить вертикальное перемещение через усредненные перемещения и напряжения по формуле

$$u_3(x_1, x_2, H) = \frac{\nu(h - H)}{2(1 - \nu)} \left(\frac{\partial \bar{u}_1}{\partial x_1} + \frac{\partial \bar{u}_2}{\partial x_2} \right) - \frac{(1 - 2\nu)}{4(1 - \nu)} \frac{\rho g (h - H)^2}{GL} \sigma_{33} \quad (17)$$

Предполагаемые средние напряжения в формулах (13) - (14) являются априорной информацией для решения обратной задачи, используемые на стартовом этапе (рис. 6). Они получены решением плоской задачи по методике [9], со стартовыми граничными условиями, показанными на рисунке, которые подбирались, согласно эмпирическим данным о напряжениях, полученным в [10, 11]. Функция $H = H(x_1, x_2)$ аппроксимирует рельеф поверхности. Граничные условия строятся по следующей схеме.

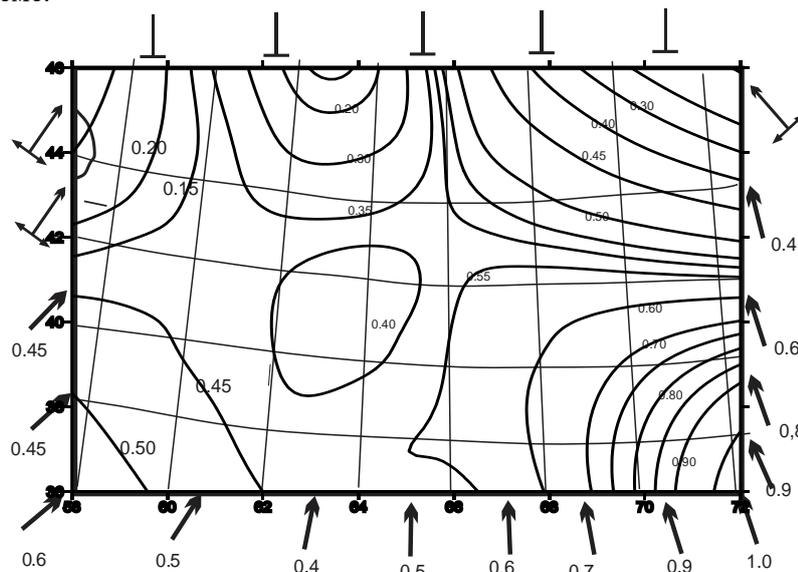


Рис. 6. Априорные напряжения для решения обратной задачи, как решение плоской задачи с граничными условиями, показанные на рисунке [9]. Стрелки указывают направления сил, цифры – их значения в 10^2 МПа, Т-образная стрелка означает отсутствие перемещения. Т со стрелками – скользящая граница.

На верхней границе, соответствующей неподвижной Евразийской плите, перемещения считаются отсутствующими. На контактных границах Индийской и Арабской плит значения сил приняты, согласно соотношениям их скоростей (рис. 6). Напряжения на верхней границе и перемещения на остальных границах считаются искомыми. Поиск приемлемого решения сводится к решению ряда прямых задач с изменяющимися (в большей степени интуитивно) граничными напряжениями. В результате численного эксперимента удалось найти решение, удовлетворяющее вышеописанные условия. Например, картина рельефа, построенного по окончательным значениям перемещений (рис. 7) не сильно отличается от современного рельефа, и расхождение находится в пределах допустимого. Интенсивности касательных напряжений на глубине 20 км (рис. 8) также удовлетворительно совпадают с эмпирическими значениями [10, 11]. Построенные модельные напряжения являются основами для решения поставленной нами задачи о вариации напряжений при землетрясениях. Реконструированные напряжения использовались для построения модели сеймотектонического течения горных масс в работе [12].

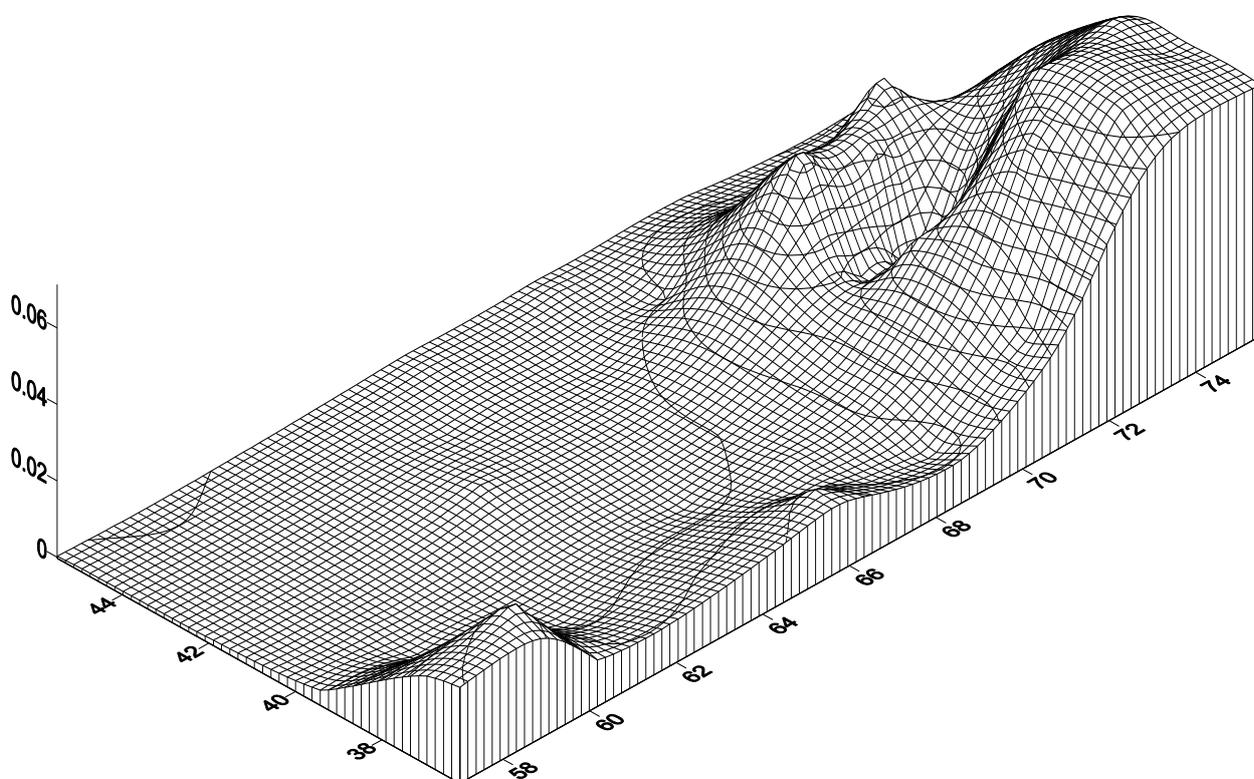


Рис. 7. Один из вариантов окончательного рельефа после проведения численного эксперимента с использованием реального рельефа, приведенного на рис. 2. По горизонтали – восточная долгота и северная широта в градусах. По вертикали – высота в масштабе 1:100 км.

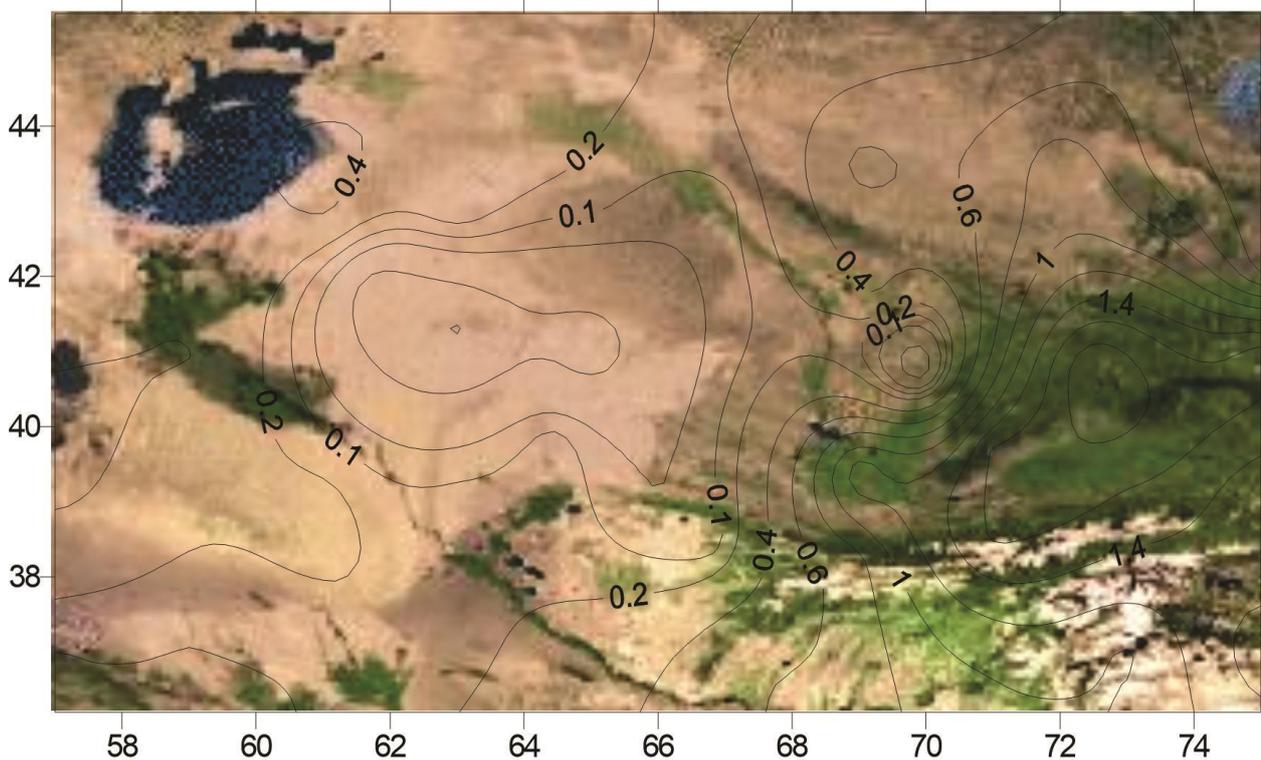


Рис. 8. Интенсивность касательных напряжений (в 10^2 МПа) на глубине 20 км, полученная при решении обратной задачи.

В описанных выше методах об эквивалентных силах для точечного очага нас смущает следующее. Чтобы пара диполей создавала нулевой момент относительно перпендикулярной оси на элементарную площадку в точке (x_{10}, x_{20}) , силы f_1 и f_2 должны быть равными. Хотя это вопрос о бесконечно малых показателях, но так может не оказаться в случае, когда $x_{10} \neq x_{20}$. Мы предлагаем один способ решения этого вопроса, опираясь на моментную теорию, выраженную уравнениями (2). В работе [8] предлагалось упростить уравнение (2), выразив тензор вращения по-прежнему, как принято в линейной теории упругости. В таком случае $\mu_{ij} = 0$ и уравнение (2) выражает несимметричность тензора напряжений. Однако такой подход годится в случае для ординарного диполя, когда M_i не равно нулю. В случае двойного диполя $M_i = 0$ и мы используем другой подход. Распишем уравнения (2) для этого случая, используя представление (3) для тензора напряжений:

$$\mu_{31,1} + \mu_{32,2} + \tau_{12} + m_{12} - \tau_{21} - m_{21} = 0 \quad (18)$$

Примем тензор напряжений упругими, т. е. $\tau_{12} = \tau_{21}$, и выражаем моментный тензор по его определению:

$$\mu_{31} = M_0 \delta(x_1 - x_{10}) \delta(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}), \quad (19)$$

$$\mu_{32} = -M_0 \delta(x_1 - x_{10}) \delta(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}). \quad (20)$$

Приравняем члены в (18), относящиеся к одноименным площадкам:

$$m_{12} = M_0 \delta'(x_1 - x_{10}) \delta(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}), \quad (21)$$

$$m_{21} = M_0 \delta(x_1 - x_{10}) \delta'(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}). \quad (22)$$

Подставляя (21-22) в (1) и переведя в правую часть найденные выражения, получаем эквивалентные силы, которые дают равные по величине, но противоположные по направлению моменты относительно оси, перпендикулярной к плоскости:

$$f_1 = f_2 = -M_0 \delta'(x_1 - x_{10}) \delta'(x_2 - x_{20}) \delta(x_3 - x_{30}). \quad (23)$$

В географической системе координат тензор μ_{ij} выражается через параметры плоскости скольжения и дельту функций в следующем виде [13]:

$$\begin{aligned}
\mu_{11} &= -M_0(\sin\delta \cos\lambda \sin 2\varphi + \sin 2\delta \sin\lambda \sin^2\varphi) \delta(x_1-x_{10}) \delta(x_2-x_{20}) \delta(x_3-x_{30}), \\
\mu_{12} &= -M_0(\cos\delta \cos\lambda \sin\varphi - \cos 2\delta \sin\lambda \cos\varphi) \delta(x_1-x_{10}) \delta(x_2-x_{20}) \delta(x_3-x_{30}) = \mu_{21}, \\
\mu_{13} &= -M_0(\cos\delta \cos\lambda \cos\varphi + \cos 2\delta \sin\lambda \sin\varphi) \delta(x_1-x_{10}) \delta(x_2-x_{20}) \delta(x_3-x_{30}) = \mu_{31}, \\
\mu_{22} &= M_0(\cos\delta \cos\lambda \sin 2\varphi - \sin 2\delta \sin\lambda \cos^2\varphi) \delta(x_1-x_{10}) \delta(x_2-x_{20}) \delta(x_3-x_{30}), \\
\mu_{32} &= M_0(\sin\delta \cos\lambda \cos 2\varphi + 1/2 \sin 2\delta \sin\lambda \sin 2\varphi) \delta(x_1-x_{10}) \delta(x_2-x_{20}) \delta(x_3-x_{30}) = \mu_{23}, \\
\mu_{33} &= M_0 \sin 2\delta \sin\lambda \delta(x_1-x_{10}) \delta(x_2-x_{20}) \delta(x_3-x_{30}).
\end{aligned} \tag{24}$$

На вышеприведенном примере (рис. 2) $\delta = \pi/2$, $\lambda = 0$, $\varphi = 0$. Поэтому в правую часть усредненных уравнений (13) - (14) прибавляются усредненные производные от $\mu_{13,2}$ и $\mu_{31,1}$, имеющие следующий вид:

$$\overline{\mu}_{13,2} = \overline{\mu}_{31,1} = -M_0 \delta'(x_1 - x_{10}) \delta'(x_2 - x_{20}) \tag{25}$$

При выводе (25) использовано усреднение по формуле (7) и следующее свойство дельта функции при $H < x_3 < h$:

$$\int_H^h \delta(x_3 - x_{30}) dx_3 = 1 \tag{26}$$

Присущие замечательные свойства $\delta(x)$ функции позволяют ее использовать в различных математических операциях. При численных расчетах можно ее заменить однопараметрическим эквивалентом с бесконечно малым ε , например,

$$\delta(\varepsilon, x) = \frac{\varepsilon}{\pi \sqrt{\varepsilon^2 + \sum_{i=1}^3 (x_i - x_{i0})^2}}. \tag{27}$$

В таком виде точечный очаг заменяется объемным очагом с безразмерным радиусом $\varepsilon = r/L$, подобно энергетической модели, принятой в работе [14], и зависимость напряжений от глубины очага, потерянная при усреднении, восстанавливается, что дает возможность анализировать вариации напряженного состояния земной коры от глубины очага землетрясений.

Литература

1. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т.7. Теория упругости. - М.: Наука, 1965. - 248 с.
2. Maruyama T. On force equivalents of dynamic elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism // Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 41, 1963. - P. 467-486.
3. Касахара К. Механика землетрясений. - М.: Мир, 1985. - 264 с.
4. Костров Б.В. Теория очага тектонических землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1970. - № 4. - С. 258-267.
5. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. - М.: Наука, 1969. - 136 с.
6. Райс Дж. Механика очага землетрясения. - М.: Мир, 1982. - 217 с.
7. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т.1. - М.: Мир, 1983. - 520 с.
8. Atabekov I., Earth Crust's stresses variation in Central Asian earthquake's region // Geodesy and Geodynamics. - 2020. - Vol. 11. - Issue 4. - P. 293-299, <https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.12.005>.
9. Abidov A.A., Atabekov I.U., Dolgoplov F.G., Hodbijmetov A.I. Geodynamical conditions of some regions of Central Asia // Вопросы вычислительной и прикладной математики. Т. 118. - Т.: Фан, 2007. - С. 54-64
10. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. - М.: Наука, 1964. - 536 с.
11. Николаев Н.И., Шенкарева Г.А. Карта градиентов скоростей новейших тектонических движений территории СССР // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры / Под ред. Н.И. Николаева. - М.: Недра, 1967. - С. 37-43.
12. Атабеков И.У. Опыт моделирования сейсмотектонического течения земной коры Центральной Азии // Физика Земли. - 2021. - № 1. - С. 122-132, DOI: 10.31857/S0002333721010014.
13. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. - М.: Наука, 1985. - 408 с.
14. Ризниченко Ю.В. Энергетика макросейсмике // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1974. - № 8. - С. 3-10.

УДК: 551.24

Садыков Ю.М., Нурматов У.А.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз.

СЕЙСМОТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Sodiqov Y.M., Nurmatov U.A.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A.Mavlyanov nomidagi Seismologiya instituti

G'arbiy Tyan-Shanning seysmotektonikasi

Annotatsiya. G'arbiy Tyan-Shan seysmotektonik tahlilining natijalari neotektonik ma'lumotlar, faol yoriqlar, seysmiklik, relyefning zamonaviy vertikal harakatlari, kosmik geodeziya, zamonaviy sinish, kuchli zilzilalar epitsentral hududlarini makroseysmik tadqiqotlar asosida taqdim etilgan.

Kalit so'zlar: neotektonika, yoriqlar, seysmiklik, zamonaviy harakatlar.

Садыков Ю.М., Нурматов У.А.

Институт сейсмологии АН РУз.

Сейсмотектоника Западного Тянь-Шаня

Аннотация. Представлены результаты сейсмотектонического анализа Западного Тянь-Шаня на основе данных неотектоники, активных разломов, сейсмичности, современных вертикальных движений рельефа, космической геодезии, современного трещинообразования, макросейсмического обследования эпицентральных областей сильных землетрясений.

Ключевые слова: неотектоника, разрывные нарушения, сейсмичность, современные движения.

Sadykov Y.M., Nurmatov U.A.

Institute of Seismology named after G.A. Mavlyanova of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan

Seismotectonics of the Western Tien-Shan

Annotation. The results of seismotectonic analysis of the Western Tien-Shan are presented on the basis of neotectonic data, active faults, seismicity, modern vertical movements of the relief, space geodesy, modern fracturing, macroseismic survey of epicentral areas of strong earthquakes.

Key words: Neotectonics, faults, seismicity, modern movements.

Введение. По мнению большинства специалистов, одна из основных задач сейсмотектонических исследований заключается в выявлении особенностей проявления сильных и слабых землетрясений и всего комплекса данных (геолого-геофизических, тектонических, геохимических, гидрогеологических и др.), характеризующих эти особенности. Региональный материал по современным движениям свидетельствует о непосредственной связи основных неотектонических структур с глубинными. Установлена коррелятивная и функциональная связь между интенсивностью и направленностью современных тектонических движений с рельефом земной поверхности, различными геофизическими полями (сейсмичность, тепловое поле и др.) и параметрами земной коры (мощности основных разделов, рельеф границы Мохо). В основе современных движений лежат те же процессы, которые сформировали структуру плит и микроплит в неоген-четвертичный этап тектонического развития Средней Азии. Современные движения, устанавливаемые инструментально, наследуют преимущественно неотектонические движения. В градиентных зонах наблюдается сложный ход движений, указывающих на раздробленность земной коры. Обычно к этим зонам приурочены эпицентры сильных и рои слабых землетрясений, экзодинамические (вторичные, остаточные, геоморфологические) явления (сейсмодислокации, трещинообразование, кластические дайки и др.).

Методика дальнейшего совершенствования сейсмотектонического анализа, применительно к геолого-тектоническим условиям Западного Тянь-Шаня, включает более детальное изучение новейших тектонических движений с позиций новой глобальной тектоники (тектоники плит), активных разрывных нарушений, особенностей проявления землетрясений, современных движений и деформаций земной коры по материалам спутниковой геодезии и макросейсмического обследования эпицентральных зон.

Результаты и их обсуждение. Для изучения новейших тектонических движений составлена карта амплитуд (рис. 1). Были использованы, кроме собственных материалов, неотектонические карты, изданные в предыдущие годы и сыгравшие заметную роль в развитии неотектониче-

ских исследований в Узбекистане [1-5]. Карта амплитуд составлена в масштабе 1:1000000 методом изолиний, отражающих величину (в метрах) и морфологию деформаций. На карте четко выражены подвижные и устойчивые участки, а в их пределах – отдельные структурные формы (морфоструктуры). Отображая суммарную величину поднятий и опусканий принятой исходной урвеной поверхности, изолинии очерчивают на карте и форму новейшей структуры. За начало отсчета (репер) неотектонических движений авторами, вслед за [6], принята стратиграфическая кровля верхнего эоцена. Она фиксирует повсеместно палеогеографическую смену условий осадконакопления с морского (монотонная толща зеленых глин) на континентальный (песчано-глинистые и пестроцветные осадки). В альпийских прогибах Западного Тянь-Шаня в общей толще эоцен-олигоценых глинистых отложений этот рубеж «чувствуется» по слабому поглублению, известковости олигоценовой части разреза и насыщенности его смешанным комплексом фораминифер. Показываемые таким образом на карте суммарные деформации следует рассматривать не только как результат проявления вертикальных



Рис. 1. Карта амплитуд новейших тектонических движений Западного Тянь-Шаня. 1 – амплитуда новейших тектонических движений; 2 – неотектонические районы; 3 – границы неотектонических районов: а – совпадающие с зоной разлома первого ранга; b – совпадающие с краевыми разломами второго ранга; с – границы районов, выраженные амплитудными характеристиками неотектоники и другими геолого-геофизическими параметрами; 4 – активные разломы.

движений, а как проекцию на горизонтальную плоскость суммы вертикальных и горизонтальных перемещений. На представляемой карте четко выделяются районы: Чаткало-Кураминский (А), Ташкентско-Голодностепский (Б), Ферганский (В), Таласо-Ферганский (Г) и Южно-Тянь-Шаньский (Д), отличающиеся рисунком изолиний, амплитудами неотектонических движений, ориентацией и морфологией разрывных нарушений. Совместный анализ данной схемы с известными картами и геолого-геофизическими разрезами, характеризующими геологическое и глубин-

ное строение, геофизические поля и т. д., показал их хорошую сопоставимость. В пределах этих регионов выделяются соответствующие неотектонические зоны, а в пределах последних – локальные структуры (морфоструктуры), детальные характеристики которых будут представлены в последующих статьях.

Одним из определяющих факторов современной структуры Западного Тянь-Шаня являются **активные разрывные нарушения**. Известно, что подавляющее большинство сильных и катастрофических землетрясений связано с разломами земной коры. Разрывные нарушения, современная сейсмическая активность которых однозначно подтверждается при детальном рассмотрении, характеризуются комплексом геолого-геофизических параметров, удостоверяющих их тектоническую активность в новейший, четвертичный и современный этапы развития. К настоящему времени в зависимости от конечной цели разработаны различные классификации разрывных нарушений. В сеймотектонике используется классификация разломов, учитывающая геометрические, морфологические и пространственные характеристики. К важным параметрам разломов также относят генезис, возраст заложения, амплитуду смещений (доорогенных, орогенных, новейших, четвертичных и современных), отношение к тектоническим структурам, проявленную сейсмичность (включая палеосейсмодислокации), данные геофизики, геохимии, космической геодезии и материалы аэрокосмической съемки (МАКС). На основании этих параметров разломы разделены на ранги (1-го, 2-го и 3-го ранга). В основу построенной схемы активных разломов земной коры Западного Тянь-Шаня (рис. 2) положены результаты анализа многочисленных геолого-поисковых, геофизических исследований, проведенных научно-производственными учреждениями России, Госкомгеологии РУз и Академии наук Узбекистана. Используя перечисленные параметры, активные разломы можно разделить на три ранга. При анализе данной схемы, в первую очередь, обратим внимание на пространственную ориентировку разломов и их положение относительно новейших (современных) тектонических зон. Как показал анализ сети разломов, развитых в пределах Западного Тянь-Шаня, глубинные характеристики, морфология, и другие параметры со временем могут меняться. Не меняется (существенно) только их простираение, что дало возможность предположить [7], что сеть разломов заложена в период раннего протерозоя или раньше. Основание для такого предположения – совпадение простираения разломов в различных регионах Азии (Урал, восточная окраина Русской платформы, Северный и Южный Тянь-Шань). В пределах Западного Тянь-Шаня активность проявляют в основном три направления регматической сети – северо-восточная (поперечно Тянь-Шаньская), северо-западная (Каратауская) и субширотная (Тянь-Шаньская). Указанные направления, преимущественно, контролируют новейший структурный план региона и соответствуют основным параметрам современной геодинамики. Относительно пространственного положения эти разломы подразделяются на краевые (1-го, 2-го и 3-го рангов) и внутренние. Краевые разломы, являясь структуро-контролирующими, разграничивая разнонаправленно развивающиеся тектонические зоны (антиклинальные и синклинальные), обладают повышенным сеймотектоническим потенциалом (рис. 2). Сравнительно меньшей сейсмичностью и частотой проявления сильных землетрясений характеризуются внутренние разломы, определяющие дифференцированный характер движений внутри тектонических зон. Особое положение занимают флексурно-разрывные зоны (ФРЗ). Располагаясь в теле крупных впадин и прогибов, они представляют сложное сочетание изгибовых и разрывных дислокаций. В их зонах возникали разрушительные землетрясения.

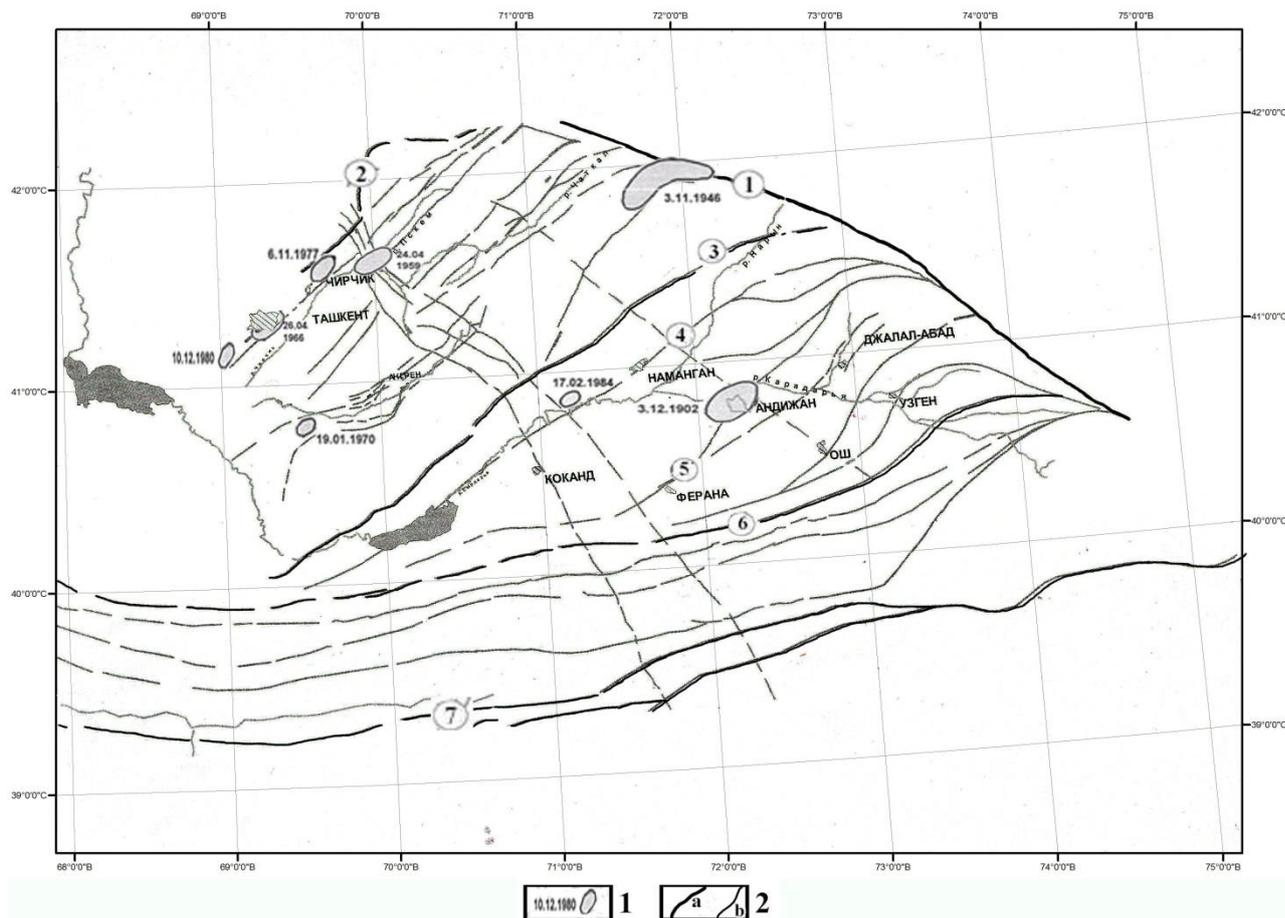


Рис. 2. Активные разломы и изосейсты сильных землетрясений Западного Тянь-Шаня. 1 – изосейсты землетрясений; 2 – активные разломы земной коры: а – краевые: 1 – Таласо-Ферганский, 2 – Аксу-Майдантальско-Богоналинский, 3 – Северо-Ферганский, 4 – Северо-Ферганская ФРЗ, 5 – Южно-Ферганская ФРЗ, 6 – Южно Ферганский, 7 – Гиссаро-Кокшаальский; б – внутренние.

Ниже следует краткое описание краевых разломов.

Таласо-Ферганский (1) правосторонний *сбросо-сдвиг* разграничивает области (Западный и Центральный Тянь-Шаня) с различным новейшим и современным геодинамическим режимом. Он представлен *сбросо-сдвигом*, вытянутым вдоль Ферганского, Атойнокского и Таласского поднятий. Параллельно линии разлома прослеживаются многочисленные разрывы, при ширине до 1-3 км, вырезающие длинные узкие тектонические линзы до десятков км. Ширина зоны сброса сдвига колеблется от 8-10 до 15 км. Характерны подвороты поднятий Чаткало-Кураминской зоны в зону динамического воздействия Таласо-Ферганского сдвига. Сдвиговые смещения молодых форм рельефа обнаруживаются на всем протяжении разлома. Скорость смещения по сдвигу в современную эпоху менее 2 мм/год, в голоцене – 12 мм/год, в позднем кайнозое – 12-20 мм/год [8]. С активностью данного разлома связывают возникновение Чаткальского землетрясения 1946 г. и обнаруженные здесь палеосейсмодислокации Талас и Каракульджа. Предельная сила сотрясений 9 баллов [9].

Аксу-Майдантальский (2). Система Аксу-Майдантальского и Богоналинского разломов ограничивает Чаткало-Кураминский район с запада. Выделен как граничная линия, окаймляющая Чаткальскую зону герцинид, северо-восточный конец которой сливается с Таласо-Ферганским сдвигом. Юго-западный конец сочленяется с Богоналинским разломом, отсекающим среднюю и южную части Каржантауского поднятия от Келесского прогиба. Зона разлома представлена в виде серии крутопадающих взбросов ($45-75^\circ$) на юго-восток [9].

Богоналинский разлом (2) выражен серией субпаралельных разрывов, по которым пермские отложения Каржантауского поднятия контактируют с мел-палеогеновыми и неоген четвертичными отложениями Келесского прогиба. Падение разлома на юго-восток под углом $60-70^\circ$.

Здесь необходимо отметить, что система Аксу-Майданталь-Боганолинского разломов нами принимается как западная граница Чаткало-Кураминского района, которая посредством Ташкентско-Голодностепского предорогенного прогиба сочленяется с Туранской платформой. В отличие от Северо-Ферганского краевого разлома, она менее контрастна. По [10] системе разломов соответствует Западно-Тянь-Шаньский морфоструктурный линеймент. Отрезками данная система четко дешифрируется на топокартах, и МАКС (материалы аэрокосмической съемки), разделяя разнонаправленно развивающиеся неотектонические блоки.

Северо-Ферганский разлом (3). Является тектонической границей между Чаткало-Кураминским и Ферганским районами. Зона разлома имеет сложное строение и состоит из многочисленных кулисообразно расположенных разрывов, между которыми заключены брахиантиклинальные складки длиной до 30-40 км и шириной до 10 км [11]. Разлом отчетливо фиксируется на МАКС. Амплитуда неоген-четвертичных движений в юго-западной части достигает 4,5 км, увеличиваясь в северо-восточном направлении, достигая 6 км в средней части разлома. Вдоль разлома происходит надвигание домезозойских отложений на кайнозойское выполнение Ферганской впадины. Средний наклон сместителя 45-50°. По некоторым признакам [6], вдоль разлома происходили горизонтальные подвижки типа левого сдвига, что в основном фиксируется комплексом геолого-геофизических данных. В зоне разлома отмечаются высокие значения градиента теплового потока [12]. Средние значения современных вертикальных движений достигают 5 мм/год. С ними связаны очаги 7-8-балльных землетрясений (9).

Северо-Ферганская ФРЗ (4) ограничивает центральный грабен Ферганской впадины от Северо-Ферганской зоны локальных складок, развитых между Северо-Ферганским разломом и одноименной ФРЗ. Морфологические особенности изучены сейморазведкой («бухарские» слои палеогена). Установлено, что ФРЗ представлена полосой моноклиального (14-22°) погружения кровли «бухарских» слоев [11]. Амплитуда смещения, по [6], в западной части достигает 600 м, в районе г. Намангана увеличивается до 2000 м. Восточное окончание ФРЗ подворачивается и сочленяется с Таласо-Ферганским сдвигом. В ее пределах возникло шесть разрушительных землетрясений интенсивностью 7; 8 и 9 баллов [9].

Южно-Ферганская ФРЗ (5) проходит по северной границе Южно-Ферганской зоны складок, расположенной между Южно-Ферганской ФРЗ и одноименным разломом. ФРЗ имеет вид дуги, выпуклой к югу. Ширина ФРЗ меняется в пределах 5-10 км, достигая 20 км [9]. По кровле отражающего горизонта «бухарских» известняков палеогена ФРЗ характерно резкое увеличение мощности неоген-четвертичных отложений. Судя по разности глубин отражающего горизонта в ФРЗ, амплитуда вертикальных неоген-четвертичных движений достигает 3000 м, а амплитуда горизонтального составляющего 800-1000 м. ФРЗ представляет сочетание взбросо-сдвигов и флексур. На южном приподнятом крыле широко распространены антиклинальные складки, развивающиеся парагенетически и повторяющие простирание ФРЗ. В ее пределах возникли разрушительные землетрясения в 838, 1822 и 1902 гг. с интенсивностью 7-9 баллов.

Южно-Ферганский разлом (6) является северной границей Южно-Тянь-Шаньского района. Прослеживается в виде серии параллельных нарушений. Интенсивность вертикальных движений в неотектонический этап была велика. В верхнеплиоцен-четвертичное время отдельные прилегающие участки Южно-Тянь-Шаньского бока были приподняты по разлому на высоту 2000-2200 м. Размах после нижнечетвертичных движений в зоне разлома не менее 2500 м. Известно также надвигание палеозойской пород на четвертичные отложения в средней части разлома амплитудой до нескольких сотен метров. Новейшие подвижки по разлому проявились не повсеместно. Отдельные участки разлома и сейчас закрыты мезо-кайнозойскими отложениями (восточная часть). По этой причине, этот отрезок не подлежит визуальному обследованию. Морфологически разлом представляет крутой взброс, плоскость которого падает на юг под углом 60-75°, местами падение сместителя практически вертикальное. В зоне возникли несколько землетрясений интенсивностью 7-8 баллов.

Гиссаро-Кокшаальский краевой разлом (7) является южной границей Южно-Тянь-Шаньского блока. Разлом функционировал в течение всего фанерозоя. Активность разлома в орогенический этап предопределила ассиметричное строение Предгиссарской впадины. Северное крыло впадины, прилегающее к зоне разлома, характеризуется крутыми углами падения. Амплитуда новейших вертикальных тектонических движений по разлому зависит от величины поднятия отдельных блоков Гиссаро-Алая и достигает 3-4 км и более. На всем протяжении с запада на во-

сток разлом представлен серией крутых ($50-80^\circ$) взбросов, смесители которых падают на север. По оценке таджикских специалистов, магнитуа максимально возможного землетрясения здесь предполагается равной $M = 8$ [13].

Как уже отмечалось, Западный Тянь-Шань – один из наиболее сейсмически активных регионов Средней Азии. В пределах региона Ферганская впадина занимает особое положение. Здесь с исторических времен возникали сильные и разрушительные землетрясения. С 838 г. по 2016 г. в пределах Ферганской впадины и сопредельных территориях возникли более 96 землетрясений с $M \geq 4,5$ и интенсивностью от $I \geq 6$ до 8-9 баллов. Из них 13 землетрясений имели силу $M \geq 6,0$, 44 – с $M \geq 5,0$ и 30 – с $M \geq 4,5$. В одном случае землетрясение проявилось силой 9-10 баллов. Это Чаткальское землетрясение 1946 г. с $M = 7,5$. В 20-ти случаях интенсивность достигала $I = 8-9$ баллов. Интенсивность остальных землетрясений равнялась 6-7 баллов. Пространственно практически все землетрясения возникали в зонах динамического влияния активных разломов. Большая часть сильных землетрясений возникала в зоне Южно-Ферганского разлома, которая расположена на юге Ферганской впадины. В пределах этой зоны разлома за последний 130-летний период отмечены 8 землетрясений с $M \geq 6,0$ с интенсивностью $I \geq 7-8$ баллов и 9 землетрясений – с $5,0 \leq M \leq 5,9$, в среднем одно землетрясение с $M \geq 6,0$ за 16,25 лет. Частота землетрясений с $5,0 \leq M \leq 5,9$ еще меньше – около 11-14 лет. Высокой сейсмичностью выделяются также зоны Северо-Ферганской и Южно-Ферганской флексурно-разрывных зон. В зоне динамического влияния Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны отмечено возникновение двух землетрясений с $M \geq 6,0$ и 15 землетрясений с $M \geq 5,0$. По данным Р.Н.Ибрагимова [9], сила землетрясения, возникшего в 1620 г., которое разрушило крепость Ахсы, оценивается как $M = 6,0$. С учетом этого землетрясения их количество с $M \geq 6,0$ достигает трех, два из которых возникали в районе Намангана. Третье землетрясение произошло в районе Кайракумского водохранилища в 1985 г. с $M = 6,0$ и с интенсивностью в эпицентре 7-8 баллов. Характерным является то, что ни в одной зоне активного разлома повторная активизация одной очаговой зоны дважды не наблюдалась, кроме Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны, которой свойственно возникновение роевых землетрясений. Средняя частота землетрясений с $M \geq 5,0$ в пределах Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны намного больше, чем в зоне Южно-Ферганского разлома. Самый значительный рой землетрясений за изучаемый период возник в 1984 г. в районе населенного пункта Пап. Максимальная сила землетрясений этой серии достигала $M = 5,5$. Наблюдается повторная активизация зоны Наманганских землетрясений. В зоне динамического влияния Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны также отмечен ряд сильных землетрясений. Первое сильное землетрясение здесь возникло в 1823 г. с $M = 6,2$. Следующие, более сильные, землетрясения возникли в 1902 (Андижанское с $M = 6,4$) и 1903 (Аимское с $M = 6,4$) годах. В эпицентре они проявились с интенсивностью 9 и 8 баллов соответственно. Кроме этих землетрясений, за 120-летний период в зоне динамического влияния Южно-Ферганской флексурно-разрывной дислокации возникли более 9 землетрясений с $M \geq 5,0$. Все они проявились с интенсивностью 6-7 баллов и более.

Интерес представляют также **особенности проявления слабых землетрясений**. Анализ пространственного распределения эпицентров слабых землетрясений с $1,5 \leq M \leq 4,9$, возникших за период 2016-2017 гг., показал, что наряду с приуроченностью эпицентров к зонам активных разломов, наблюдается значимое увеличение их в отдельных блоках, расположенных между активными разломами (рис. 3). Возможно, это связано с тем, что приповерхностная часть земной коры более хрупкая и раздробленная, в силу особенностей физико-механических свойств не может аккумулировать достаточный объем энергии, необходимый для возникновения сильных землетрясений. Особенно это заметно в блоке, расположенном между Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной и Южно-Ферганским глубинным разломом. Количество землетрясений здесь в несколько раз превосходит другие межразломные блоки изучаемой территории. По мере удаления от Южно-Ферганского разлома в северо-западном направлении количество слабых землетрясений постепенно уменьшается. Настораживающим фактором является концентрация эпицентров слабых землетрясений в очаговых зонах исторически сильных землетрясений. Судя по концентрации слабых землетрясений, наблюдается активизация очаговых зон Папского 1984 г., Андижанского 1902 г. и Аимского 1903 г. землетрясений.

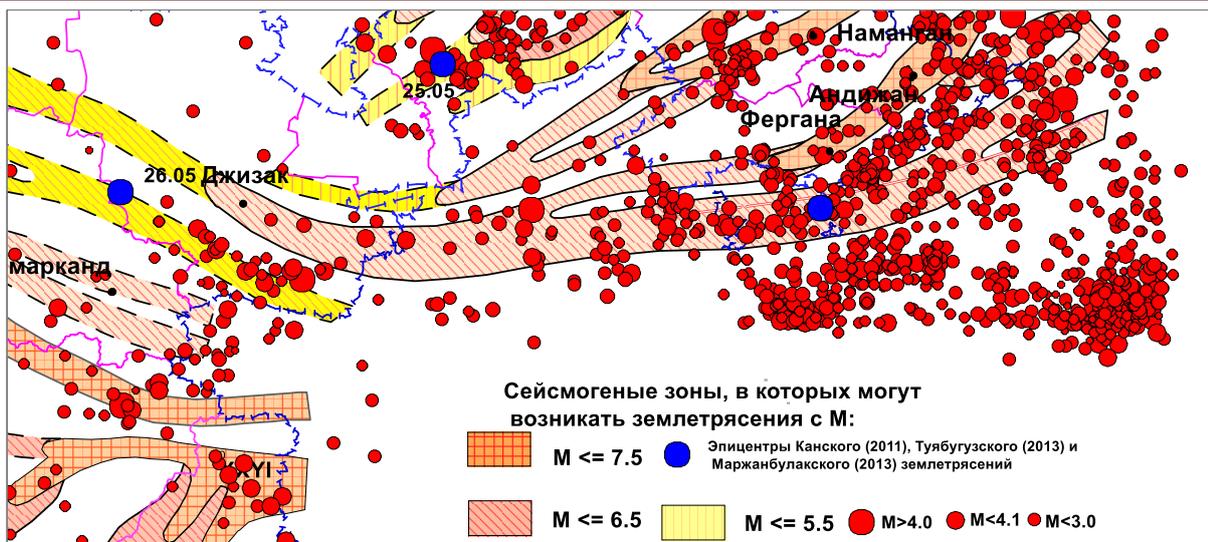


Рис. 3. Пространственное распределение слабых землетрясений за 2016-2017 гг. (по данным РЦСМ МЧС РУз.).

Таким образом, можно видеть, что, основная масса сильных землетрясений концентрируется в наиболее напряженных участках земной коры Западного Тянь-Шаня, а именно в краевых разломах и флексурно-разрывных зонах. Для анализа **современных движений и деформаций земной коры** использованы результаты наземных инструментальных измерений, материалы по современному трещинообразованию, данные спутниковой геодезии и макросейсмического обследования сильных землетрясений. Отметим, что опыт изучения скоростей вертикальных движений в скандинавских странах и в Японии показал, что движения имеют колебательный, циклический характер, и при интерпретации результатов замеров требуется большая осторожность. С целью выявления тенденции современных движений коллектив под руководством А.Р.Ярмухамедова изучил взаимосвязь новейших, молодых и современных движений [9]. На этой основе были рассчитаны коэффициенты корреляции и составлена схематичная карта современных вертикальных движений в изолиниях Средней Азии (рис. 4).

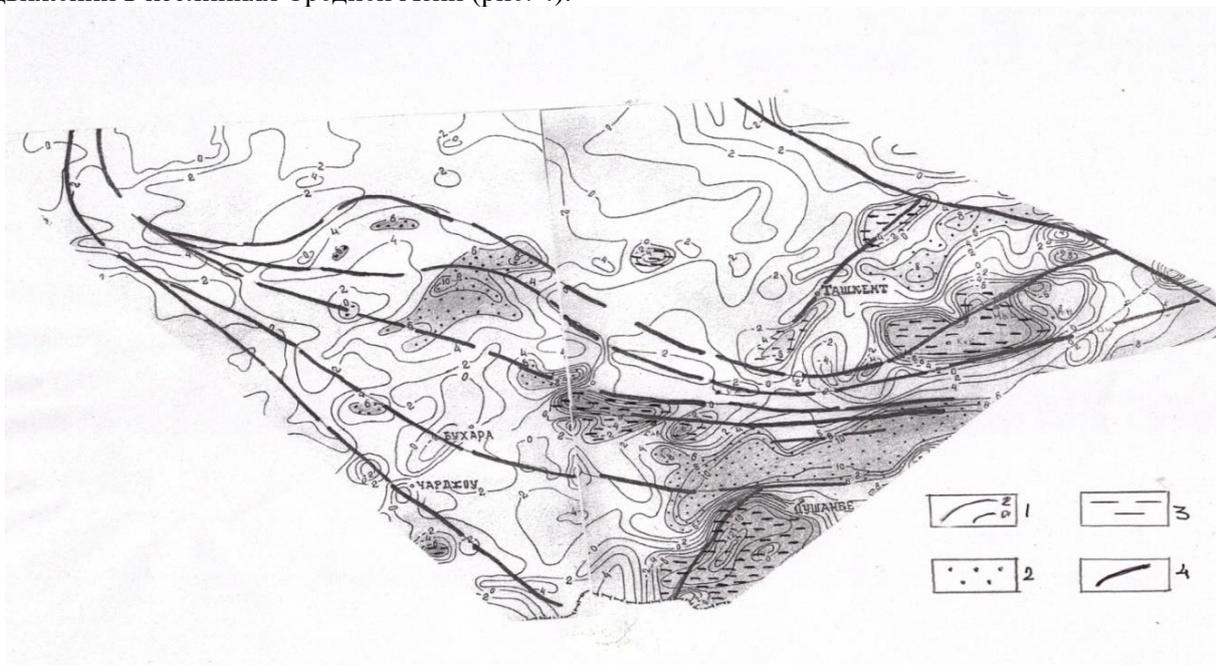


Рис. 4. Фрагмент схематической карты современных движений Земной коры Средней Азии [14], с добавлениями (активные разломы). Масштаб 1: 2 500 000. 1 – изолинии скоростей вертикальных движений, мм / год; 2, 3 – участки поднятий и опусканий; 4 – разрывные нарушения, новейшая и современная активность которых доказана данными сейсмичности.

Данная карта была дополнена нами сетью активных разломов, новейшая и современная активность которых подтверждается результатами неотектонического, геоморфологического и сейсмотектонического анализов. Краевые разломы четко выражаются на материалах аэрокосмической съемки. Большинство из них имеют геоморфологическую выраженность, выполняя структуро-контролирующую роль. Совместный анализ с материалами сейсмичности, неотектоники показал, что участки подверженные наиболее высоким или низким показателям современных движений, скорее всего, очерчивают блоки земной коры, для которых характерны высокие тектонические напряжения. Разломы, разделяющие эти блоки, отличаются высоким напряженным состоянием и являются потенциально сейсмоопасными. Сравнительное рассмотрение схемы неотектоники и современных движений показывает высокую степень унаследованности современных движений новейшим и детальный анализ неотектонических движений при сейсмотектонических исследованиях вполне оправдан. Ценную информацию представляют материалы по современному трещинообразованию. Как известно, в природе наблюдаются процессы современного трещинообразования в пределах всех сейсмических (Средиземноморский и Тихоокеанский сейсмические пояса) и асейсмических (Урал, Западная Сибирь) областей. В пределах Западного Тянь-Шаня участки современного трещинообразования наблюдаются на плоских участках внутригорных (Ферганская впадина) и предгорных впадин (Приташкентская впадина). В горных областях экзодинамические явления обычны, в т. ч. и трещинообразование различного генезиса. Процессы современного трещинообразования в пределах Западного Тянь-Шаня выявлены в двух неотектонических блоках – Ферганском и Ташкентско-Голодностепском.

В первом, трещины обнаружены в населенном пункте (н.п.) Южный Аламышик, на отдельных участках н.п. Аим и г. Андижан [10] они развиваются в двух направлениях – субмеридиональном ($350-150^\circ$) и субширотном ($80-90^\circ$). Ширина трещин – от волосяных до 2-5 см, длина 3-5 м. Прослежена на стенах жилых зданий и на асфальтированной дороге на расстоянии более 1 км. Геолого-геоморфологические и инструментальные наблюдения показали:

- гамма-активность в зонах разломов и трещинообразования резко отличается от фоновых;
- деформометрические измерения на стенах зданий показали наличие как сжимающихся, так и растягивающихся трещин.
- участки трещинообразования располагаются в зоне пересечения Южно-Ферганской флексуно-разрывной зоны (ФРЗ) северо-восточного простирания и Сайрам-Восточно-Ферганского (Сайрам-Андижан-Ошского) разлома северо-западного простирания;
- результаты повторного нивелирования за период 1971-1974 гг. по линии Ташкумыр – Учкурган – Андижан – Карасу – Ош – Учбай показали резкую смену знака и скорости вертикальных движений (46 ± 9 мм) на отрезке Андижан – Карасу.

Таким образом, можно предположить, что ось сжимающих напряжений была ориентирована в субмеридиональном направлении, а ось растягивающих – в субширотном. Во втором районе выявлено интенсивное трещинообразование на территории фермерских хозяйств «Паркент» и «Узбекистан» Паркентского района Ташкентской области. Трещины ориентированы по трем направлениям: северо-восточному ($40-60^\circ$), северо-западному ($300-320^\circ$) и меридиональному. В рельефе отмечены канавы, рвы и щели. В юго-западной части н.п. Сукок длина трещины 1,5 км, ширина 8 м. В 1 км к северо-западу от центра фермерского хозяйства «Узбекистан» выявлена трещина длиной до 1,5 км, шириной 6-8 м и видимой глубиной до 7,8 м. Выявлены также трещины длиной до 15-20 м при ширине до 7-8 см. Исследования показали [10], что гамма-активность в зонах трещинообразования повышена относительно фоновых; закартированные участки современного трещинообразования составляют единую зону, располагающуюся между Сюрентинским и Сукокским разломами, разграничивающими Паркент-Нурекатинский грабен северо-восточного простирания. В данном случае оси сжимающих усилий, вероятно, также имеют субмеридиональное направление.

Возможность высокоточных измерений современных движений земной коры появилась в результате создания глобальной системы «позиционирования» GPS и развития на её основе методов космической геодезии. По данным GPS, определены векторы и скорости перемещения пунктов наблюдений относительно стабильной части Евразии. В результате исследования геодинамики Памиро-Пенджабского синтаксиса и анализа данных космической геодезии [15] отмечено, что перемещения к северу пунктов, расположенных на Памире, в Северо-Западном Куньлуне и в Тариме, происходят с близкими скоростями 15-20 мм/год. Это свидетельствует о том, что в настоящее

время Памир и Тибет перемещаются в сторону Тянь-Шаня совместно. На фронте этого сближения Тарим пододвигается под Тянь-Шань. В пределах Западного Тянь-Шаня можно выделить несколько районов, отличающихся ориентацией векторов перемещения. В первую очередь – группа пунктов, расположенных в пределах Таласско-Ферганского района. Таласская группа направлена на Ю-ЮЗ и все они расположены к северо-востоку от Таласо-Ферганского сдвига. К юго-западу от сдвига в пределах Ферганского хребта все векторы согласно ориентированы на северо-запад. В целом обе группы векторов подчеркивают современную геодинамическую обстановку в зоне Таласо-Ферганского правостороннего сдвига. Группа пунктов наблюдения, расположенных в пределах Чаткало-Кураминского региона, ориентирована в южном направлении и подтверждает ранее высказанные предположения [16, 17], что к западу от Таласо-Ферганского сдвига, на фоне меридионального сжатия, происходит выталкивание блоков к западу с левосторонним (противочасовым) вращением блоков. Группа пунктов наблюдений, расположенных в пределах южной части Ферганской впадины и Алайской долины, ориентированы субмеридионально и согласно широко распространенным геодинамическим построениям. Характерно, что по величине перемещений пункты наблюдений, расположенные в равнинных частях (Ферганская впадина), уступают пунктам, расположенным в горных областях. В целом материалы космической геодезии подтверждают субмеридиональную ориентацию сжимающих напряжений, действующих в пределах Западного Тянь-Шаня и связанных, вероятно, с давлением Памирского выступа на Тянь-Шань. Отметим, что использование материалов GPS требует большой осторожности и лишь тогда, когда эти данные не противоречат основным, проверенным временем, геолого-геофизическим данным, можно их использовать в сеймотектоническом анализе.

В комплекс сеймотектонического анализа входит также изучение результатов макросейсмического описания экзодинамических явлений (сейсмодислокации), обнаруженных после сильных землетрясений ($M \geq 5$; $I_0 \geq 7$ баллов). Известно, что при сильных землетрясениях возникают заметные изменения в рельефе плейстоценовой области, по которым можно судить о механизме подвижек в очаге землетрясения. Эти изменения фиксируются в виде сеймотектонических и сейсмогравитационных дислокаций, формирующихся обычно вдоль активных разломов. При этом чем сильнее интенсивность толчка, тем разнообразнее типы сеймотектонических дислокаций. Они особенно ярко возникают в горных и предгорных районах. Сеймотектонические дислокации по времени проявления разделяются на современные и исторические, а также доисторические (палеосейсмодислокации). Рассмотрим некоторые характерные изменения в рельефе плейстоценовых областей отдельных известных сильных землетрясений.

Андижанское землетрясение 3 декабря 1902 г. (9 баллов) в Андижане, особенно в адырной зоне, привело к геоморфологическому изменению поверхности земли. Появилось множество сейсмодислокаций в виде трещин, оползней и обвалов. Общее направление сейсмодислокаций контролировалась Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоной. Отдельные трещины протянулись на несколько сотен метров, ширина их местами превышала 30-35 см. Величина смещения в виде сброса достигла 70 см. Наиболее крупные оползни произошли вдоль адыров. В некоторых местах наблюдались фонтаны из песка и гальки [9].

Чаткальское землетрясение произошло 3 ноября 1946 г., интенсивность составляла 9-10 баллов, средняя глубина гипоцентра оценивается в 25 км. В результате землетрясения произошли многочисленные дислокации, выраженные смещением крыльев разрывных нарушений, образованием трещин, срывом склоновых и коренных образований, а также обвалами [9, 18-23]. Сейсмогенные подвижки образовались по разрывным нарушениям **северо-восточного и северо-западного** простираний.

Маркайское землетрясение 3 августа 1962 г. (8 баллов) проявилось локально ($S = 100$ км²). Остаточные деформации наиболее развиты по долине р. Чангетсу. Здесь произошли крупные обвалы, падение отдельных глыб отмечено на протяжении 2-2,5 км [9]. Наиболее крупная сейсмодислокация установлена на левом берегу р. Чангетсу. Во время землетрясения здесь образовался циркуобразный сброс небольшой амплитуды со смещением крыльев в 1,5-2 м. На его продолжении на поверхности Земли установлена полоса трещин длиной до 2,5 км, имеется несколько родников. По-видимому, разрыв, возникший во время землетрясения, затронул водоносный горизонт и по образовавшейся полосе трещин начала мигрировать пластовая вода. Простирание разрыва юго-западное.

Бричмуллинское землетрясение 24 октября 1959 г. Плейстосейстовая зона землетрясения вытянута в **северо-восточном** направлении, длина ее около 25 км, ширина не более 15 км. В данном случае также действовали напряжения сжатия меридиональной ориентации.

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Плейстосейстовая область имела овальную форму площадью в 10 км², 7-, 6- и 5-балльные зоны сотрясений представляли эллипсоидальную форму, вытянутую с северо-востока на юго-запад.

Пскентское землетрясение 19 января 1970 г. 6-балльная изосейста вытянута с юго-запада на северо-восток на 80 км.

Таваксайское землетрясение 6 декабря 1977 г. В плейстосейстовой зоне зафиксированы сквозные трещины, осыпание штукатурки в домах, повреждение и падение дымовых труб. 6-балльная изосейста вытянута в северо-восточном направлении.

Назарбекское землетрясение 11 декабря 1980 г. По данным макросейсмических исследований [24], интенсивность в эпицентре достигла 7-8 баллов. Изосейсты в плане образуют овал северо-восточного простирания.

Папское землетрясения 17 февраля 1984 г. Эпицентр находился в районе пос. Уйгурсай и приурочен к Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоне. В эпицентре сила сотрясений почвы достигла 8 баллов. В структурном отношении район возникновения Папского землетрясения относится к Северной зоне складок Ферганской впадины. Она располагается между Северо-Ферганским разломом и одноименной флексурно-разрывной зоной и простирается с северо-востока на юго-запад, охватывая предгорную полосу Кураминского хребта. Резкие изменения мощностей неоген-четвертичных отложений в пределах Северо-Ферганской флексурно-разрывной зоны свидетельствуют об обновлении разломов фундамента в верхнеплиоцен-четвертичное время. Большинство антиклиналей на поверхности смещены относительно корней на 200-500 м и более. Смещение осей складок особенно четко прослеживается между отложениями верхнеплиоцен-среднеолигоценного и верхнеолигоцен-среднеплиоценового возраста [25]. Такое явление можно объяснить непрерывным надвижением по Северо-Ферганскому разлому жестких палеозойских массивов Чаткало-Кураминских гор в сторону Ферганской впадины [26]. В ядре складки обнажаются неогеновые отложения, под чехлом которых на глубине выделяются две самостоятельные куполовидные структуры. На северо-востоке неглубокой ундуляцией от нее отделяется Кассансайская антиклиналь, а на севере граничит с Алмасским прогибом. Южное крыло ее осложнено локальным разломом. Имея асимметричную форму, Чуст-Папская антиклиналь простирается в широтном направлении. Длина складки более 30 км, а ширина 7-8 км. Анализ тектонических условий района показал, что складки и разломы, кулисообразно подставляющие друг друга, простираются в субширотном направлении. Оси большинства складок смещены на юг и юго-запад за счет влияния полей тангенциальных тектонических напряжений, возникающих в результате роста Чаткало-Кураминского поднятия и периодически направленных в сторону Ферганской впадины. Эти напряжения в условиях горизонтального субмеридионального сжатия могут привести к интенсивной деформации в толще земной коры с обновлением существующих и заложением новых разломов, способных вызывать сильные сейсмические толчки. В данном случае, в результате тангенциального сжатия, видимо, произошла подвижка в виде взброса по разлому, расположенному в южной части Чуст-Папской антиклинали, со снятием полей тектонических напряжений в очаге Папского землетрясения.

Таким образом, анализ пространственных и морфологических элементов сейсмодислокаций, изосейст эпицентральной зоны сильных землетрясений показал, что они полностью согласуются с пространственно-кинематическими характеристиками активных разломов и

очаги сильных землетрясений возникали при тектонических условиях, соответствующих субмеридиональному сжатию.

ВЫВОДЫ

1. Выделены Чаткало-Кураминский (А), Ташкентско-Голодностепский (Б), Ферганский (В), Таласо-Ферганский (Г) и Южно-Тянь-Шаньский (Д) неотектонические блокаи существенно отличающиеся рисунком изолиний, амплитудами неотектонических движений, ориентацией и морфологией разрывных нарушений.

2. Активность проявляют в основном три направления регматической сети разрывных нарушений: северо-восточная (поперечно Тянь-Шаньская), северо-западная (Каратауская) и субширотная (Тянь-Шаньская). Указанные направления, преимущественно, контролируют новейший структурный план региона и соответствуют основным параметрам современной геодинамики. В зоне динамического влияния этих разломов возникли все известные сильные и разрушительные землетрясения. Северо-восточные функционируют, в основном, в пределах Чаткало-Кураминского и Ташкентско-Голодностепского районов, северо-западные – в Таласо-Ферганском, а субширотные – в Южно-Тянь-Шаньском районах.

3. Активные разломы относительно пространственного положения подразделяются на краевые (1-го, 2-го и 3-го рангов) и внутренние. Краевые разломы, являясь структуро-контролирующими, разграничивая разнонаправленно развивающиеся тектонические зоны (антиклинальные и синклинальные), обладают повышенным сейсмотектоническим потенциалом. Сравнительно меньшей сейсмичностью и частотой проявления сильных землетрясений характеризуются внутренние разломы, определяющие дифференцированный характер движений внутри тектонических зон. Особое положение занимают флексурно-разрывные зоны (ФРЗ). Располагаясь в теле крупных впадин и прогибов, представляют сложное сочетание изгибовых и разрывных дислокаций. В их зонах также возникали разрушительные землетрясения.

4. Основная масса сильных землетрясения концентрируется в наиболее напряженных участках земной коры Западного Тянь-Шаня, а именно – в краевых разломах и флексурно-разрывных зонах.

5. Анализ карты эпицентров слабых землетрясений за разные годы показал, что наряду с приуроченностью эпицентров к зонам активных разломов, наблюдается значимое увеличение их в отдельных блоках, расположенных между активными разломами. Возможно, это связано с тем, что приповерхностная часть земной коры блоков более хрупкая и раздробленная, в силу особенностей физико-механических свойств, не может аккумулировать достаточный объем энергии, необходимый для возникновения сильных землетрясений.

6. Совместный анализ с материалами сейсмичности, неотектоники показал, что участки, подверженные наиболее высоким или низким показателям современных движений, скорее всего, очерчивают блоки земной коры, для которых характерны высокие тектонические напряжения.

7. Пространственные и морфологические элементы трещин также свидетельствуют, что оси сжимающих усилий имеют субмеридиональную ориентацию.

8. Использование материалов GPS требует большой осторожности, и лишь тогда, когда эти данные не противоречат основным, проверенным временем, геолого-геофизическим данным, можно их использовать в сейсмотектоническом анализе.

9. Анализ пространственных и морфологических элементов сейсмодислокаций, изосейст эпицентральной зоны сильных землетрясений показал, что они полностью согласуются с пространственно-кинематическими характеристиками активных разломов, и очаги сильных землетрясений возникали при тектонических условиях, соответствующих субмеридиональному сжатию.

В заключении авторы выражают благодарность лаборанту лаб. сейсмогеодинамики Н.Равшанову за техническую помощь при обработке фактического материала и подготовке графики.

Литература

1. Карта новейших тектонических движений Юга СССР. Масштаб 1:1 000 000 / Под ред. Л.П.Полкановой. -1971.
2. Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. Масштаб 1:1 000 000 / Под ред. Н.И.Николаева. - 1977.
3. Карта новейшей тектоники юга Азии и сопредельных областей. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Н.И.Николаева. - 1978.
4. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:1500 000 / Под ред. А.Ф.Грачева. - 1997.
5. Атлас геологических карт Республики Узбекистан. Карта неотектоники. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Ш.Д.Давлятова. - 2016.
6. Ситдилов Б.Б. Новейшая тектоника Центральных Кызылкумов. - Т.: Фан, 1976. - С. 37-72.
7. Якубов Д.Х. и др. Региональные разломы Среднего и Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1976. - 146 с.
8. Буртман В.С. Геодинамика Памир-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. - 2013. - № 1. - С. 36-58.
9. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1978. - 144 с.
10. Ярмухамедов А.Р. и др. Современная геодинамика Восточного Узбекистана. - Т.: Фан. - 1979. - С. 83-91.
11. Зуннунов Ф.Х., Зильберштейн М.Е. Глубинное строение Ферганской впадины. - Т.: Фан, - 1973.
12. Таль-Вирский Б.Б. Геофизические поля, глубинное строение земной коры и мантии, сейсмичность и современные движения // Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. - Т.: Университет, 1998. - С. 369-427.
13. Бабаев А.М. Важнейшие сейсмогенные разломы Таджикистана // Сейсмоструктура некоторых районов Юга СССР. - М.: Наука, 1976. - С. 91-105.
14. Схематичная карта современных вертикальных движений Средней Азии. Масштаб 1:2500 000 / Под ред. А.Р.Ярмухамедова. - Т.: ИС АН РУз, 1997.
15. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое // Труды ГИН РАН, Вып. 603. - М.: ГЕОС, 2012. - 186 с.
16. Абдуллаев Г.С. и др. Геодинамическое районирование мезозойско-палеогенового осадочно-чехла Туранской платформы и внутренних впадин Тянь-Шаня // Мат-лы Республ. науч.-практ. конф. «Геодинамика фанерозоя Тянь-Шаня: принципы районирования, эволюция и минералогия. - Т.: НУУз, 2009. - С. 23-27.
17. Абдуллаев Г.С. и др. Геодинамическое районирование мезозойско-кайнозойского осадочно-чехла Туранской платформы и внутренних впадин Тянь-Шаня // Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. «Теоретические и практические аспекты нефтегазовой геологии Центральной Азии и пути решения современных проблем отрасли». - Т.: ИГИРНИГМ, 2010. - С. 7-10.
18. Бутовская Е.М. Землетрясение 3 ноября 1946 г. // Тр. научной сессии АН УзССР. - Т.: Фан, 1947. - С. 17-21.
19. Горшков Г.П. Землетрясения на территории Советского Союза. - М.: Изд-во географ. литературы, 1949.
20. Суворов А.И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам // Тр. Ин-та геологии АН СССР. - М., 1954. - Вып. 158.
21. Петрушевский Б.А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. - М.: Гостоптехиздат, 1955.
22. Джанузаков К. Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. - Фрунзе: Илим, 1964.
23. Леонов Н.Н. Роль геологического строения при образовании остаточных деформаций грунтов во время землетрясений // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. - № 36 (203). - М., 1965.
24. Назарбекское землетрясение 1980 г. - Т.: Фан, 1982.
25. Папское землетрясения 1984 г. - Т.: Фан, 1986.
26. Раджабов Ш. С. и др. Новые представления о геологическом развитии северного борта Ферганской впадины в мезо-кайнозойское время // Вестник НУУз. - 2012. - № 2/1. - С. 86-88.

MUHANDISLIK SEISMOLOGIYASI

УДК:550.34.097

Исмаилов В.А., Ибрагимов А.Х., Хамидов Л.А., Едгоров Ш.И.,
Авазов Ш.Б., Юлдашев Э.Ш., Мажидов Ж.Р., Исламов Х.А.
Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

ЭКСПРЕСС-МЕТОД ДИАГНОСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ВЫСОТНЫХ ЗДАНИЙ И ОСОБО ОТВЕТСТВЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ

Ismailov V.A., Ibragimov A.X., Xamidov L.A., Yodgorov Sh.I., Avazov Sh.B., Yuldashev E.Sh., Majidov J.R., Islamov X.A.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A.Mavlyanov nomidagi Seismologiya instituti

Baland binolarni va mas'ulyati yuqori bo'lgan inshootlarni seismik mustahkamligini diagnostika qilishning ekspress uslubi

Аннотация. Мақоллада баланд binolarni va mas'ulyati yuqori bo'lgan inshootlarni (gidrotexnik to'g'onlar, dambalar, bjsimli minoralar, tarixiy obidalar va boshqalar) seismik mustahkamligini aniqlash va baholash uslubi muhokama qilingan. Uslubning asosini bino va inshootlarning davriy tebranish chastotalarining o'zgarishini taxlil qilish tashkil etadi. Bunda yapon tadqiqotchisi Y. Nakamuraning gorizontal va vertical tebranish spektrlar nisbatining aniqlash uslubi qullanilgan. Maqolada, ushbu uslub Toshkent shahrida qurilgan baland binoda (Toshkentdagi 22 qavatli binoda) va gidrotexnik inshootda (Karkidon to'g'onida) qullanilganligi va olingan natijalar bayon qilingan.

Калит so'zlar: diagnostika, seismic mustahkamlik, baland bino, tog'on, mikroiseimik tebranish, spektrlar nisbati, rezonans chastotasi, velosimetr.

Исмаилов В.А., Ибрагимов А.Х., Хамидов Л.А., Едгоров Ш.И., Авазов Ш.Б., Юлдашев Э.Ш., Мажидов Ж.Р., Исламов Х.А.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

Экспресс-метод диагностики сейсмической устойчивости высотных зданий и особо ответственных сооружений

Аннотация. В статье обсуждена методика исследований и оценки сейсмической устойчивости высотных зданий и особо ответственных сооружений (гидротехнические плотины, дамбы, напорные башни, исторические памятники культуры и др.). В основе методики – анализ частотных характеристик и периодов сейсмических колебаний зданий и сооружений. Использован метод японского исследователя Ю.Накамура, который заключается в изучении и анализе отношений спектров горизонтальных колебаний к вертикальным в определенной точке сейсмических колебаний. Изучены и оценены сейсмическая устойчивость высотного здания, построенного на территории г.Ташкента, и гидротехнической плотины (Каркидонское вдхр.) и приведены результаты исследования.

Ключевые слова: диагностика, сейсмическая устойчивость, высотные здания, плотины, микросейсмические колебания, отношение спектров, резонансная частота, велосиметр.

Ismailov V.A., Ibragimov A.X., Khamidov L.A., Yodgorov Sh.I., Yuldashev E.Sh., Avazov Sh.B., Mazhidov Zh.R., Islamov Kh.A.

Institute of Seismology named after G.A. Mavlyanova of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan

Express method for diagnosing the seismic stability of high-rising buildings and specialy responsible structures

Annotation. The article discusses the methodology for studying and assessing the seismic stability of high-rise buildings and especially critical structures (hydraulic dams, dams, pressure towers, historical cultural monuments, etc.). The methodology is based on the analysis of frequency characteristics and periods of seismic vibrations of buildings and structures. At the same time, the method of the Japanese researcher Y. Nakamura was used, which consists in studying and analyzing the ratio of the spectra of horizontal vibrations to vertical ones at a certain point of seismic vibrations. Using the proposed technique, the seismic stability of a high-rise building built on the territory of the city of Tashkent and a hydrotechnical dam (Karkidonskoye vdkh.) Has been studied and evaluated, and the results of the study are presented.

Key words: diagnostics, seismic stability, high-rise buildings, dams, microseismic vibrations, spectral ratio, resonance frequency, velocimeter.

ВВЕДЕНИЕ. Проектирование, строительство и эксплуатация высотных зданий и особо ответственных инженерных сооружений (грунтовые плотины и дамбы) в сейсмических регионах требуют постоянного усовершенствования методов диагностики и оценки их прочности, устойчивости и работоспособности как при статических, так и сейсмических нагрузках. В результате процессов старения железобетона в каркасе высотных зданий и грунтовых материалах в теле и основаниях плотин из-за периодических динамических нагрузок происходит деградация строительных конструкций сооружений.

В настоящее время понятие «микросейсмические наблюдения» объединяет набор технологий, основанных на анализе волн разного генезиса и типов (эмиссия, техногенные сигналы, поверхностные волны и пр.). Существенно, что зарегистрированное волновое поле может параллельно обрабатываться различными способами, опирающимися на разные составляющие микросейсм, для получения принципиально разной информации о среде. Рассмотрим две составляющие среднечастотных (0,1-10 Гц) микросейсм: поверхностные волны Рэлея и техногенные монохроматические колебания (пики в спектре микросейсм), возбуждаемые в геологической среде при работе электрических машин.

Предлагаемая методика анализа состояния грунтовой плотины позволяет учесть конструктивные особенности сооружения, кусочно-неоднородные физико-механические характеристики грунтов как сооружения, так и его основания. Потеря прочности или разрушение такого рода сооружений при сейсмических нагрузках может привести к потере материальных ресурсов, экологическим катастрофам, а также человеческим жертвам.

Экспресс-метод диагностики сейсмической устойчивости высотных зданий, водных и геотехнических сооружений разработан в рамках реализации Приложения № 1, пункт 14 Постановления Президента РУз ПП № 4794 «О мерах по коренному совершенствованию системы обеспечения сейсмической безопасности населения и территории Республики Узбекистан» от 30 июля 2020 г.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА. В основу настоящей работы положена методика Ю. Накамуры (Y. Nakamura), сейсмометрические исследования по которой ранее успешно выполнялись и выполняются, в т. ч. для оценки уязвимости архитектурных памятников (Коллизей, Пизанская башня) и множества административных зданий и виадуков скоростных автомагистралей в Японии (Nakamura et al., 2000). В отличие от других методик (метод спектральных отношений двух станций (two site spectral ratio method – TSSRM) или метод спектральных отношений на одной станции (single site spectral ratio – SSSRM), более известный как метод отношений спектров горизонтальной компоненты записи к вертикальной (the Horizontal to Vertical Spectrum Ratio – HVSRM) при регистрации в условиях либо отсутствия, либо при резком ослаблении техногенных микроколебаний, которые требуют сложной и часто дорогостоящей организации наблюдений (Neukirch, 2021)), в методе Накамура наблюдения выполняются одиночной трехкомпонентной сейсмологической станцией для регистрации микросейсм природного и антропогенного (socially noisy) происхождения (Nakamura, 1989). При этом не требуется эталонных измерений в опорных точках, а сама регистрирующая аппаратура перемещается по точкам наблюдений без синхронизации записей по времени. Это позволяет использовать при обработке несинхронные в пространстве и во времени измерения [1].

Представляется, что метод Накамуры может рассматриваться как один из вариантов метода спектральных отношений (HVSRM). В его основе – представления о том, что влияние тонкой структуры изучаемого объекта в большей части относится к поперечным волнам, которые усиливаются этой структурой и практически не изменяют продольные волны [2]. Тогда отношение спектральных характеристик двух горизонтальных компонент к спектру вертикальной компоненты будет характеризовать так называемую передаточную функцию, которая строго зависит от тонкой структуры изучаемого объекта. Это представление, таким образом, обеспечивает возможность решать задачу изучения тонкой структуры объекта по отношению спектров падающих (входной сигнал) колебаний, которые представлены спектром вертикальной компоненты, и вторично-возникающих (выходной сигнал), которые определяются осредненным спектром горизонтальных компонент регистрируемых колебаний в полном соответствии с теорией решения задач «черного ящика». Отношение спектров H/V позволяет получить спектральную характеристику передаточной функции или спектральную характеристику «черного ящика».

Хорошо известно, что при проектировании сооружений конструкторы рассчитывают резонансные частоты или формы колебаний. Анализируя зарегистрированные по методике Накамуры волновые поля, эти характеристики можно определить экспериментально и сопоставить с расчетными. Более того, можно, изучая смещения на фронтах волн, определять крутильные колебания, а также деформации и напряжения, которые возникают в теле плотины. Обобщая полученные параметры и их изменения со временем, можно делать заключения о физическом состоянии изучаемого объекта.

МЕТОДИЧЕСКАЯ ОСНОВА. Методика мониторинга состояния высотных зданий и особо ответственных сооружений, к примеру, грунтовых, каменно-набросных и бетонно-контрфорсных плотин, основана на сопоставлении наблюдаемых значений собственных частот в разные периоды эксплуатации сооружений.

Большинство погрешностей можно исключить за счет изучения собственных колебаний плотин по очень плотным системам наблюдений. Метод когерентного восстановления полей стоячих волн позволяет выполнить такие исследования с высокой точностью. За счет возможности реализации наблюдений небольшим количеством регистрирующей аппаратуры методика достаточно технологична.

Метод Накамуры основан на получении отношений спектров горизонтальных компонент микросейсмических колебаний к спектру их вертикальной компоненты (H/V отношений), которые представляют передаточную функцию разреза грунтов на всю толщу относительно несвязного геологического материала инженерного фундамента, представляющую аналог амплитудно-частотной характеристики [3]. Наблюдения выполняются одной трехкомпонентной станцией без потери качества результирующих материалов. Это позволяет за короткое время и с необходимой детальностью решать поставленные задачи при проведении инженерно-геофизических исследований.

Измерения сводятся к измерениям микросейсм с 40-минутным интервалом с шагом от 25 до 100 м по гребню и бермам плотины. При первом цикле составляется паспорт собственных частот тела плотины с точной привязкой пунктов регистрации. В случае изменения собственных частот на некоторых пунктах регистрации можно судить о степени нагруженности тела плотины водной массой или изменениях состояния тела плотины.

Обработка полученного экспериментального материала осуществляется стандартными методами, которые включают: 1) расчеты спектров и анализ природных микросейсм; 2) построение спектров H/V отношений; 3) моделирование 1-D вертикального разреза грунтов в формате скоростей поперечных волн и получение геотехнических параметров слоистой толщи грунтов.

Основные параметры измерений: продолжительность регистрации микросейсм – 40 минут; частота дискретизации сигнала – 100 Гц. Такая система измерений позволяет производить обработку данных с учетом требований SESAME European Research Project, 2004.

Обработка данных. Производится с применением программы Geopsy (www.geopsy.org), состоящей из четырех основных модулей: модуля просмотра, модуля выборки окон, модуля обработки и модуля визуализации результатов.

Модули	Параметры
Модуль выборки окон	Автоматический
Длина окна	30 секунд
Количество выбранных окон	>70
Тип сглаживания	Konno-Ohmachi
Постоянное сглаживание	40,0
Горизонтальные компоненты	Среднеквадратичные
Частота выборки	0,3-20 Гц
Шаг частоты выборки	Количество выборок -2000

Результат обработки 40-минутной записи микросейсм отражен на рис. 1.

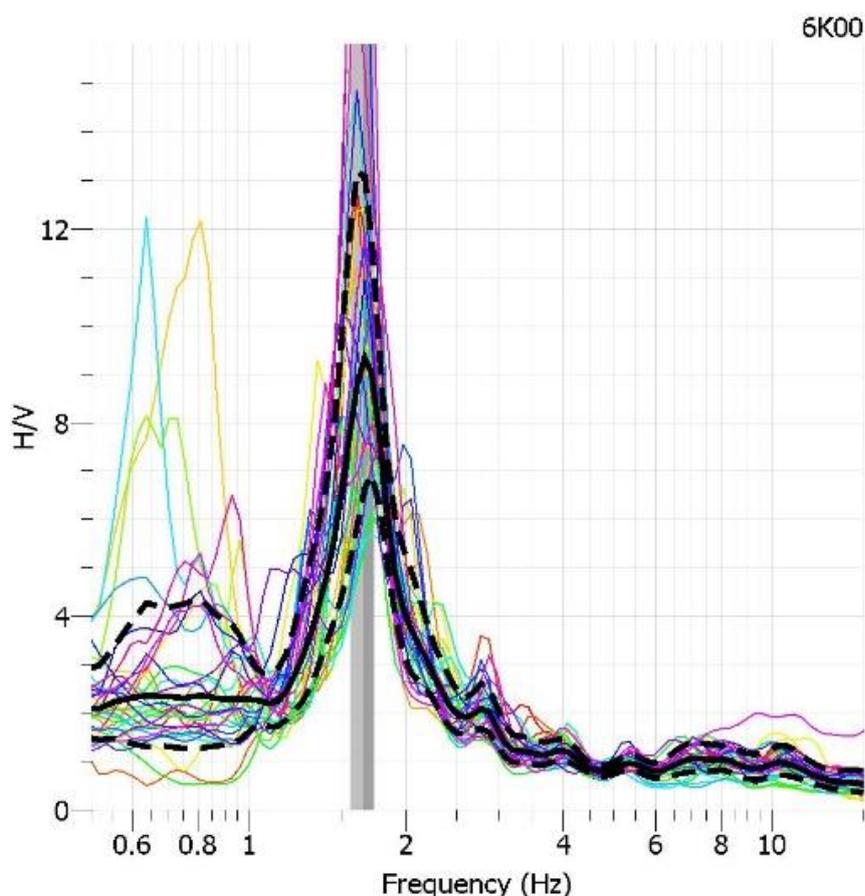


Рис. 1. Спектр HVSr.

Какую информацию мы можем получить из вышеприведенного графика? 1) коэффициент передачи (усиления) сейсмических колебаний в точке наблюдения и на поверхности земли; 2) резонансная частота исследуемой точки; 3) зная вышеприведенные параметры, рассчитывается коэффициент сейсмической неустойчивости из уравнения:

$$K_g = A^2/f_0,$$

где A – коэффициент усиления, f_0 – резонансная частота.

В случае проведения регулярных измерений (минимум 4 раза в год) имеется возможность оценки изменения частотных характеристик высотного здания или тела плотины в зависимости от уровня воды в водохранилище.

Резкое изменение резонансной частоты или величины сейсмической неустойчивости дает информацию об ослаблении структурных связей в исследуемой точке.

АППАРАТУРА ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ КОЛЕБАНИЙ. Для регистрации микросейсм применяются трехкомпонентные цифровые сейсмометры (велосиметры) со встроенным регистратором SMG -6TDE производства компании Guralp, Великобритания.

Характеристики велосиметра:

- Частотный диапазон по скорости от 30 с (1 с) до 100 Гц (200 Гц).
- Чувствительность $2 \times 1\,000$ В/м/с, $2 \times 1\,200$ В/м/с, $2 \times 2\,000$ В/м/с.
- Наименьшая частота паразитного резонанса 440 Гц (вертикальная компонента).
- Линейность 95 дБ.
- Подавление сигнала соседних компонент (кросс осевая чувствительность) -60 дБ.
- Уровень шума электроники -147 дБ (относит. $1 \text{ м}^2\text{с}^{-4}\text{Гц}^{-1}$).
- Интерфейсы вывода данных RS232, Firewire, Ethernet or Wi-Fi.

- Доступные частоты выходных сигналов 1000 ... - 1 отсчет в секунду (выбираемая пользователем).
- Разрешение цифрового преобразователя на частоте опроса 1 отсчет в секунду 21 бит.
- Емкость памяти Встроенная флэш-карта 512 Мб, Опция флэш-карта до 32 Гб.
- Диапазон рабочих температур от -20 до $+65^{\circ}\text{C}$.
- Диапазон центровки массы $\pm 3^{\circ}$ от горизонта.
- Материалы: алюминиевый корпус, покрытие – жесткое анодирование; золоченые контакты; кольцевые изолирующие уплотнители.
- Диаметр корпуса 154 мм.
- Высота корпуса (без ручки) 153 мм.
- Вес 2,7 кг (вся система < 4,1 кг).
- Источник питания 11-28 В постоянного тока.
- Ток потребления при напряжении питания 12 В постоянного тока 75 мА.
- Калибровка Встроенный калибратор: волна синуса, импульс и широкополосный шум.

ПРИМЕРЫ РЕАЛИЗАЦИИ ЭКСПРЕСС-МЕТОДА

Объект № 1. Примеры экспериментальных измерений на теле плотины Каркидонского водохранилища приведены на рис. 2 и 3.



Рис. 2. Расположение пунктов регистрации на теле Каркидонского водохранилища.

В табл. 1 приведены расчетные параметры, полученные из измерений микросейсм.

Таблица 1

Расчетные параметры инструментально-сейсмометрических наблюдений в объекте № 1

№	F ₀	HVSR	K _g
1	5,783	2,911	1,47
2	3,292	5,592	9,50
3	5,513	1,800	0,59
4	2,080	2,564	3,16
5	3,578	2,42	1,64

Примечание. F₀ – резонансная частота грунтов, HVSR – коэффициент передачи, K_g – коэффициент сейсмической неустойчивости.

Частотное распределение сигналов микросейсм в точках регистрации 5 и 3 отражено на рис. 3.

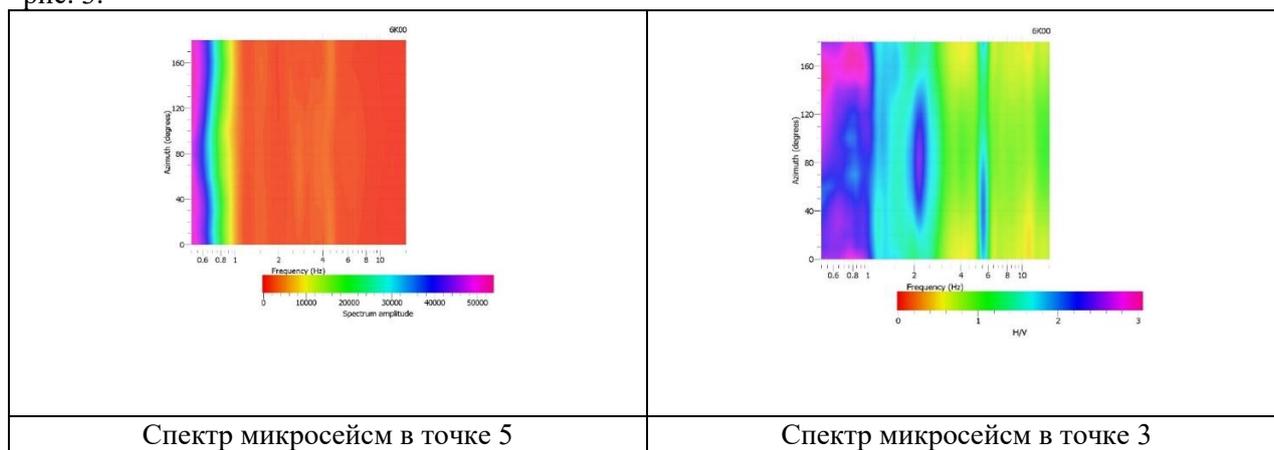


Рис. 3. Спектры микросейсм в точках 3 и 5.

Отчетливо видны различия в спектральной и амплитудной составляющих микросейсмических колебаний. Собственные колебания тела плотины в различных точках состоят из ансамбля частот (моды колебаний), зависящих от физического состояния конструкции. На первом этапе измерений составляется «паспорт частот» в опорных точках тела плотины. Затем исследуется их зависимость от уровня воды в водохранилище. Далее по результатам замеров следующих циклов измерений можно судить о целостности материала плотины.

Объект № 2. На рис. 4 показаны пункты проведения измерений на гребне хвостохранилища в 8-ми пунктах регистрации.



Рис. 4. Схема расположения пунктов регистрации.

Спектры HVSR для пунктов регистрации 1-8 приведены на рис. 5.

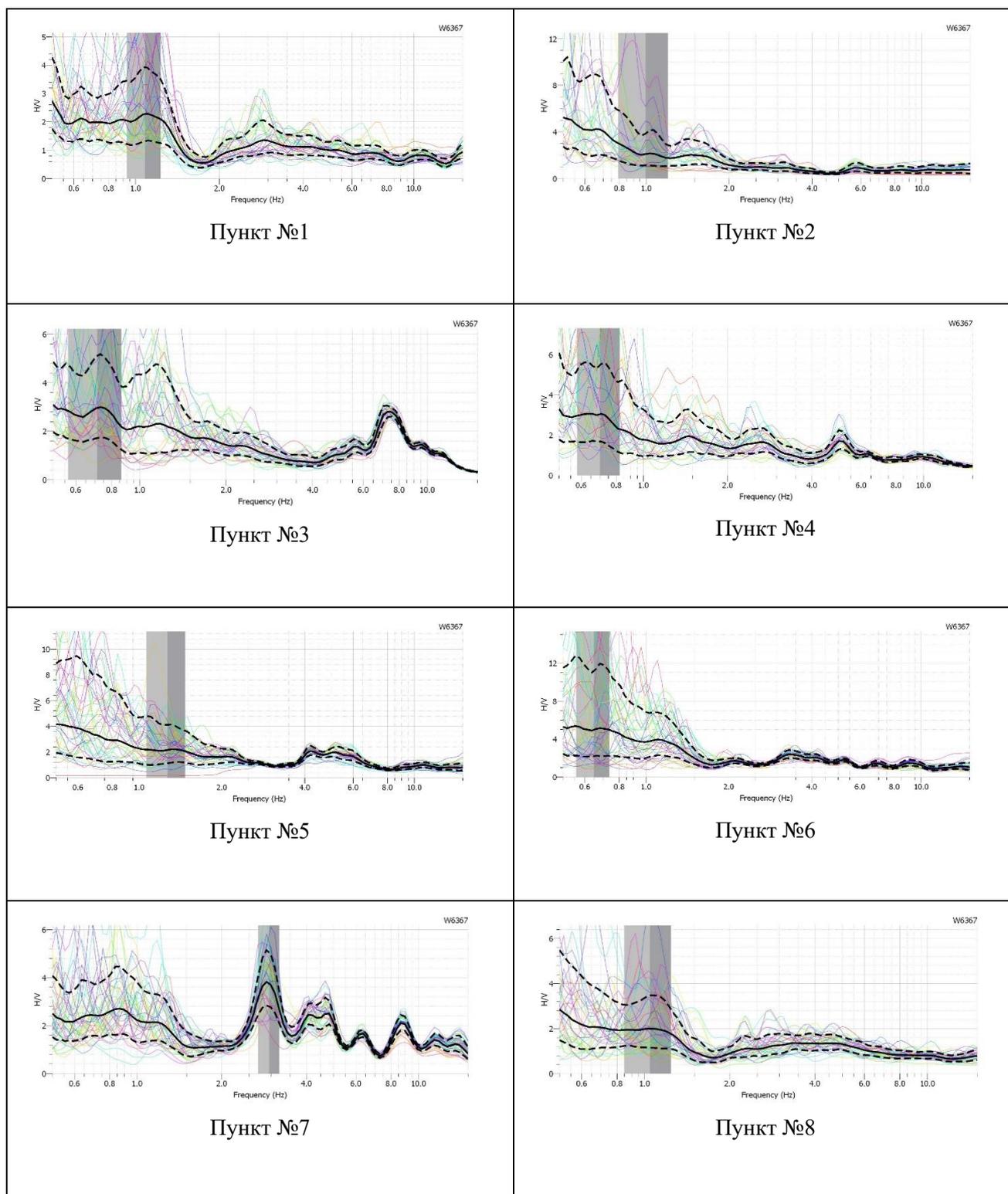


Рис. 5. Спектры HVSr для пунктов регистрации 1-8.

Здесь четко прослеживаются пики на различных частотах, что соответствует отражающим границам на глубинах 14, 20, 27 и 49 м.

Результаты расчета параметров сейсмической устойчивости для пунктов регистрации 1-8. приведены в табл. 2

Расчетные параметры инструментально-сейсмометрических наблюдений в объекте № 2

Номер пункта регистрации	Основной тон (резонансная частота), f_0 Гц	HVSR (коэффициент передачи)	Коэффициент сейсмической неустойчивости K_g	Увеличение амплитуды колебаний по отношению к основанию
1	8,51	2,8	7,1	3,5
2	2,93	2,0	4,0	2,5
3	8,01	3,0	12,5	3,75
4	6,62	3,2	14,4	4
5	4,25	2,4	4,4	3
6	5,41	5,0	38,5	6,25
7	4,85	3,8	5,0	4,75
8	7,77	2,2	4,4	2,75

Объект № 3 представлен кирпичным зданием комплексной конструкции. Пятиэтажное жилое здание построено в 2008 г. на территории с сейсмичностью 8 баллов. Измерения проводились на чердаке здания в 6-ти точках (рис. 6).



Рис. 6. Общий вид объекта и пункт регистрации микроколебаний на чердаке здания.

Для проведения инструментальных сейсмометрических исследований использован цифровой трехкомпонентный сейсмометр CMG-6TD производства Guralp с частотной характеристикой, равномерной в диапазоне 0,03-50 Гц. Длительность регистрации в каждой точке составила 40 минут. При обработке полученных данных с использованием пакета программ GEOPSY для каждой точки строились графики функции Накамуры. После этого для нее вычислялось горизонтальное ускорение, которое характеризует максимальный сдвиг в точке наблюдения.

Для каждой исследуемой точки составлены функции Накамуры, где отражено спектральное отношение горизонтальных и вертикальных колебаний в зависимости от частоты (рис. 7). Установлено, что пиковые частоты во всех точках изменяются от 3,5 до 5,5 Гц, а амплитуда отношения спектров A (HVSR) соответствует уровню 6,0.

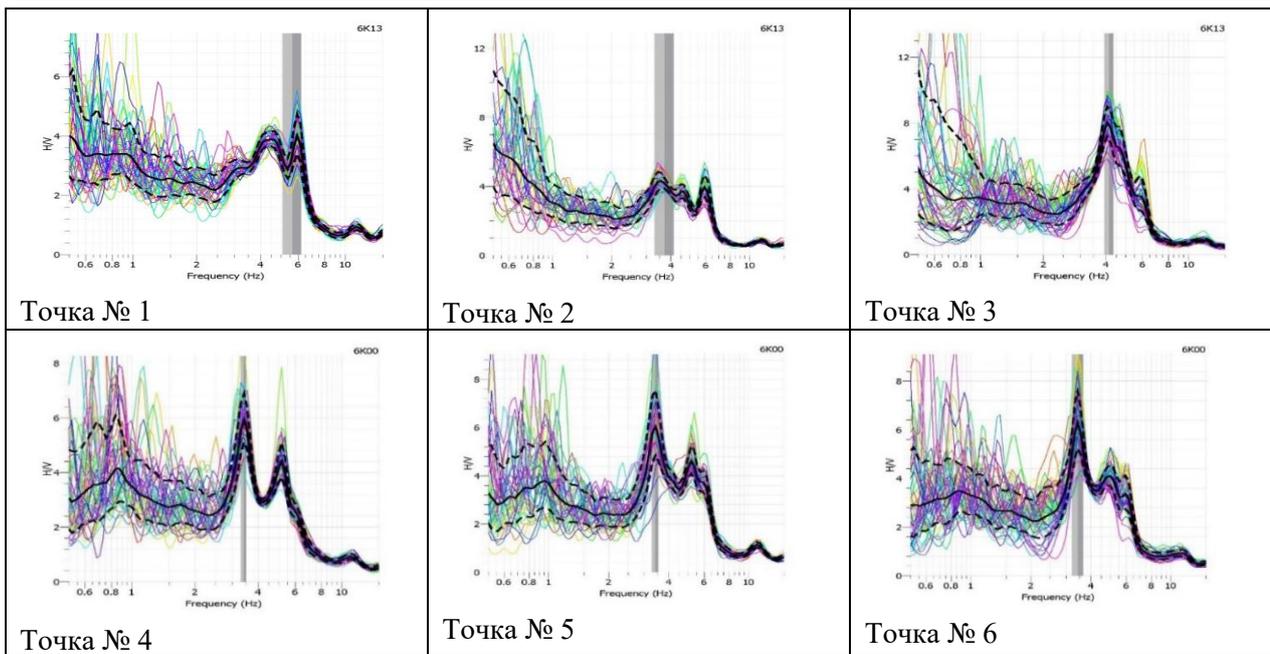


Рис. 7. Спектры HVSr микроколебаний в точках наблюдений.

Обобщенные значения параметров колебаний приведены в табл. 3, где установлены предельные значения ускорения, при превышении которых здание теряет устойчивость.

Таблица 3

Расчетные параметры инструментально-сейсмометрических наблюдений в объекте № 3

Точка наблюдения	Преобладающая частота (F)	Спектр отношений, A, (HVSr)	Ускорение/предел устойчивости a_{max} , см/с ²	Коэффициент уязвимости (по Накамуре), K
1	5,65	4	291,84	2,84
2	4,05	6	231,74	8,88
3	3,4	6	197,33	10,58
4	3,4	6	181,74	10,58

Объект № 4. Гостиница «Hilton» в Ташкенте. Здание имеет 22 этажа. Общая площадь 2 453 м², включая 5 многофункциональных конференц-залов, а также просторный банкетный зал с выходом на летнюю террасу. Фундамент свайный глубиной 37 м.



Рис. 8. Общий вид гостиницы «Hilton» в Ташкенте.

Для оценки устойчивости гостиницы проведены сейсмометрические наблюдения за динамикой колебания зданий на разных этажах. Полученные спектры HVSr микроколебаний приведены на рис. 8.

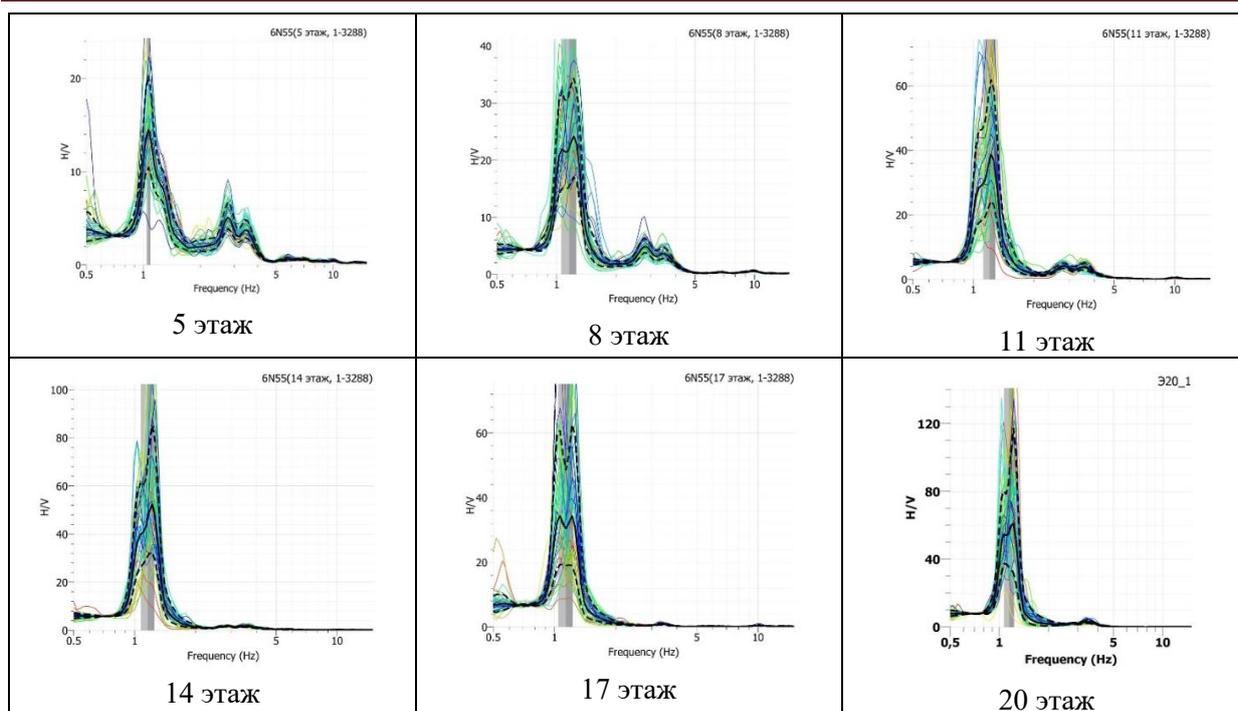


Рис. 9. Изменение спектров HVSR с этажностью здания.

Результаты расчета параметров сейсмической устойчивости для пунктов регистрации приведены в табл. 4

Таблица 4

Расчетные параметры инструментально-сейсмометрических наблюдений в объекте № 4

Точка наблюдения (этаж)	Преобладающая частота (F)	Спектр отношений, A (HVSR)
2	1,2	4,8
5	1,2	14,1
8	1,27	24,0
11	1,35	38,0
14	1,36	46,0
17	1,31	46,0
20	1,33	60,0

Анализ спектров HVSR свидетельствует о том, что динамические параметры (амплитуда отношений H/V колебания здания закономерно увеличивается с этажностью здания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Предлагаемый экспресс-метод оценки состояния сооружений и конструкций выгоден по следующим причинам:

1. Дешевизна измерений с использованием нескольких цифровых сейсмометров. Нет необходимости создавать дорогостоящую систему сейсмического мониторинга, обычно включающую в себя не менее 5-8 цифровых датчиков, стоимость каждого составляет не менее 6500 долларов США.

2. Короткое время, необходимое для обработки результатов измерений и выдачи заключения о состоянии конструкции. Обычно 2-3 дня камеральной обработки достаточно.

3. Оперативное выделение участков конструкции, отличающихся по характеристикам от всего тела объекта.

Литература

1. Nakamura Y. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications // Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, 2000. - P. 2656.

2. Neukirch M. et al. Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Ambient Vibration Obtained with Hilbert-Huang

Transform // Sensors. - 2021, 21, 3292. <https://doi.org/10.3390/s21093292>. - P.1-16.

3. Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly report of Railway Technical Research Institute (RTRI), 1989. - Vol. 30. - №1.

УДК 550.34

Янбухтин И.Р.¹, Алимухамедов И.М.¹, Закиров А.Ш.¹, Мамарозиқов Т.У.¹, Мусаев У.Т.¹,
Орипов Н.К.¹, Ибрагимов А.Х.², Юлдашев Э.Ш.², Мажидов Ж.Р.², Исламов Х.А.²

¹ *Центр передовых технологий при Министерстве инновационного развития РУз*

² *Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз*

СЕЙСМОМЕТРИЯ И ЭЛЕКТРОТОМОГРАФИЯ ПРИ ОЦЕНКЕ СТЕПЕНИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ГРУНТА

Yanbuxtin I.R.¹, Alimuxamedov I.M.¹, Zakirov A.Sh.¹, Mamaroziqov T.U.¹, Musayev U.T.¹, Oripov N.K.¹,
Ibragimov A.X.², Yuldashev E.Sh.², Majidov J.R.², Islamov X.A.²

¹ *O'zbekiston Respublikasi Innovatsion rivojlanish vazirligi huzuridagi Ilg'or texnologiyalar markazi*

² *O'zbekiston Respublikasi Fanlar Akademiyasi G'.A. Movlonov nomidagi Seysmologiya instituti*

Gruntning seysmik barqarorlik darajasini baholashda seysmometriya va elektrotomografiya

Annotatsiya. ОТМК hududidagi chiqindilar ombori geomaterialining seysmik barqarorligini hamda elektrotomografiya darajasini baholash natijalari keltirilgan. Olingan ma'lumotlarning taqqoslanishi gruntlarning beqarorlik koeffitsientini, ularning namlikka to'yinganligi darajasi bilan yuqori bog'liqligini ko'rsatadi.

Tayanch so'zlar: elektrotomografiya, suvning to'yinganligi, tuproqlarning seysmik beqarorligi.

Янбухтин И.Р.¹, Алимухамедов И.М.¹, Закиров А.Ш.¹, Мамарозиқов Т.У.¹, Мусаев У.Т.¹, Орипов Н.К.¹,
Ибрагимов А.Х.², Юлдашев Э.Ш.², Мажидов Ж.Р.², Исламов Х.А.²

¹ *Центр передовых технологий при министерстве инновационного развития Республики Узбекистан*

² *Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан*

Сейсмометрия и электротомография при оценке степени сейсмической устойчивости грунта

Аннотация. Приводятся результаты оценки степени сейсмической устойчивости геоматериала объединенного хвостохранилища АГМК, а также данные по электротомографии. Их сопоставление отражает высокую корреляцию коэффициента неустойчивости грунтов, а также степень их влагонасыщения.

Ключевые слова: электротомография, водонасыщение, сейсмическая неустойчивость грунтов.

Yanbukhtin I.R.¹, Alimukhamedov I.M.¹, Zakirov A.Sh.¹, Mamarozikov T.U.¹, Musaev U.T.¹, Oripov N.K.¹,
Ibragimov A.H.², Yuldashev E.Sh.², Mazhidov Zh.R.², Islamov Kh.A.²

¹ *Center of Advanced Technologies under the Ministry of Innovative Development of the Republic of Uzbekistan*

² *Institute of Seismology named after G.A. Mavlyanov of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan*

Seismometry and electrotomography when assessing the degree of seismic stability of the soil

Annotation. Results of assessment of degree of seismic stability of geomaterial of combined tailings storage of AGMC as well as electrotomography are given. Comparison of the obtained data shows a high correlation of the coefficient of instability of soils with the degree of their moisture saturation.

Keywords: electrotomography, water saturation, seismic instability of soils.

Район работ расположен в 18 км западнее от медно-обогатительной фабрики в Пскентском районе Ташкентской области Республики Узбекистан (рис. 1), в предгорной равнине отрогов Куряминского хребта. Рельеф предгорный, средневсхолмленный, с постепенным повышением абсолютных отметок в сторону гор. Общий уклон местности на северо-восток, в сторону долины р. Ангрэн. Абсолютные высотные отметки 477,6-500,9 м.

Климат района работ резкоконтинентальный, с жарким летом и холодной зимой. Средняя температура в июле плюс 23,7°C, в январе – минус 19,9°C. Абсолютный максимум температуры воздуха в июле достигает 44,5°C, абсолютный минимум в январе – -29,5°C. Нормативная глубина промерзания грунта, возможная раз в 10 лет, – 48 см, один раз в 50 лет – 70 см. В районе работ преобладает восточное, юго-восточное и западное направление ветров. Среднегодовая скорость ветра 2,9 м/с, а максимальная – 20-25 м/с.

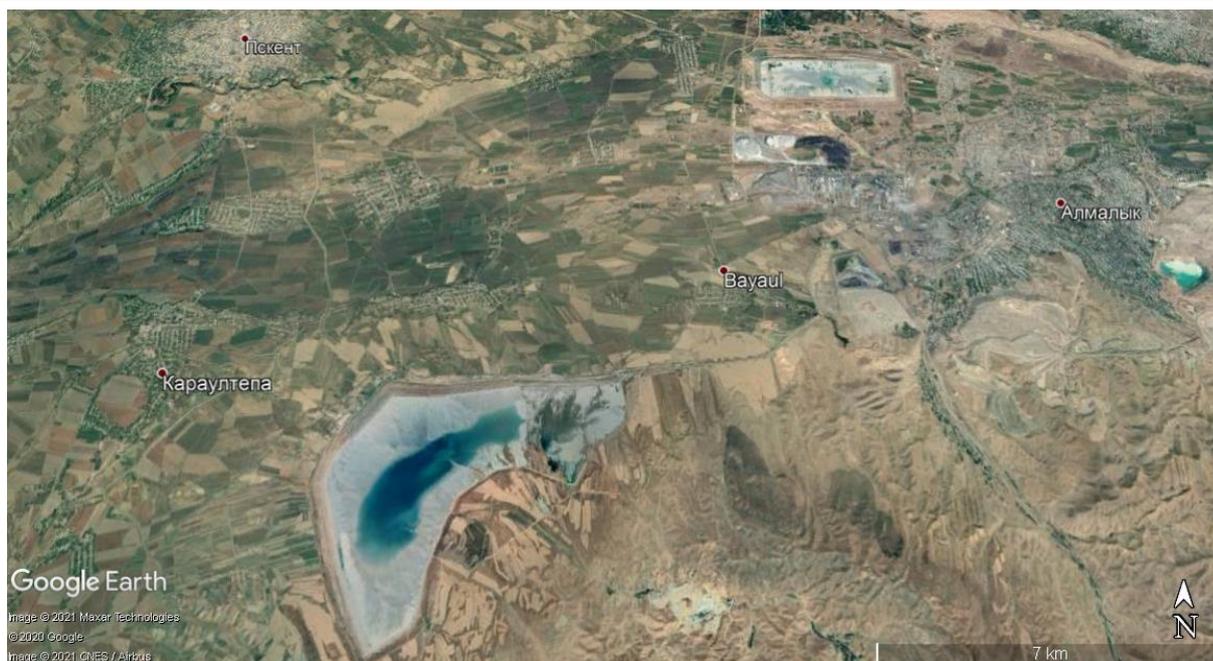


Рис. 1. Обзорный космofотоснимок района работ.

Объект исследования – оценка состояния внутреннего строения отдельных участков дамбы ОХХ МОФ и МОФ 2. Объединенное хвостохранилище (ОХХ) № 2 МОФ и МОФ 2 образовано в результате выравнивания отметок гребней дамб хвостохранилища № 2 МОФ и хвостохранилища МОФ 2. Эксплуатируется с организацией кругового намыва. Участок работ сложен насыпными мелкими и пылеватыми песками с прослойками уплотненных илистых отходов пульпы, аналогичных суглинку, лессовидными супесями и суглинками.

Цель исследований – оценка состояния тела дамбы и степени разжижения грунтов проведением сейсмометрических и электротомографических исследований с последующей комплексной интерпретацией полученных результатов.

Для достижения цели выполнено: рекогносцировочные работы; топографическая разбивка профилей; опытно-методические работы; полевые геофизические наблюдения; обработка и интерпретация полевого материала.

Методика и аппаратура. Регистрация микросейсм техногенного и природного происхождения – оптимальный способ определения доминантных (резонансных) периодов и коэффициентов увеличения амплитуд колебаний за счет влияния местных инженерно-геологических, геоморфологических и других условий. В последние годы широко распространены методы регистрации и обработки записей микросейсм, предложенные японским сейсмологом Накамурой (Nakamura, 1989): метод HVSR (H/V). При этом регистрируются три составляющие колебаний. С помощью обработки записей микросейсм рассчитываются спектральные амплитуды двух горизонтальных компонент (N-S и E-W) и вертикальной компоненты. Результаты представляются в виде отношения горизонтальной компоненты (H) к вертикальной (V) в зависимости от частоты (f). Далее по кривой H/V(f) определяются доминантные частоты (или периоды) и относительные амплитудные уровни колебаний [2].

Сейсмометрические исследования на площадке проводились с использованием цифровых сейсмометров CMG-6TD производства Guralp, Великобритания (рис. 2). Частотная характеристика трехкомпонентного сейсмометра линейная в диапазоне частот 0,03-50 Гц. Разрядность блока оцифровки – 24 бита. Для обработки данных использовалось несколько программ.

Для расчетов использован скрипт пакета Матлаб-7, написанный Stephane Hans, ENTPE, Франция. Несколько отрезков записей микросейсм длительностью по одному часу нарезаются на

интервалы по 10 минут, вычисляется для них спектр и производится фильтрация для устранения случайных импульсных помех. Далее методом взвешивания строится отношение спектров H/V компонент.

Обработка данных с использованием программы JSesame позволяет оценить спектральное отношение H/V (горизонтальных и вертикальных колебаний).

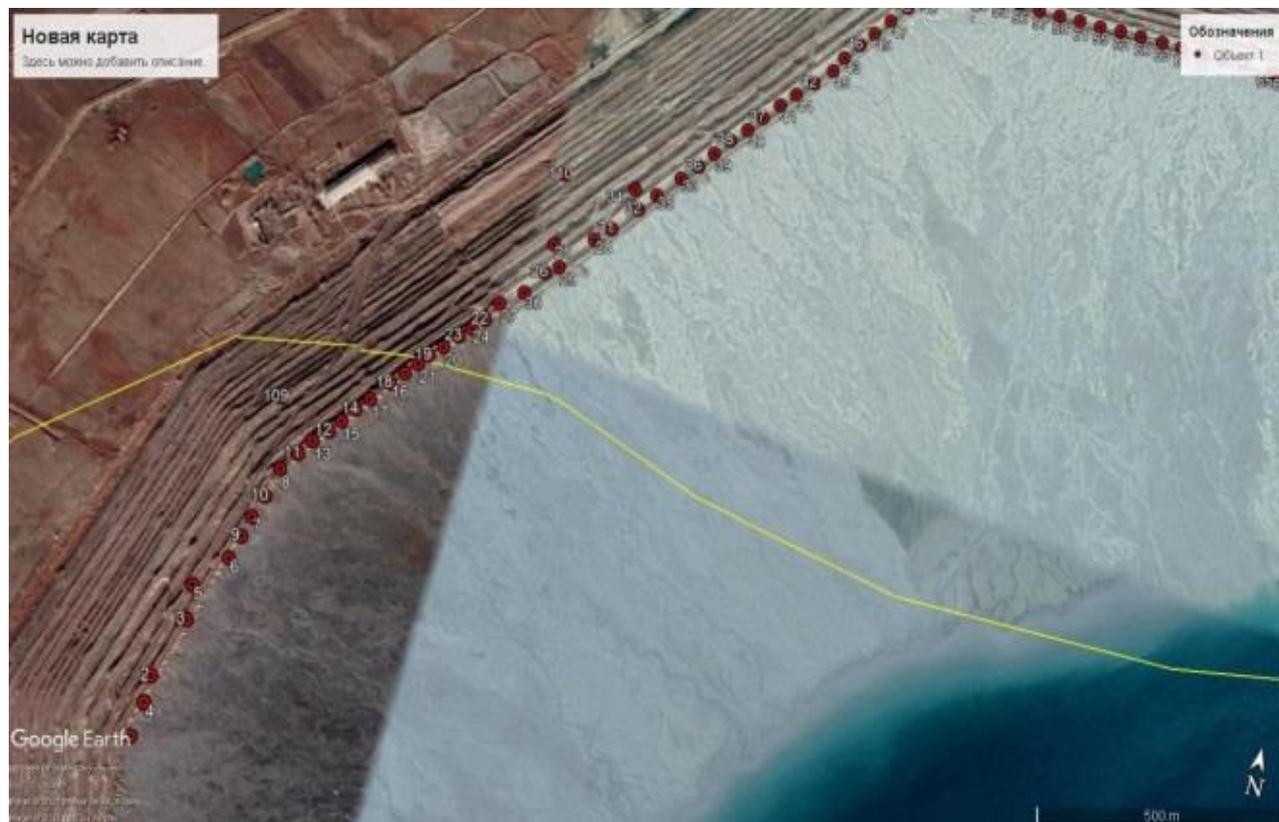


Рис. 2. Пункты регистрации микросейсм.

При обработке помехи и шумы техногенного и др. происхождения вырезаются из временного ряда. Также использовалась программа GeorSy для контроля параметров HV.

Был рассчитан коэффициент разжижения грунтов при циклическом воздействии:

$$K_g = A^2 / F_0,$$

где A – отношение H/V, F_0 – основная частота грунтов.

Результаты обработки данных представлены графиками HVSR (горизонтальных и вертикальных спектральных отношений) для всех пунктов регистрации. Спектры по некоторым пунктам наблюдения (рис. 3) наиболее ярко отражают максимальные и минимальные значения отношения H/V в одном частотном диапазоне.

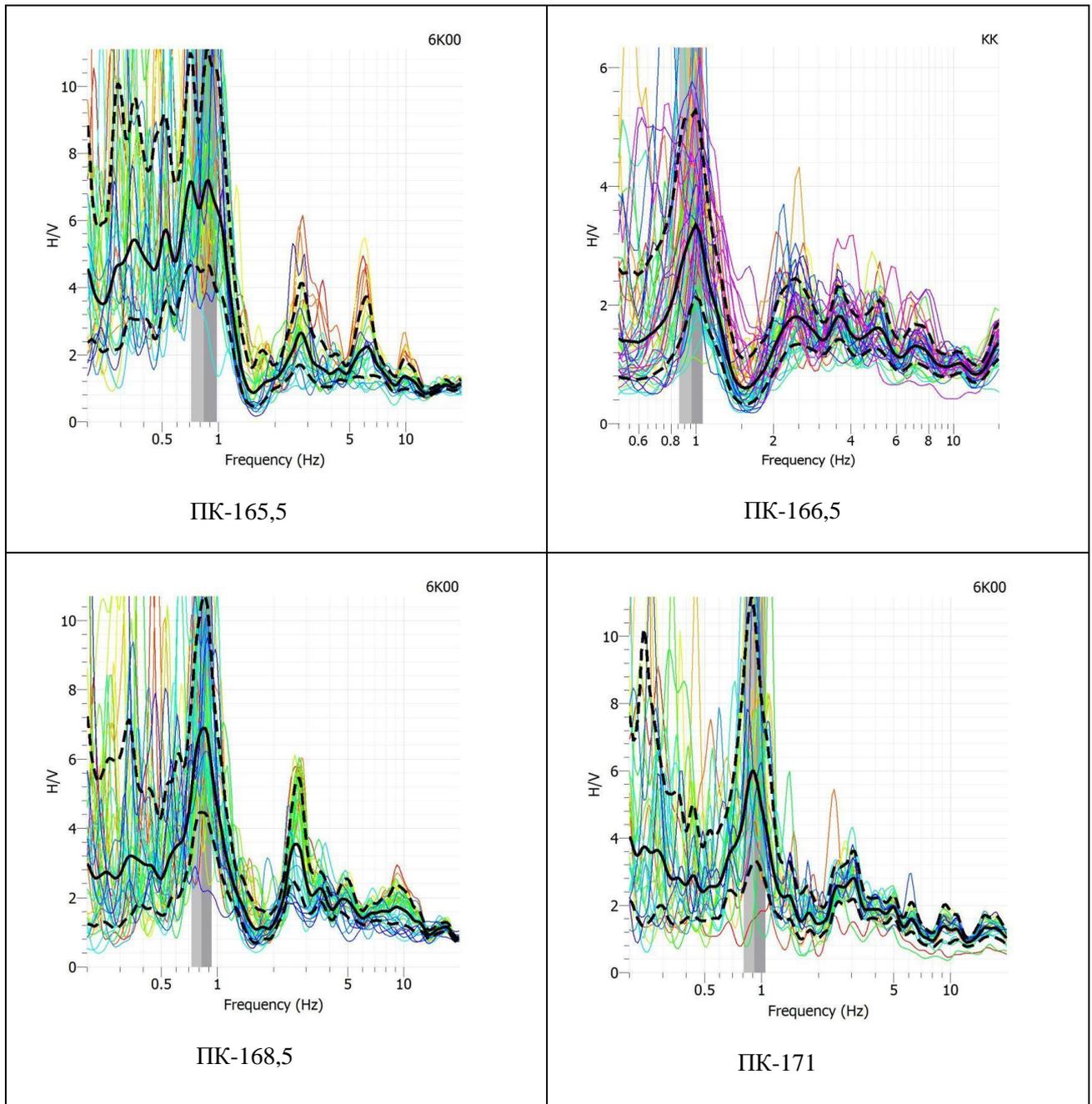


Рис. 3. Спектры HVSR, полученные для пунктов регистрации № 165,5; 166,5; 168,5; 171.

На рис. 3 можно увидеть, что на указанных пикетах в частотном диапазоне от 0,5 до 1 Гц наблюдаются разные значения амплитуд (HVSR). Так, можно выделить пункт регистрации № 166,5, где амплитуда равна $A_0 = 3,2$, что является относительно хорошим показателем в отличие от пунктов регистрации № 165,5, 168,5 и 171, где амплитуды имеют значения $A_0 = 6,8$, $A_0 = 6,8$ и $A_0 = 5,9$ соответственно, что может привести к высокому коэффициенту разжижения грунта.

Ниже представлены расчетные параметры (таблица) по измеренным пунктам.

Расчетные параметры по измеренным пунктам № 156-176 ОХХ АГМК

№	Пикет	F ₀	HVSR	K _g	№	Пикет	F ₀	HVSR	K _g
1	176	3,925	1,901	0,92	21	166	0,356	5,900	97,78
2	175,5	2,375	2,628	2,91	22	165,5	0,838	6,857	56,11
3	175	2,520	3,149	3,94	23	165	0,872	6,317	45,76
4	174,5	2,590	2,308	2,06	24	164	1,034	3,202	9,92
5	174	0,886	5,910	39,42	25	163,5	1,142	3,519	10,84
6	173,5	0,938	4,538	21,95	26	163	3,788	1,786	0,84
7	173	0,930	4,630	23,05	27	162,5	2,825	2,086	1,54
8	172,5	2,615	3,486	4,65	28	162	2,651	1,870	1,32
9	172	2,785	3,515	4,44	29	161,5	1,044	2,789	7,45
10	171,5	2,766	4,364	6,89	30	161	1,037	2,442	5,75
11	171	0,919	5,930	38,26	31	160,5	0,796	6,352	50,69
12	170,5	2,891	3,530	4,31	32	160	0,933	6,371	43,50
13	170	0,892	5,438	33,15	33	159,5	0,886	5,776	37,65
14	169,5	2,830	2,834	2,84	34	159	4,005	2,529	1,60
15	169	0,895	2,599	7,55	35	158,5	2,616	1,954	1,46
16	168,5	0,825	6,833	56,59	36	158	1,175	2,607	5,78
17	168	1,007	3,411	11,55	37	157,5	1,099	3,017	8,28
18	167,5	2,856	1,768	1,09	38	157	1,086	3,183	9,33
19	167	1,374	2,457	4,39	39	156,5	3,647	2,117	1,23
20	166,5	0,962	3,229	10,84	40	156	2,622	2,280	1,98

Примечание. F₀ – основной период собственных колебаний, HVSR – коэффициент усиления сейсмических колебаний, K_g – коэффициент сейсмической неустойчивости.

В таблице отражены пикеты с повышенными и высокими коэффициентами сейсмической неустойчивости грунта. Коэффициент сейсмического сжижения грунтов считается безопасным в пределах от 1 до 10.

Для проведения электромагнитной съемки на исследуемой территории (рис. 4) использована современная многоэлектродная геофизическая система для электрического зондирования фирмы М.А.Е. (Италия) модель X612-EM72, с использованием 72 электродов. Многоканальная станция измеряет сопротивление и поляризуемость пород, слагающих разрез. Техника и методика полевой съемки регламентировались действующей инструкцией по электроразведке, руководством по эксплуатации М.А.Е. X612-EM72 и проектом работ.



Рис. 4. Расположение профилей электротомографии.

Полевые работы методом электротомографии предусматривают перед каждым измерением проводить тест электродов с целью выявления разрыва линии и определения устойчивости контакта электродов с почвой. После данной процедуры выбиралась расстановка, которая изначально была заложена в станцию. Измерения проводились с использованием расстановки Венер-Шлюмберже.

Разнос электроразведочной установки – геометрический параметр установки, определяющий глубинность исследования. Средняя глубина исследования при шаге электродов, равном 5 м, составляет около 40 м. Во избежание потери полезной информации при переходе от одной стоянки к другой, выполнялось перекрытие не менее 2/3 от максимальной длины активной расстановки (24 электрода), при условии использования всех 72 электродов (3 косы).

Полевые данные представлены в виде псевдоразрезов кажущегося сопротивления, которые построены без учета рельефа. Эффективная глубина рассчитана по следующей формуле [3, 5]:

$$H_{\text{eff}} = AO/2.63,$$

где АО – расстояние, равное половине расстановки питающих электродов АВ.

Обработка полевого материала проводилась с использованием программ Res2DINV и x2ipr (рис. 5).

Дальнейший процесс обработки данных заключался в расчете инверсии, основанной на модели. Процесс расчета инверсии был осуществлен в программном комплексе Res2DInv на основе данных, полученных в результате обработки в программном комплексе x2ipr [1, 4, 5]. Алгоритм расчета инверсии заключается в подборе модели кажущихся сопротивлений к измеренным данным, с расчетом степени невязки. В результате рассчитываются три разреза: первый – первоначальный псевдоразрез, полученный станцией, второй – рассчитанный псевдоразрез, третий – разрез удельного электрического сопротивления (УЭС) по результатам 2D инверсии данных. Шкала удельного электрического сопротивления разбита на цветовую гамму, каждая из которых включает определенный диапазон удельного сопротивления и измеряется в Ом·м. Результаты инверсии данных по разрезам представлены на рис. 6.

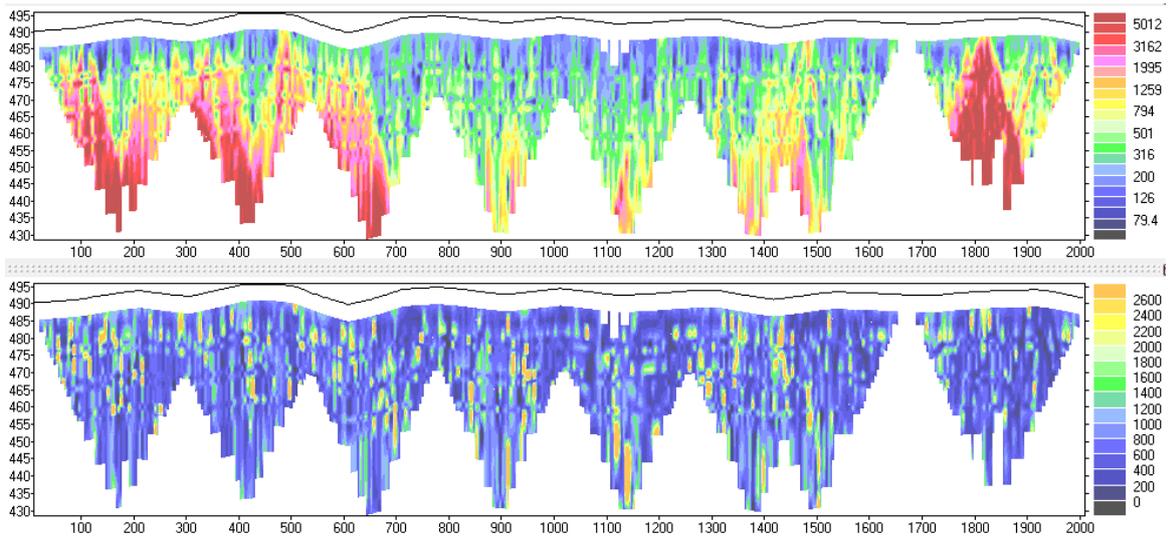


Рис. 5. Разрезы кажущегося сопротивления (верхний) и кажущейся поляризуемости (нижний) с присвоенными высотными отметками (профиль № 3, ПК № 156-176).

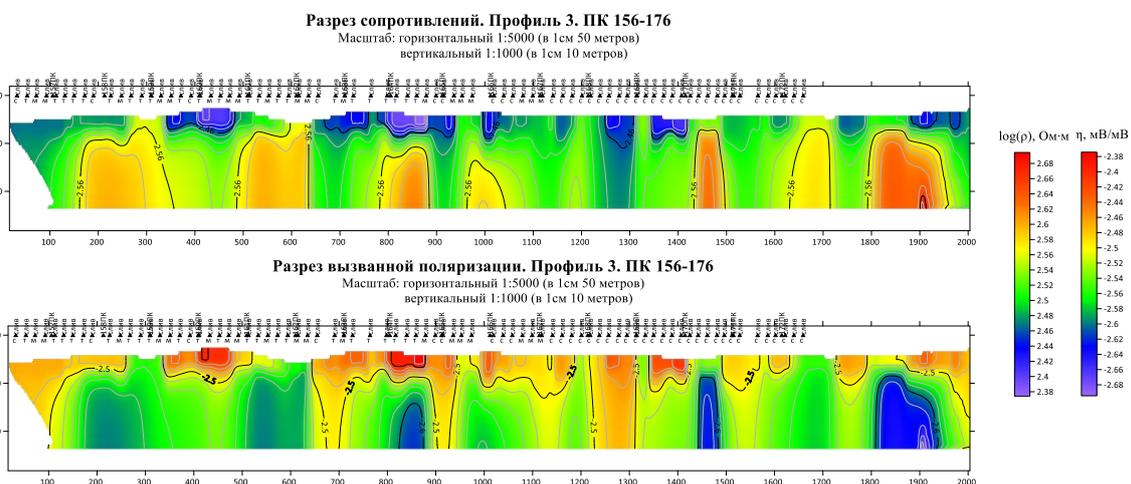


Рис. 6. Результаты обработки данных электроразведки по профилю № 3 (верхний – разрез сопротивлений, нижний – разрез вызванной поляризации).

В результате обработки данных электроразведки получены разрезы сопротивлений и разрезы вызванной поляризации (рис. 6).

На разрезах сопротивлений наблюдается тренд уменьшения УЭС от дневной поверхности до глубин 10-15 м, а далее – рост УЭС. На разрезах отражены локальные аномальные зоны низких значений УЭС и соответствующие им зоны высокой поляризуемости.

Профиль 3 расположен в пределах пикетов 156-176 и имеет протяженность 2150 м. Абсолютные отметки дневной поверхности варьируют от 489,5 до 495,6 м.

В приповерхностной зоне УЭС весьма изменчиво, в среднем имеет значение 256 Ом·м. Изменчивость УЭС, возможно, вызвана насыпными грунтами в виде галечника, заполнителем которого выступает пульпа.

Далее по разрезу наблюдаются зоны роста УЭС до 363 Ом·м. На разрезе вызванной поляризации данные зоны отмечаются низкими значениями поляризуемости. В промежутках между зонами высокого сопротивления и, соответственно, низкой поляризуемости, наблюдаются зоны с УЭС, равным 300 Ом·м, которым соответствуют зоны с высокой поляризуемостью. На рис. 6 указаны точки сброса пульпы, совпадающие с зонами низких УЭС и высокой поляризуемости, что свидетельствует о возможных зонах фильтрации.

По результатам интерпретации данных электроразведки выделены низкоомные зоны (рис. 6).

По результатам комплексной интерпретации данных сейсмометрии и электротомографии (рис. 7) выполнена корреляция данных, полученных в интервале пикетов 156-176, что соответствует интервалу 0-2000 пог. м по профилю.

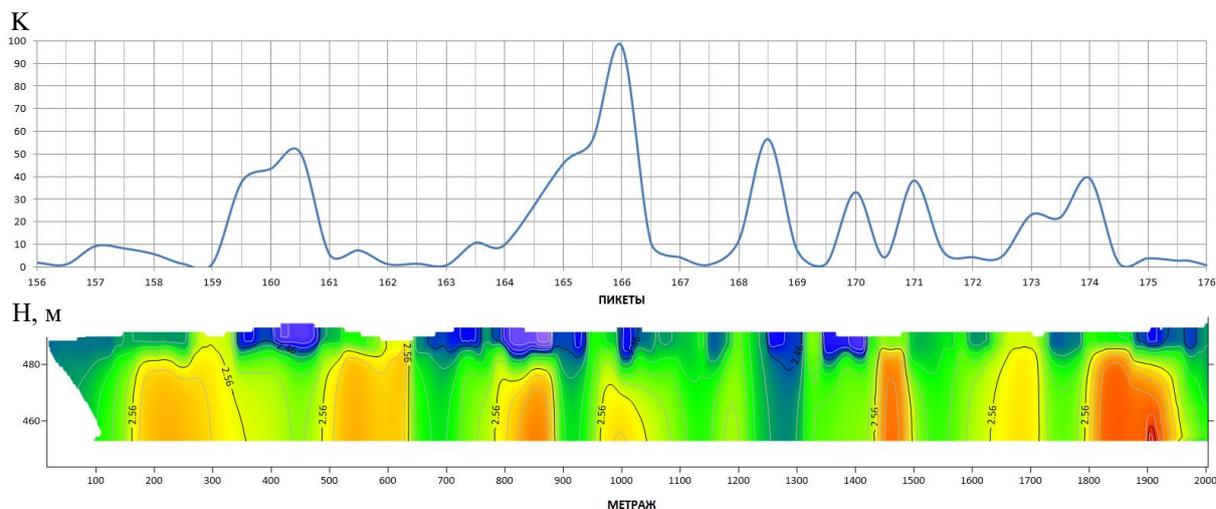


Рис. 7. График коэффициента сейсмической неустойчивости грунта и разрез электрического сопротивления в интервале пикетов 156-176.

Здесь прослеживается связь величины K_g со степенью возможного водонасыщения грунтов, определяемой по величинам удельного электрического сопротивления: чем ниже электросопротивление, тем выше степень водонасыщения. На рис. 7 отчетливо видно, как низкоомные зоны соответствуют повышенным и высоким значениям коэффициента сейсмической неустойчивости. Возможной причиной может быть развитие зон фильтрации либо других факторов, способствующих разуплотнению и ослаблению грунта и, как следствие, приводящих к сейсмической неустойчивости.

Выводы. Коэффициент сейсмической неустойчивости K_g , превышающий величину 20, считается заслуживающим внимания, так как при сильном землетрясении эти зоны будут наиболее уязвимыми. Высокие значения K_g получены для пикетов: 159-161, 164-166, 168-169, 170, 171, 173-174. Сопоставление полученных данных с результатами электротомографии показывает, что эти участки выделяются низкими значениями сопротивлений, т. е. не исключается вероятность возможной водонасыщенности грунта. По результатам геофизических работ на дамбе объединенного хвостохранилища выделяется ряд участков в интервале указанных пикетов, представляющих интерес для последующих исследований с целью оценки состояния тела дамбы. Зоны, определяемые по данным электроразведки как низкоомные с высоким значением поляризуемости и высоким значениями K_g , могут считаться ослабленными зонами с повышенной сейсмической неустойчивостью.

Литература

1. Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. - 2006. - № 2. - С. 14-17.

2. Руководство по учету сейсмических воздействий при проектировании гидротехнических сооружений. - М., 2016. - 283 с.

3. Edwards L.S. A modified pseudo-section for resistivity and IP // Geophysics. - 1977. - № 42. - P. 1020-1036.

4. Griffiths D.H., Barker R.D. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology // J. Appl. Geophysics. - 1993. - № 29. - P. 211-226.

5. Loke M.H., Chambers J.E., Rucker D.F., Kuras O., Wilkinson P.B. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method // Journal of Applied Geophysics. - 2013. - № 95. - P. 135-156.

УДК 550.34

Ядигаров Э.М., Мамарозиқов Т.У., Ёдгоров Ш.И., Хусомиддинов А.С., Авазов Ш.Б.
Институт сейсмологии АН РУз

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ ПИКОВОГО УСКОРЕНИЯ ЗЕМЛЯТРЕСЕНИЙ С ГЛУБИНОЙ, ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕАКЦИИ ГРУНТОВОГО СЛОЯ НА СЕЙСМИЧЕСКОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

Yadigarov E.M., Mamaroziqov T.U., Yodgorov Sh.I., Xusomiddinov A.S., Avazov Sh.B.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A.Mavlyanov nomidagi Seismologiya instituti

Zilzila ta'sirida grunt qatlamlari reakciyasining modellashtirish to'g'risidagi ma'lumotlar bilan chuqurlik bo'yicha maksimal tezlanish qiymatining o'zgarishini baholash

Annotatsiya. Maqolada seysmik mikrorayonlashtirishni amalga oshirishda kuchli seysmik ta'sir ostida bo'lgan hududdagi grunt tebranishlarining spektral tarkibi keltirilgan. Muhandislik-geologik, geofizik tadqiqotlar grunt qatlamlarining geologik-geofizik modelini tuzishga imkon beradi. Grunt qatlamining seysmik harakatlarga ta'sirini modellashtirish seysmik harakatlarning spektri to'g'risida ma'lumot olish va uning turli chuqurlikdagi o'zgarishi to'g'risida xulosa chiqarish imkonini beradi.

Tayanch so'zlar: gruntning maksimal tezlanish qiymati, seysmorazvedka, qurilish, modellashtirish, grunt qatlami, seysmik ta'sir.

Ядигаров Э.М., Мамарозиқов Т.У., Ёдгоров Ш.И., Хусомиддинов А.С., Авазов Ш.Б.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

Оценка изменения пикового ускорения землетрясений с глубиной, по данным моделирования реакции грунтового слоя на сейсмическое воздействие

Аннотация. Представлен спектральный состав колебаний грунта в зоне сильного сейсмического воздействия при реализации сейсмического микрорайонирования. Инженерно-геологические, геофизические изыскания позволяют построить геолого-геофизическую модель грунтовой толщи. Моделирование реакции грунтового слоя на сейсмическое воздействие позволяет получить информацию о спектре сейсмических воздействий и сделать заключение об его изменении на различных глубинных уровнях.

Ключевые слова: пиковое грунтовое ускорение, сейсморазведка, строительство, моделирование, грунтовый слой, сейсмическое воздействие.

Yadigarov E.M., Mamaroziqov T.U., Yodgorov Sh.I., Xusomiddinov A.S., Avazov Sh.B.

Institute of Seismology named after G.A. Mavlyanova of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan

Estimation of the change in the peak acceleration of earthquakes with depth according to the data of modeling the response of the soil layer to the seismic impact

Annotation. The article presents the spectral composition of ground vibrations in the zone of strong seismic impact during the implementation of seismic microzoning. Engineering-geological, geophysical surveys allow building a geological-geophysical model of the soil strata. Modeling the response of the soil layer to seismic action allows one to obtain information about the spectrum of seismic actions and make a conclusion about its change at different depth levels.

Keywords: peak ground acceleration, seismic survey, construction, modeling, soil layer, seismic action.

Интенсивный рост строительства в г. Ташкенте и Ташкентской области, расширение границ города требуют проведение новых комплексных исследований, направленных на изучение грунтовых свойств для обеспечения безопасного строительства зданий и сооружений. При проектировании сейсмостойкого строительства в рамках сейсмического микрорайонирования важно знать спектральный состав колебаний грунтов площадки при сильном сейсмическом воздействии. Редкость возникновения таких событий, а также современное состояние сейсмической сети создают большие трудности при регистрации максимальных сейсмических событий из наиболее опасных для площадки сейсмических зон за время, отведенное на инженерно-геологические и сейсмологические изыскания. Поэтому целью настоящей статьи является моделирование сейсмических воздействий для оценки изменения пикового ускорения грунтов (PGA), спектра реакции грунтов на сейсмическое воздействие с глубиной [1, 2].

Объект исследований – участок, расположенный вдоль автодороги ТКАД в МФЙ «Хасанбой» Ташкентского района Ташкентской области. В геоморфологическом отношении участок приурочен к поверхности четвертой надпойменной террасы р. Чирчик.

В геологическом строении участка участвуют четвертичные пролювиальные отложения ташкентского комплекса (pQ2ts). По данным инженерно-геологического бурения (до 18 м), в литологическом отношении участок сложен глинистыми грунтами и каменными лессами. Глинистые грунты представлены лессовидными суглинками, подстилаемые каменным лессом. Подземные воды в период изысканий вскрыты на глубине 11,3-11,5 м от поверхности земли. По данным многолетних наблюдений, минимальное положение подземных вод наблюдается в декабре-феврале, максимальное – июне-августе. Годовая амплитуда колебания УПВ достигает 2,0 м [3].

В связи с представленным литологическим строением, местонахождением исследуемого участка, на его территории распространены опасные геологические процессы – высокая сейсмичность и просадочность грунтов.

В работе рассматривается линейно-эквивалентное моделирование реакции грунтовой толщи на сейсмическое событие. Для проведения моделирования входными параметрами являются:

- литологическая разбивка грунтовой толщи;
- плотность и скорость поперечных волн литологических разностей;
- плотность и скорость поперечных волн коренной породы;
- акселерограмма наиболее вероятного сейсмического события.

Сведения о плотности грунтовой толщи получены по данным инженерно-геологического бурения. Так, грунтовая тоща состоит из трех инженерно-геологических элементов: первый включает лессовидные суглинки, светло-коричневого цвета, макропористые, маловлажные и влажные, с включениями консистенций карбонатов, консистенция – от твердых до мягкопластичных; второй элемент включает лессовидные суглинки, светло-коричневого цвета, макропористые, с включениями консистенций карбонатов, консистенция – от тугопластичных до текучепластичных (табл. 1).

Таблица 1

Плотность инженерно-геологических элементов

Номер ИГЭ	Мощность, м	Плотность, г/см ³
1	11,0	1,71
2	6,3	2,00
3	>1,9	2,72

Для определения скорости пробега поперечных волн в грунтовой толще на исследуемом объекте проведено сейсмическое профилирование методом преломленных волн – МПВ, с ударным источником по выбранному профилю длиной 69 м (рис. 1).

Метод преломленных волн (МПВ) в модификации первых вступлений – один из ведущих в малоглубинной сейсморазведке. 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 является довольно быстрым и эффективным, соответственно, он может применяться для экспресс-разведки.

При проведении полевых работ использовался классический тип расстановки. Шаг по ПП (пунктам приема) и ПВ (пунктам возбуждения) составил 3 и 18 м соответственно. Глубина исследования зависит от мощности источника и длины расстановки – 21 м. Возбуждение производилось на 1, 7, 13, 19 и 25 каналах в горизонтальном направлении кувалдой 8 кг. Регистрация волн производилась линейной станцией 24-канальной станцией МАЕ X820 24S по схеме регистрации X-X, что позволило произвести возбуждение и регистрацию как продольных, так и поперечных волн.

Тип расстановки: фланговая, переходящая на центральную. Накопление сигнала выбиралось в зависимости от удаления источника от приемной линии, а также выбором оптимального качества записи сейсмических трасс с учетом отношения полезного сигнала на внешний шум при дальних удалениях и составляла от 5 до 10 ударов кувалдой весом 8 кг.



Рис. 1. Обзорная схема расположения профиля.

Обработка результатов состояла из следующих процедур: 1) ввод геометрии наблюдений; 2) ориентация компонент волнового поля; 3) пикирование первых вступлений.

В результате обработки данных МПВ получены скоростные характеристики среды на каждом исследуемом профиле.

В результате прослеживания первых вступлений построены встречные годографы прямой и преломленной волн (рис. 2).

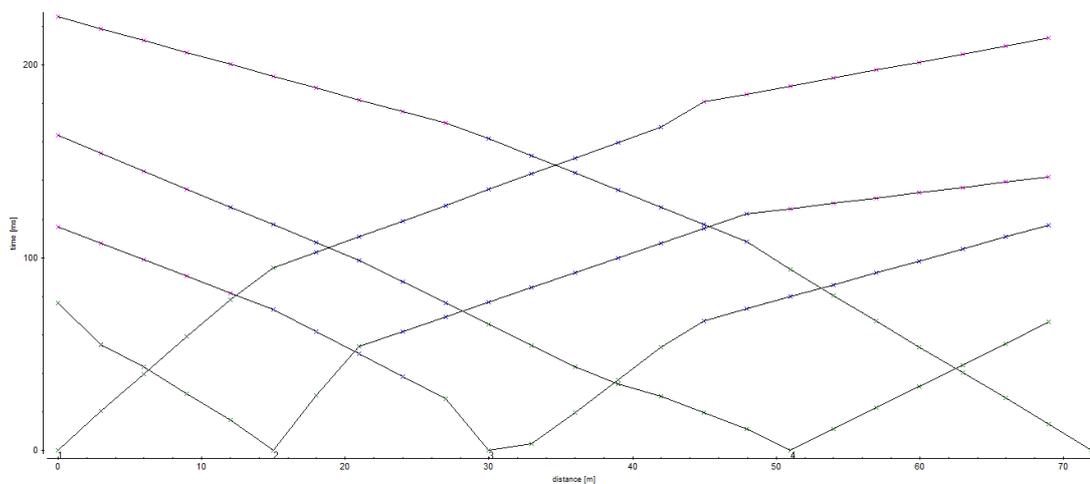


Рис. 2. Пример встречных годографов, полученных по продольным и поперечным волнам.

На основании полученных данных о скоростях построен разрез распространения поперечных (S) волн (рис. 3).

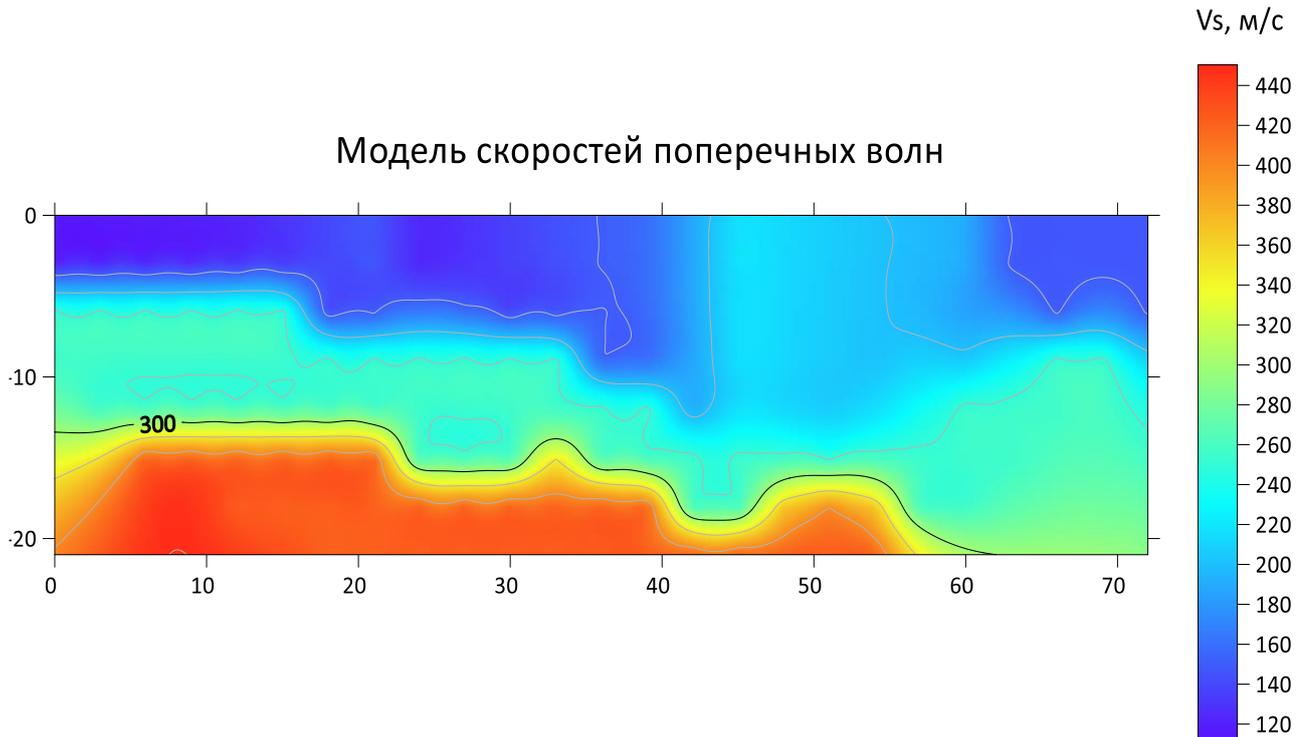


Рис. 3. Скоростной (V_s) разрез грунтовых толщ на площади расположения многоэтажного жилого дома.

Основываясь на полученных данных о строении и физических свойствах грунтовой толщи, можно сделать заключение, что грунты, распространенные на строительной площадке, по сейсмическим свойствам относятся к грунтам II категории.

Данные о геологическом строении и физических свойствах грунтов – исходные для проведения моделирования реакции грунта на сейсмическое воздействие (табл. 2). В основе такого моделирования лежит метод тонкого слоя, а также метод конечных элементов. Данное моделирование позволяет учесть резонансные свойства грунтовой толщи и оценить влияние грунтовых условий на амплитуду, частотный спектр и продолжительность колебаний.

Таблица 2

Грунтовая модель среды

Номер слоя	Глубина кровли, м	Мощность, м	Скорость поперечных волн (V_s), м/с			Описание
			средняя	макс.	мин.	
1	0	8,71	154,6	191,29	117,89	Лессовидные суглинки, маловлажные и влажные
2	8,71	7,97	213,9	264,7	163,1	Лессовидные суглинки, водонасыщенные
3	16,68	-	332,31	411,2	253,4	Каменный лесс

В качестве входного сигнала использована акселерограмма землетрясения, произошедшего 26.12.2020 г. в Таш-Добо (Киргизия), с магнитудой 5,2 и глубиной очага 9 км (рис. 4).

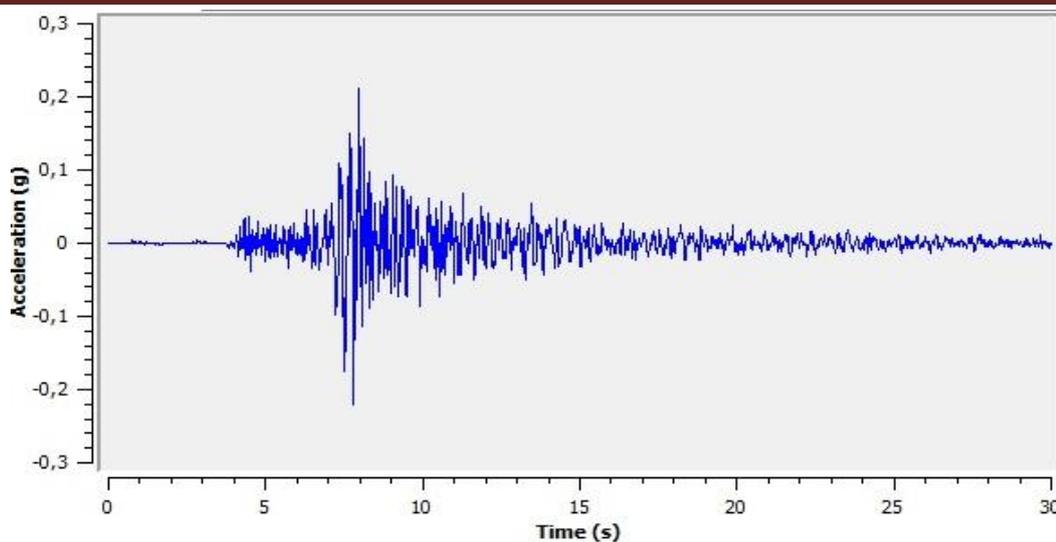


Рис. 4. Нормализованная акселерограмма землетрясения Таш-Добо, Киргизия.
Запись станции СНМАЕ 26.12.2020 г.

Акселерограммы были нормализованы и приведены к значению ускорения, соответствующему ускорению грунтов второй категории, распространенных на территории г. Ташкент, определенные по макросейсмическим исследованиям (табл. 3) [4, 5].

Таблица 3

Параметры расчетных сейсмических воздействий для различных категорий грунтов
(по сейсмическим свойствам) в г. Ташкенте

Период повторения землетрясения, лет	Вероятность того, что не будет превышено в течение 50 лет	PGA, см/с ²		
		категория грунта (по сейсмическим свойствам)		
		I	II	III
500	0,9	255	264	313
1000	0,95	287	298	351
2500	0,98	319	330	391
5000	0,99	340	351	416

В результате моделирования рассчитаны графики изменения пикового ускорения и спектра реакции грунтов на различных грунтовых поверхностях.

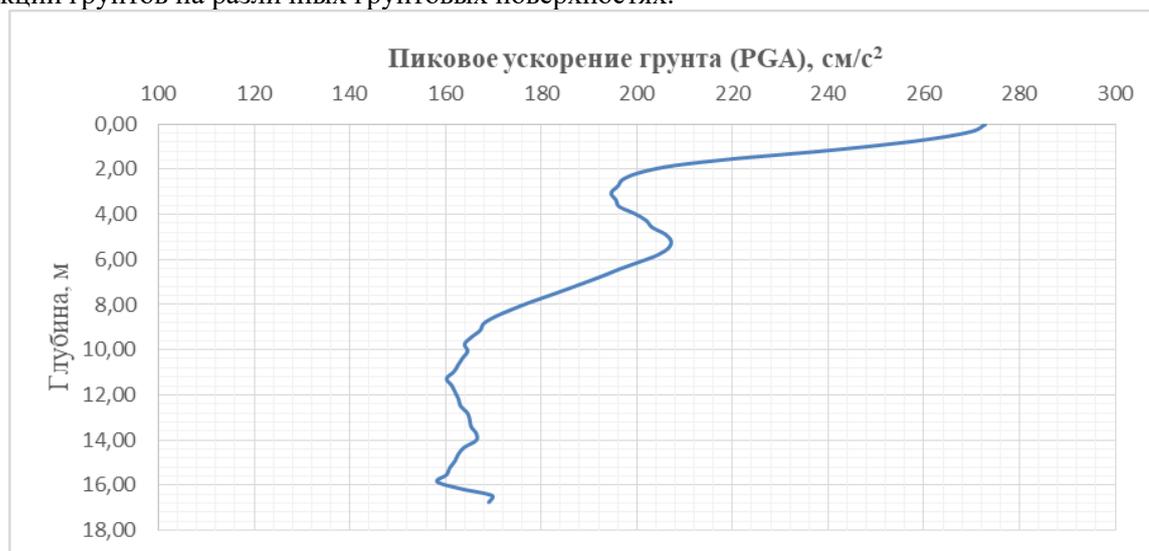


Рис. 5. Профиль пикового ускорения грунта.

На рис. 5 изображен профиль пикового ускорения грунта. Так, значение пикового ускорения на дневной поверхности составляет 272 см/с². С глубиной наблюдается уменьшение PGA, на глубине 3 м значение PGA составляет 195 см/с². Далее наблюдается локальный рост до значений 207 см/с² на глубине 5,5 м. Далее по профилю наблюдается уменьшение пикового ускорения и его

стабилизация в районе 165 см/с^2 вблизи кровли коренных пород, представленных каменным лесом. Отметим, что уровень грунтовых вод, находящийся на глубине 11,5 м, не имеет своего проявления на профиле PGA.

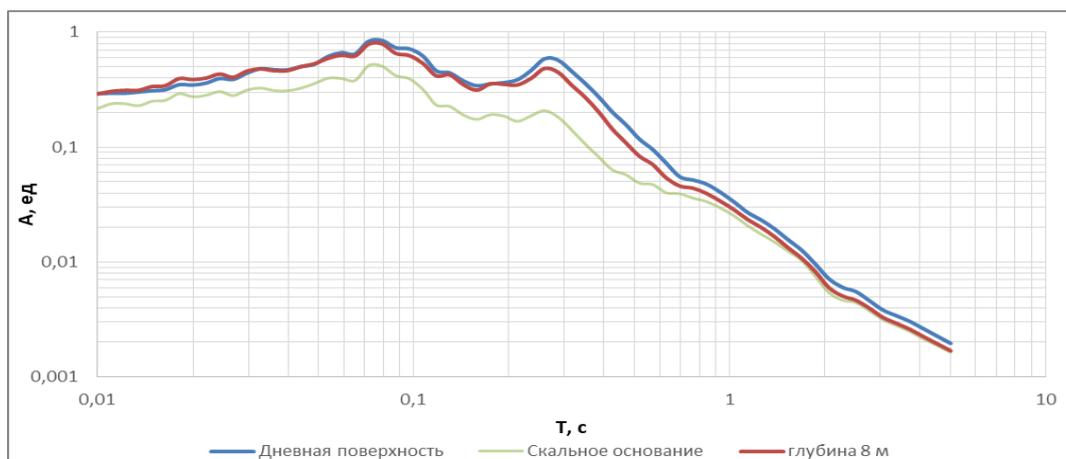


Рис. 6. Спектр реакции грунтовой толщи на различных глубинах.

Выход на стабильный уровень PGA представляет интерес с точки зрения подготовки грунтового основания под строительство многоэтажного здания. Наиболее распространенным видом подготовки грунтовых условий является рытье котлованов, где в последующем будет размещен фундамент здания. Для выбора глубины заложения котлована были проанализированы спектры реакции грунтовой толщи на различных глубинах. На рис. 6 представлен спектр реакции грунтовой толщи для дневной поверхности, скального основания и глубины 8 м. Глубина 8 м выбрана в виду того, что на данной глубине происходит стабилизация PGA, этот уровень находится выше пределов сезонного колебания уровня подземных вод.

На рис. 7 видно, что амплитуда спектра реакции на всей полосе периодов имеет наименьшие значения амплитуд, а дневной поверхности – наивысшие, что соответствует профилю PGA. Спектр реакции грунтовой толщи на глубине 8 м в полосе периодов от 0,01 до 0,08 с, что эквивалентно частотам 100, 12,5 Гц соответственно, имеет идентичные значения со спектром реакции дневной поверхности. От периода в 0,1 с или 10 Гц наблюдаются различия в амплитуде спектра реакции, среднее значение изменения амплитуды спектра относительно дневной поверхности составило 0,028 ед. в полосе периодов 0,1-5 с (10-0,2 Гц). Уменьшение амплитуды реакции грунтов, вызванное в средне- и длинно-периодной части спектра, можно объяснить тем, что с уменьшением грунтовой толщи, покрывающей коренную породу и, соответственно, увеличением V_s происходит уменьшение амплитуды спектра реакции.

Выводы. В результате исследования получена сейсмологическая модель площадки под строительство высотного здания. Рассчитанный профиль пикового ускорения грунтовой толщи позволил оценить его изменения с глубиной и получить ожидаемое значение при открытии котлована. Спектр реакции грунтовой толщи позволил оценить уменьшение амплитуды колебаний различных периодов на трех этажах – дневная поверхность, глубина 8 м, коренная порода. Проведенные исследования позволяют спрогнозировать поведение грунтовой толщи при сильном землетрясении. Отметим, что необходимо проведение аналогичных исследований при открытии котлована для подтверждения полученных результатов данной статьи.

Литература

1. Абдурахманов С.А. Сейсмический эффект в грунтовых условиях Чирчик-Ахангаранского бассейна. - Т.: Фан, 1987. - 124 с.
2. Худайберганов А.М. Инженерная геология городов правобережья р.Чирчик. - Т.: Фан, 1980. - 192 с.
3. Исмаилов В.А. Инженерно-геологические условия подземного пространства г.Ташкента. - Т.: ТГТУ, 2015. - 158 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. - № 2. - С. 6-24.
5. 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.

TEXNOGEN SEYSMIKLIK

УДК 551.3:550.3 (575.1)

Артиков Ф.Р.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА И СЕЙСМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ЗОНЫ ТУПОЛАНГСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Artikov F.R.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A.Mavlyanov nomidagi Seismologiya instituti

Tupolang suv ombori zonasining gidrologik rejimi va seysmik holatini baholash imkoniyatlari

Annotatsiya. Tupolang suv omborining gidrologik rejimini va atrof-muhitning seysmik holatini baholash imkoniyatlarini izlash, uning ishlashining yaqin atrofdagi faol tektonik tuzilmalar holatiga ta'sir darajasini aniqlash uchun zarurdir. Maqolada Tupolang suv ombori zonasining gidrologik rejimi va seysmik holati to'g'risida ma'lumot to'plash natijalari keltirilgan. Tupolang suv omborining hozirgi holati taqdim etilgan va uning gidrologik rejimi bo'yicha raqamli baza tuzilgan. Mahalliy zilzilalar katalogini tuzish va Tupolang suv ombori ta'sir zonasida mahalliy seysmik hodisalarning hududiy tarqalish holatini aniqlash natijalari keltirilgan.

Kalit so'zlar: baholash, gidrologik rejim, suv ombori, seysmiklik, zilzila, taqsimot.

Артиков Ф.Р.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

Возможности оценки гидрологического режима и сейсмического состояния зоны Туполангского водохранилища

Аннотация. Поиск возможностей оценки гидрологического режима Туполангского водохранилища и сейсмического состояния окружающей среды необходим для определения уровня влияния ее эксплуатации на состояние близлежащих активных тектонических структур. В работе изложены результаты сбора данных о гидрологическом режиме и сейсмическом состоянии зоны Туполангского водохранилища. Представлено современное состояние Туполангского водохранилища и составлена цифровая база о его гидрологическом режиме. Изложены результаты составления местного каталога землетрясений и выявления состояния площадного распределения местных сейсмических событий в зоне влияния Туполангского водохранилища.

Ключевые слова: оценка, гидрологический режим, водохранилище, сейсмичность, землетрясение, распределение.

Artikov F.R.

Institute of Seismology named after G.A. Mavlyanova of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan

Possibilities for assessing the hydrological regime and seismic state of the Tupolang reservoir zone

Annotation. The search for opportunities to assess the hydrological regime of the Tupolang reservoir and the seismic state of the environment is necessary to determine the level of influence of its operation on the state of nearby active tectonic structures. The paper presents the results of collecting data on the hydrological regime and seismic state of the Tupolang reservoir zone. The current state of the Tupolang reservoir is presented and a digital base on its hydrological regime is compiled. The results of the compilation of the local earthquake catalog and the identification of the state of the areal distribution of local seismic events in the zone of influence of the Tupolang reservoir are presented.

Key words: assessment, hydrological regime, reservoir, seismicity, earthquake, distribution.

Введение. В мировой практике научных исследований в области исследования влияния эксплуатации водохранилищ на окружающую геологическую среду актуальна интерпретация гидрологического режима и сейсмического состояния зоны влияния гидротехнического сооружения [1-3]. Количественный анализ возможного изменения состояния чаши водохранилища при максимальных и минимальных вариациях гидрологического режима играет важную роль при анализе влияния эксплуатируемых крупных резервуаров на местное сейсмическое состояние [3, 4]. В развитых странах мира определение геологических и геофизических полей в зонах влияния эксплуатируемых крупных водохранилищ, их анализ и оценка начальных и последующих состояний границ деформирования их основания служит одним из важных факторов оценки влияния объекта на окружающую среду [3, 5].

Определение влияния гидрологического режима водохранилищ на сейсмическое состояние окружающей среды, выявление природных и техногенных факторов, угрожающих деятельности, жизни и здоровью населения, играют важную роль в социально-экономическом развитии стран [1, 2, 5].

Цель и методы исследования. Целью исследований является определение гидрологического режима Туполангского водохранилища и современного сейсмического состояния зоны ее влияния. В ходе исследований использовались методы отбора и составления каталога местных землетрясений на базе нескольких региональных каталогов, составленных сейсмологическими службами разных стран, а также эмпирические методы оценки изменения гидрологического режима.

Анализируя мировые данные, нами изучены возможные процессы, происходящие в земной коре под действием инженерно-хозяйственной деятельности человека. К таким техногенным процессам в земной коре на территории Узбекистана можно отнести влияние гидрологического режима крупных водохранилищ, эксплуатируемых в сейсмически опасных зонах, на состояние местной сейсмичности.

Изучение сейсмического состояния ближних зон крупных гидротехнических сооружений прошло долгий путь. С момента их появления в начале 1970-х годов они стали неотъемлемой частью проектов по интерпретации сейсмичности вблизи особо важных и крупных водохранилищ. Сегодня они широко используются для сейсмических, геофизических прогнозов и локальной геодинамики зон резервуаров.

В настоящее время установлено, что создание крупных и глубоких водохранилищ с сосредоточением огромных масс воды на сравнительно небольшой территории может вызывать пригибание земной поверхности, что выражается деформациями ее основания [6-9]. Создаваемые нагрузки способны изменять напряженное состояние горных пород в значительных глубинах и расстояниях. Возникающие деформации земной поверхности распространяются за пределы периметра водохранилища, образуя обширные депрессии. Например, установлено, что воронка оседания на Братской ГЭС (Россия) распространилась на 2-3 км в сторону от водохранилища, достигая 9-10 км в поперечнике, с глубиной проседания до 56 мм за пять лет после затопления. В долине р. Замбези (Африка) на водохранилище Кариба максимум пригибания достиг 285 мм и т. д. При этом медленные тектонические движения могут в определенный момент времени смениться быстрыми (импульсными) тектоническими движениями. Установлена возможность существования прямой связи между локальным проявлением сейсмичности и нагрузкой воды в водохранилище. Выявлено, что интенсивность «возбужденных» (т. е. вызванных техногенными причинами) землетрясений усиливается с увеличением высоты плотины и объема водохранилища [6-9].

Исследованиями показано, что в некоторых водохранилищах первоначальная осадка в 29 мм сократилась за счет подъема основания до 11 мм. В то же время гребень плотины поднимался в том же центральном сечении на 25 мм. Это свидетельствовало об удлинении консоли плотины примерно на 35 мм. Аналогичная картина получена при заполнении водохранилища гравитационной плотины Капанда в Анголе, построенной на горизонтально-слоистых песчаниках с прослоями аргиллитов [6, 9]. Анализ состояния вопроса показал, что вариация гидрологического режима крупных водохранилищ имеет определенное деформационное влияние на верхние слои земной коры. Согласно результатам исследований S.Liu, L.Xu, P.Talwani, Т.А.Ташлыкковой, Л.А.Хамидова, S.Chorpa, K.Marfurt и др., эти деформации могут влиять на сейсмическую обстановку окружающей среды в ближних зонах водохранилищ [2-5, 7-9]. Информация, представленная в этих работах, использована в методологическом плане при поиске возможностей оценки гидрологического режима и сейсмического состояния зоны Туполангского водохранилища.

Туполангское водохранилище и составление цифровой базы гидрологического режима. Территория Туполангского водохранилища расположена в южной части Гиссарского горного хребта и ограничена хребтами с запада Сурхантау и с востока Мачетли. В этом районе происходили сильные и разрушительные землетрясения: Каратагское силой 9-10 баллов (эпицентр расположен очень близко к водохранилищу), Байсунское – 8-9 баллов (в 80-90 км к юго-западу от водохранилища) и Чуянчинское (в 70-80 км к северо-востоку от водохранилища) [10].

Учитывая повторяемость землетрясений и непосредственную близость плейстосейстовой области Каратагского землетрясения к водохранилищу, исходная сейсмичность для территории принята 9 баллов [11].

Гидрологический режим Туполангского водохранилища связан с уровнем годичного питания р.Туполанг. Средняя взвешенная высота водосбора р.Туполанг 2546 м. Объем питания из вы-

сот более 4000 м занимают в нем всего 3,1% общей площади, а высоты, превышающие 3500 м, – 15,4%. Незначительное распространение больших высот и расположение водосбора на южном склоне Гиссарского хребта обуславливают характер питания р. Туполанг [12-14]. Основная масса стока реки формируется за счет таяния сезонных снегов и снежников. Р. Туполанг относится к рекам снегово-ледникового питания с соответствующим характером внутригодового распределения стока (рис. 1).

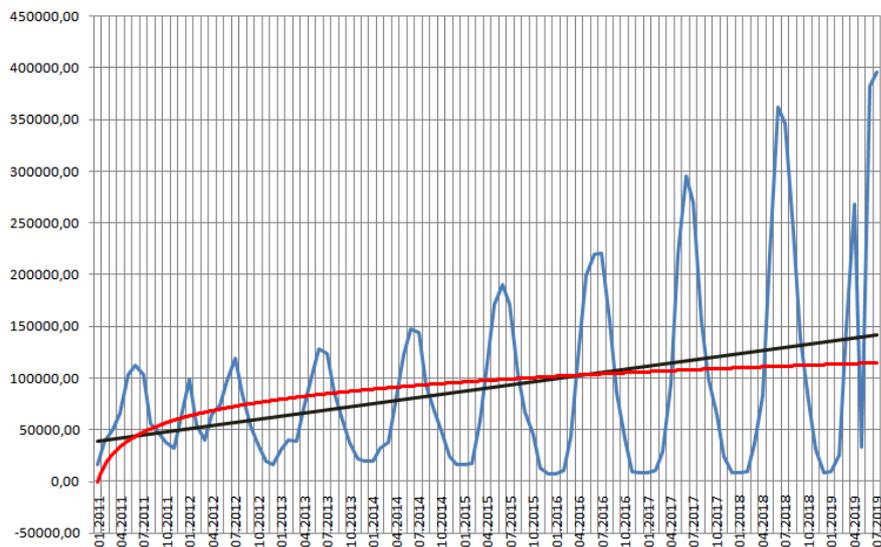
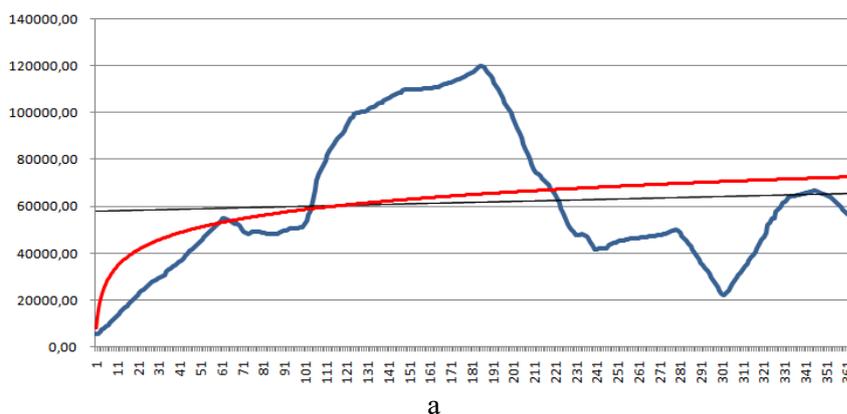


Рис. 1. Линейная и логарифмическая связь вариации объема водохранилища Туполанг в период с 2011 по 2019 гг.

При выходе реки из гор (с. Зарчуб, $F = 2200 \text{ км}^2$) ход расходов воды следующий: незначительное увеличение наблюдается уже в конце февраля (начало половодья в среднем в марте), наибольших значений расходы воды достигают в июне, но средние месячные расходы мая немного уступают июньским; сток за март-июль более чем вдвое превосходит сток июля-сентября ($b = 0,47$); с июля начинается спад увеличения входа воды, продолжающийся до января, когда имеет место годовой минимум объема. Конец половодья приходится на вторую-третью декаду сентября. Средний модуль стока р.Туполанг $M_0 = 23,6 \text{ л/сек км}^2$ [13, 14]. Средние годовые расходы укладываются в пределы 33,4-71,1 $\text{м}^3/\text{сек}$. Коэффициент вариации годового стока $C_v = 0,18$, что свидетельствует о сравнительной устойчивости годового стока реки, если учесть характер ее питания (рис. 2).



а

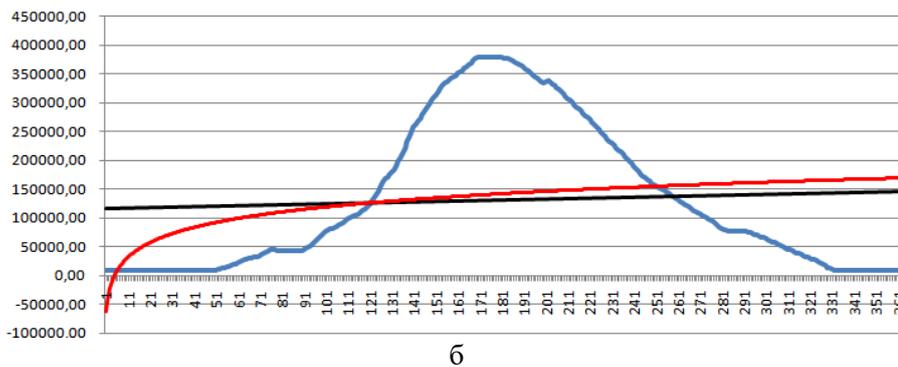


Рис. 2. Объем водохранилища Туполанг в 2011 (а) и 2018 (б) годах по месяцам года.

Изменение стока реки уже от места слияния рек, образующих р.Туполанг, усиленно теряет поверхностный сток на питание грунтовых вод в пределах своих конусов выноса (до 50% расходов при выходе из гор) и, наоборот, подпитываются грунтовыми водами в нижних течениях. Все это приводит к тому, что расходы воды в верхнем течении в мае-сентябре существенно ниже суммарного расхода рек, слагающих р.Туполанг, соответственно и объема воды в водохранилище. Они в той или иной степени участвуют в формировании стока реки в ее верхнем течении. Наоборот, расходы реки в октябре-апреле лишь несколько меньше суммарных расходов. Наиболее резкое уменьшение стока реки и объема воды в водохранилище наблюдается в августе и сентябре, когда расходы воды небольшие, а потребление относительно велико (рис. 3) [12, 14].

Внутригодовое распределение стока на всем ее протяжении может быть охарактеризовано следующим образом: минимальные расходы воды наблюдаются в январе-феврале, затем следует повышение объема до июля, когда наблюдаются наивысшие их значения. По реке июньский сток ничтожно меньше майского, а уже с июля по октябрь объем воды резко падает. В табл. 1 вариации гидрологического режима выражены уравнениями линейной и логарифмической зависимости вариаций объема воды на вдхр. Туполанг по суточным изменениям с 2011 по 2018 гг.

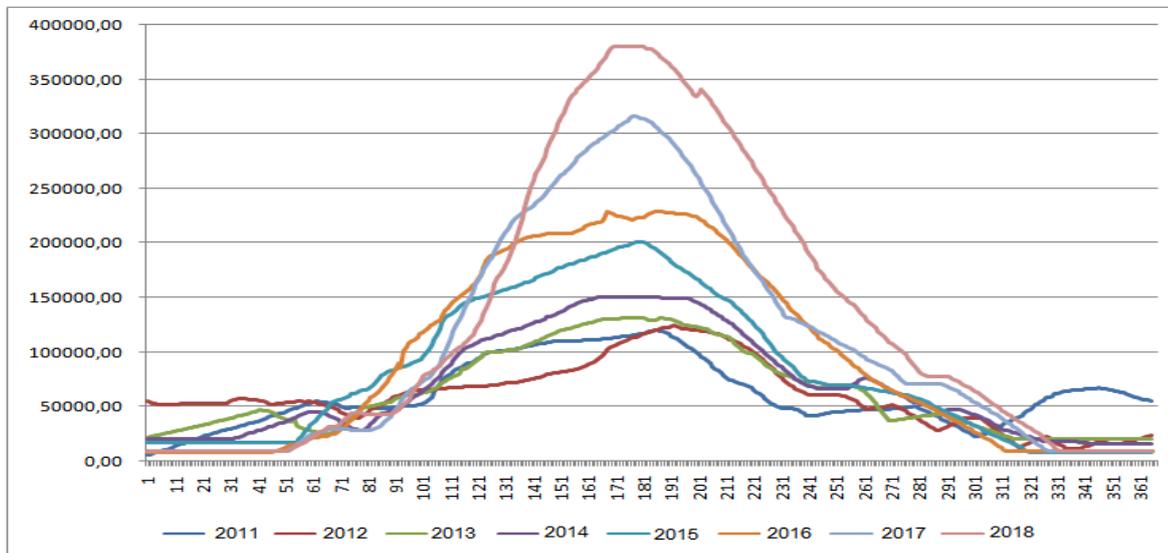


Рис. 3. Объем водохранилища Туполанг с 2011 по 2018 гг. по месяцам года.

Таблица 1

Уравнения линейной и логарифмической зависимости вариаций объема воды в водохранилище Туполанг за 2011-2018 гг.

Годы	Уравнение линейной зависимости $f = f(V,t)$	Достоверность аппроксимации	Уравнение нелинейной зависимости $f = f(V,t)$	Достоверность аппроксимации
2011	$Q = 20,77t + 58106$	$R^2 = 0,0052$	$Q = -92,53t + 77280$	$R^2 = 0,126$
2012	$Q = -92,53t + 77280$	$R^2 = 0,1050$	$Q = -2237\ln(t) + 71329$	$R^2 = 0,005$

2013	$Q = -48,17t + 72702$	$R^2 = 0,0100$	$Q = 6403 \ln(t) + 32440$	$R^2 = 0,026$
2014	$Q = -22,62t + 73846$	$R^2 = 0,0020$	$Q = 11411 \ln(t) + 13671$	$R^2 = 0,055$
2015	$Q = -81,30t + 96103$	$R^2 = 0,0170$	$Q = 12054 \ln(t) + 22031$	$R^2 = 0,032$
2016	$Q = -45,64t + 10305$	$R^2 = 0,0030$	$Q = 20430 \ln(t) - 5693$	$R^2 = 0,055$
2017	$Q = 11,04t + 10522$	$R^2 = 0,0010$	$Q = 27927 \ln(t) - 29892$	$R^2 = 0,070$
2018	$Q = 82,09t + 11605$	$R^2 = 0,0040$	$Q = 39355 \ln(t) - 62178$	$R^2 = 0,089$

Как видно, сток и гидрологический режим р. Туполанг и эксплуатируемого в нем одноименного водохранилища всецело определяются процессами водообразования в горной части бассейна. В пределах равнин воды реки не пополнялись, а только разбирались на орошение, расходовались на испарение и фильтрацию. Поэтому можно предположить, что быстрое увеличение веса и объема воды Туполангского водохранилища при таких изменениях гидрологического режима (наподобии с водохранилищами Саяно-Шушенской ГЭС, Койна, Братское и Кремаста) может оказать влияние на сейсмическое состояние ее ближней зоны.

Составление местного каталога землетрясений и выявление состояния площадного распределения местных сейсмических событий в зоне влияния Туполангского водохранилища. Изучение особенностей проявления сейсмичности в связи с эксплуатацией объекта требует длительного непрерывного наблюдения с накоплением статистики о землетрясениях не только по сильным, но и в основном по слабым землетрясениям менее 10 энергетического класса. Основная задача состоит в составлении местного каталога землетрясений для зоны возможного активного влияния Туполангского водохранилища. Радиус этой зоны, согласно Государственной нормы «Проектирования гидротехнических сооружений в сейсмически опасных зонах» (ШНК 2.06.11-04: пункт 1.12), составляет: для ближней зоны – от 0 до 100 км, для средней зоны – от 100 до 200 км, а дальнейшей зоны – до 200-350 км.

Действовавшая в период проведенных нами исследований региональная сеть сейсмостанций не всегда позволяла получить полную информацию о слабых местных землетрясениях вблизи Туполангского водохранилища. Поэтому в качестве информационной основы при составлении местного каталога для ближней зоны Туполангского водохранилища с 2011 по 2021 гг. использовались следующие источники (табл. 2):

- каталог землетрясений с января 2011 по сентябрь 2017 гг. сети Комплексной опытно-методической экспедиции Института сейсмологии АН РУз (КОМЭ ИС) (фонды лаборатории ЛСТГ) [15].
- сводный каталог землетрясений с 2018 по 2021 гг. Республиканского центра сейсмопрогностического мониторинга (РЦСМ) при МЧС РУз [16];
- каталог землетрясений Опытно-методической экспедиции Национального ядерного центра Республики Казахстан [17];
- каталог землетрясений Единой геофизической службы АН России [18];
- данные центра мониторинга «Объединенные научно-исследовательские институты сейсмологии» IRIS [19];
- данные, установленные лабораторией техногенной сейсмичности Института сейсмологии (ТСИС) в период 2004-2021 гг. цифровых сейсмических станций в районе вдхр. Туполанг [20].

Отметим, что в районе возможного активного влияния Туполангского водохранилища с 2018 по 2021 гг. действовали региональные сейсмические станции Республиканского центра сейсмопрогностического мониторинга (РЦСМ) при МЧС: с/с Китаб (КТБ) – 100 км СЗ, с/с Пачкамар (ПЧК) – 110 км Ю, с/с Байсун (БСН) – 85 км ЮЗ, где использованы с/ст марки Guralp CMG-6TD и Vebtroncs.

Итоги сейсмического мониторинга по всем указанным системам наблюдений обобщены в виде отдельного каталога землетрясений, в котором указываются дата и время землетрясения, расположение эпицентра, глубина очага, магнитуда или энергетический класс, а также некоторые другие параметры землетрясений.

В 2011-2021 гг. зафиксированы 563 землетрясения в районе возможного активного влияния Туполангского водохранилища $R \leq 100$ км. Из них 100-110 – это искусственные землетрясения,

большинство из которых – взрывы в карьерах, эксплуатируемых в зоне исследований. Они очищены из каталога.

В каталоге указаны сведения о 451 землетрясениях.

При составлении каталога местных землетрясений включены только те данные по землетрясениям, которые точно соответствовали по всем параметрам, как минимум по трем из шести перечисленных выше сейсмометрических источников.

Основываясь на эти данные и каталоги землетрясений, нами составлен местный каталог землетрясений, в который, помимо зарегистрированных, были добавлены данные по нескольким указанным выше источникам (рис. 4).

Рис. 4. Примеры местного каталога зоны Туполангского водохранилища.

Местный каталог землетрясений в зоне влияния Туполангского водохранилища подготовлен в среде EXEL-2016 и заложен полностью в среду Arc.Gis-10.8-2010.

Таблица 2

Количество зарегистрированных сейсмических событий разными геофизическими службами в период с января 2011 по май 2020 гг. в радиусе 100 км от створа плотины Туполангского водохранилища

№	Службы	N _{общ.}	n	m	Источник
1	КОМЭ	287	198	89	Фонды лаборатории ЛСТГ*
2	РЦСМ	276	253	23	https://rcsm.fvv.uz/ru/catalog_col
3	KNDC	674	384	78	http://www.kndc.kz/index.php/ru/sejsmicheskie-byulleteni/interactive-bulletin
4	IRIS	251	204	22	http://ds.iris.edu/wilber3/find_event
5	GS RAS	367	312	14	http://ceme.gsras.ru/ceme/ssd_news.html
6	ТСИС	563	451	112	Фонды лаборатории ЛСТГ

Примечание. N_{общ.} – общее количество землетрясений в каталоге; n – количество совпадающих до трех источников землетрясений по основным параметрам с другими каталогами; m – количество не совпадающих хотя бы одним параметром в других каталогах; ЛСТГ* – Лаборатория Локального сейсотехногенеза Института сейсмологии АН РУз.

Этот местный каталог можно считать сводом данных, почти полностью полученных средствами инструментального мониторинга. В качестве показателя масштаба землетрясения здесь используется величина «К» (энергетический класс землетрясения) – десятичный логарифм энергии землетрясения, выраженный в джоулях. Данный показатель широко использовался в бывшей сети сейсмических наблюдений Института сейсмологии АН РУз.

В отношении землетрясений, происходивших с 2018 г., указывается также показатель магнитуды. Величины магнитуды, представленные в каталогах, пересчитаны на величину энергетического класса К на основании классической формулы Gutenberg and Richter.

По данным Н.М.Джураева и Э.Х.Тимбекова, сейсмические исследования, проведенные в период 1973-1981 гг. и в последующие годы, показывают, что территория характеризуется высокой сейсмичностью, где могут происходить землетрясения силой до 9 баллов. Специальными исследованиями Н.М.Джураева и др. на территории водохранилища установлено, что землетрясения силой 7, 8 и 9 баллов имеют тенденцию повторения один раз в 300 лет, 1000 лет и 4000 лет [11, 20].

На рис. 5, а, б, в, г приведены карты распределения очагов землетрясений в радиусе 100 км от створа Туполангского водохранилища за 2011, 2014, 2016 и 2020 гг., построенные на базе составленного местного каталога в среде Arc.Gis-10.8-2010 (рис. 6).

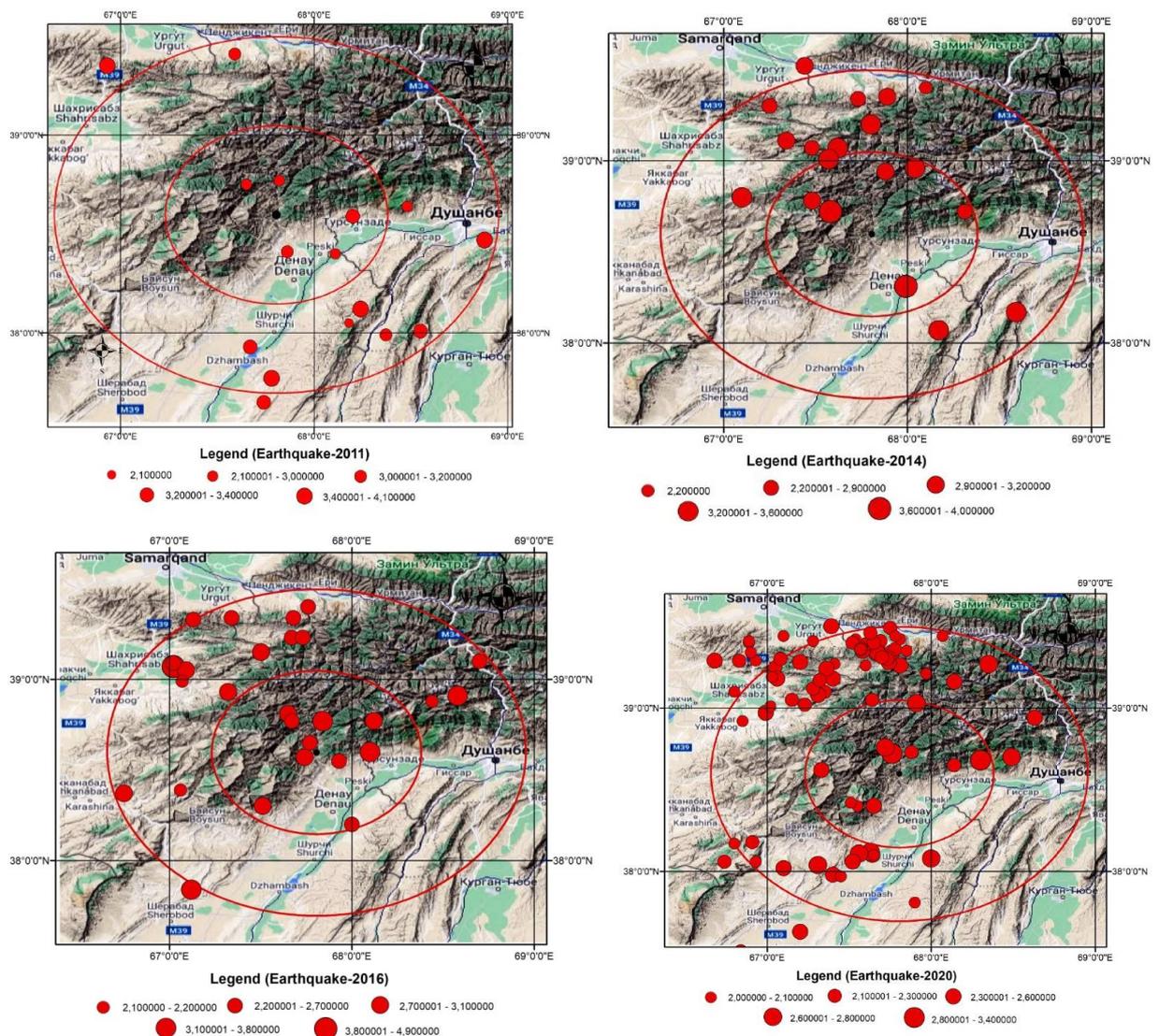


Рис. 5. Распределение очагов землетрясений в радиусе 100 км от створа Туполангского водохранилища, построенные в среде Arc.Gis-10.8-2010. Годы: а – 2011; б – 2014; в – 2016; г – 2020.

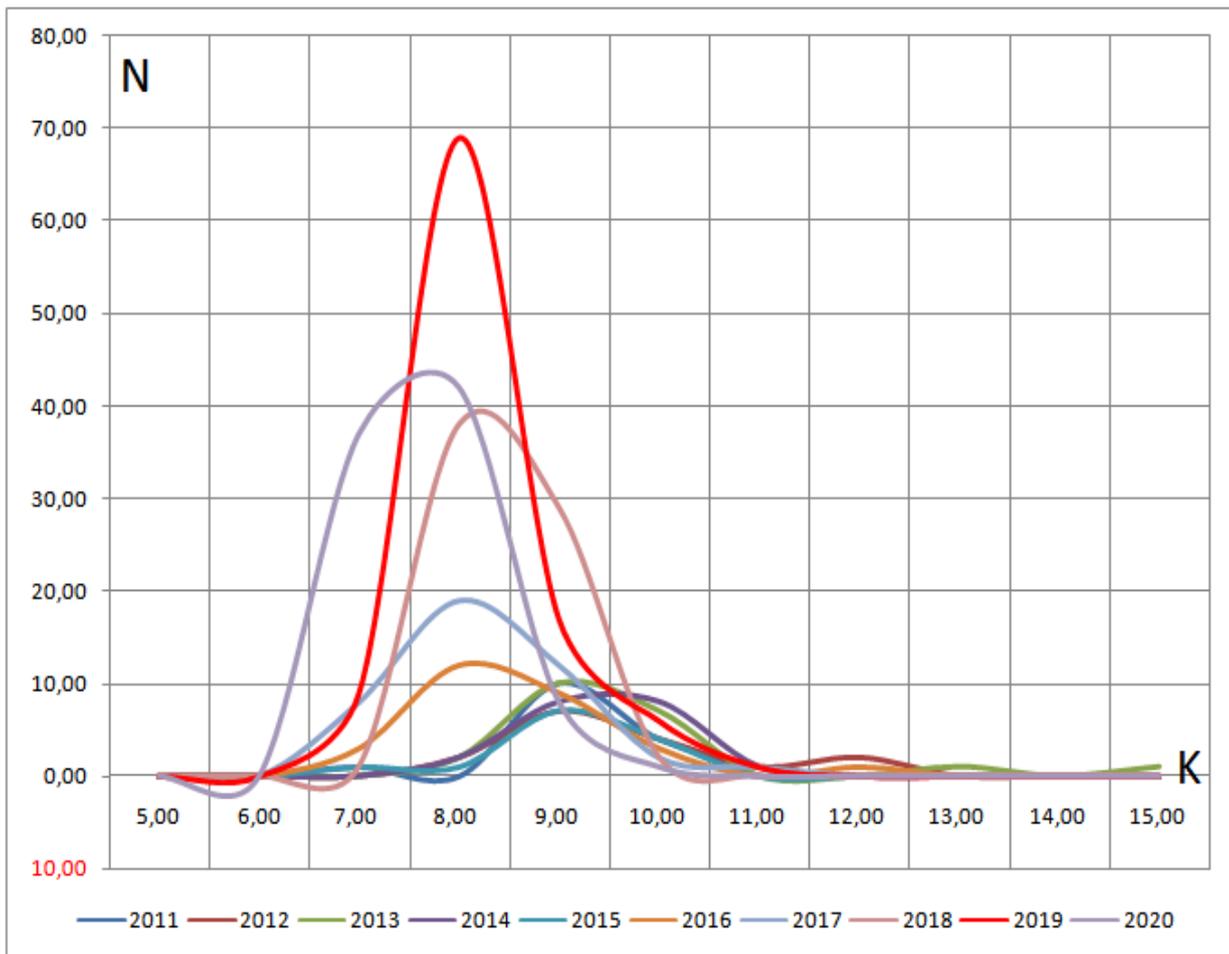


Рис. 6. Количество землетрясений с 2011 по 2020 гг. в зависимости от роста энергетического класса.

Анализ изменения количества землетрясений, рассчитанного в пределах составленного местного каталога для зоны Туполангского водохранилища, показал следующее. Изменение системы региональных наблюдений, переходя к 2017 г. из КОМЭ при ИС в РСЦ при МЧС с обеспечением новых аппаратур к 2020 г. регистрации землетрясений привело к тому, что в данном районе количество зарегистрированных землетрясений увеличилось в 2,3 раза, в то время как по составленному нами местному каталогу по шести источникам это же количество увеличилось до 3,5 раза [16, 20]. Общее количество землетрясений с 2011 по 2020 гг., введенных в составленный местный каталог, – 415 (рис. 6). Из них 85 землетрясений происходили с 2011 по 2015 г., что составляет 20% от общего количества. 330 землетрясений происходили с 2016 по 2020 гг., что составляет 80% от общего числа (практически в четыре раза выше) [21].

Заключение. Анализ работ по изучению локальной сейсмичности в ближних зонах водохранилища показал необходимость исследования изменения гидрологического режима Туполангского водохранилища для поиска возможного влияния ее на сейсмическое состояние в его ближних зонах. Базируясь на информации от действующих в настоящее время в разных сейсмометрических наблюдательных сетях данных, составлен каталог местных землетрясений для ближней зоны Туполангского водохранилища. Используя составленный каталог местных землетрясений, построены картины площадного распределения сейсмических событий, произошедших за последние десять лет в зоне возможного влияния Туполангского водохранилища. Выявлено, что увеличение количества сейсмических событий в районе Туполангского водохранилища в основном отразилось на увеличении количества слабых землетрясений.

Литература

1. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. - М.: Мир, 1979. - 253 с.
2. Liu S., Xu L., Talwani P. Reservoir-induced seismicity in the Danjiangkou Reservoir: a quantitative analysis // *Geophys. J. Int.* - 2011. - № 185. - P. 514-528.
3. Ташлыкова Т.А. Доказательство факта присутствия наведенной сейсмичности в районе эксплуатирующихся глубоководных водохранилищ Ангарского каскада // IX Российско-Монгольская конф. по астрономии и геофизике. - 2011. - С. 74-81.
4. Хамидов Л.А. Внутренние усилия тектонических структур от вариации техногенной нагрузки // Докл. АН РУз. - Т. - 2017. - № 3. - С.56-59.
5. Chopra Satinder and Marfurt Kurt Seismic Attributes – a promising aid for geologic prediction // REC@RDER Canadian Society of Exploration Geophysicists. - 2006. - Vol. 31/ - No. Special.
6. Савич А.И., Газиев Э.Г. Влияние трещинной воды в скальных основаниях на их напряженно-деформированное состояние // Геомеханика в горном деле / Докл. Всеросс. науч.-техн. конф. с междунар. участием 1-3 октября 2013 г. - Екатеринбург. - С. 25-35.
7. Vertical displacement of rock foundation at Ingouri arch dam during 1st stage filling of reservoir / E. Gaziev et al // *Field Measurements in Geomechanics: International Symposium: Vol. 2 / Swiss Federal Institute of Technology.* - Zürich, 1983. - P. 23-34.
8. Тетельмин В.В. Фактор прогиба земной коры в большой гидроэнергетике // <http://www.rushydro.ru/upload/iblock/cef/Vladimir-Tetelmin.pdf>
9. Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Мусаев М.А., Идармачев И.Ш. Оценка деформаций земной коры в районе Чирекской ГЭС в результате сезонных нагрузок от водохранилищ // *Инженерная геология.* - 2015. - № 2. - С. 52-57.
10. Lutfulla Khamidov, Mahmud Turapov, Soqijon Mahkamov, Farkhod Artikov and Shavkat Suyunov. Tracking the local seismicity level in the active influence zone of the southern Uzbekistan // *J.E3S Web of Conferences* 264, 02043 (2021) <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202126402043>.
11. Тимбеков И.Х., Джураев Н.М., Туйчиева М.А. О достижениях комплексных инженерно-сейсмологических исследований, проведенных в районе предстоящего строительства гидротехнических сооружений в сейсмоактивных зонах Узбекистана // *Проблемы сейсмологии в Узбекистане.* - Т.: Янги авлод, 2006. - № 3. - С. 54-63.
12. Чемборисов Э.И., Нарулин А.Б., Лесник Т.Ю., Хожамуратова Р.Т. Генезис и режим поверхностных вод бассейна реки Амударьи и их влияние на засоление агроландшафтов (на примере бассейна реки Амударьи). - Нукус: «QARAQALPAKSTAN» 2016. - 162 с.
13. Chembarisov E.I. Hydrochemistry of river, collector, and drainage waters in the Aral Sea basin // *The Aral Sea basin, NATO ASI Series 2. Environment Vol. 12.* - 1996. - P. 115-120.
14. Артиков Ф.Р., Хамидов Л.А. Возможное влияние вариации нагрузки от водохранилищ на изменения количества местных сейсмических событий // *Мат-лы XII Междунар. Молодежной конф. «Современные техника и технологии в научных исследованиях», 22-24 апреля 2020, Бишкек, Киргизия.* - С. 208-214. (<http://mmk.gdirc.kg/archive/>).
15. Каталог землетрясений Института сейсмологии АН РУз (электронный ресурс) – URL: <http://isas.uzsci.net/last-earthquakes.php>
16. Каталог землетрясений с 2018 по 2021 гг. Республиканского центра сейсмопрогностического мониторинга (РЦСМ) при МЧС РУз: (https://rcsm.fvv.uz/ru/catalog_col).
17. Каталог землетрясений Опытнометодической экспедиции Национального ядерного центра Республики Казахстан (электронный ресурс) URL: <http://www.kncd.kz/index.php/ru/sejsmicheskie-bulleteni/interactive-bulletin>.
18. Каталог землетрясений Единой геофизической службы АН России (электронный ресурс) – URL: http://ceme.gsras.ru/ceme/ssd_news.html.
19. Каталог землетрясений центра данных «Объединенные научно-исследовательские институты сейсмологии» IRIS (электронный ресурс) – URL: http://ds.iris.edu/wilber3/find_event.
20. Артиков Ф.Р. Слабые землетрясения в ближней зоне Туполангского водохранилища в период ее эксплуатации // *Ўзбекистон Республикаси аҳолиси ва ҳудудининг сейсмик хавфсизлигини таъминлаш муаммолари / Республика миқёсидаги илмий ва илмий-техник анжуман (TASECO 2021).* - 20-21 сентябрь 2021 й. - Т., 2021. - С. 11-16.
21. Khamidov Kh.L., Artikov F.R., Khamidov L.A. Calibration of seismic station channels in Gissarak and Tupolang reservoirs and monitoring of seismic events in their near zones // *International Journal of Geology, Earth & Environmental Sciences.* - 2021. - Vol. 11. - P. 164-173. (ISSN: 2277-2081 An Open Access, Online International Journal Available at <http://www.cibtech.org/jgee.htm>)

УДК 551.3:550.3 (575.1)

Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Хамидов Л.А., Анварова С.Г.
Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

ТЕСТИРОВАНИЕ СТАЦИОНАРНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ И СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ, ИСПОЛЬЗУЕМЫХ В ГИССАРАКСКОМ И ТУПОЛАНГСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩАХ

Hamidov X.L., Artikov F.R., Hamidov L.A., Anvarova S.G.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A.Mavlyanov nomidagi Seismologiya instituti

**Hisorak va To'polon suv omborlarida ishlatilayotgan stantsionar
seysmik stansiyalar va seysmik qabul qiluvchilarni sinovdan o'tkazish**

Аннотация. Hisorak va To'polon suv omborlarida ishlatilayotgan stantsionar seysmik stansiyalar va seysmik qabul qiluvchilarni sinovdan o'tkazish muhandislik va seysmometrik operatsiyalar paytida seysmometrik ma'lumotlarning ishonchliligini ta'minlash uchun zarur. Bu tadqiqotlar Hisorak suv ombori uzluksiz ish holatida ekanligi va To'polon suv omborida seysmik monitoring ob'ektni qurilish va ishlatish davrida bir vaqtning o'zida o'tkazilishi bilan ahamiyatlidir. Bunda Hisorak va To'polon suv omborlari zonalarida joylashtirilgan seysmometrik kuzatish tizimi ishlashining asosiy parametrlari, qoidalari va shartlari o'zgarishsiz qoldirildi. Seysmik stantsiya kanallarini, shu jumladan seysmik qabul qiluvchilarni kalibrlash va ishlashini tekshirish uchun raqamli seysmik kanal uchun harmonik kalibrash usulining varianti amalga oshirildi. Dasturiy muhitda, taqdim etilgan algoritmg muvofiq, kanallarning amplituda-chastotali xarakteristikalari, identifikator - bu avtomatik raqamli konvertor va boshqa parametrlarning vaqtinchalik javobi nazorat qilinadi. Hisorak va Tupolang suv omborlarining to'g'on va qirg'oq yonbag'irlarining tebranishlarining sinxronligini o'rganish natijasida quyidagilar aniqlandi. Hisorak to'g'onida, sharqiy-shimoli-sharqiy yo'nalishlarda 100 km gacha bo'lgan zilzilalardan, to'g'on va poydevorning tebranishi, chap tomondan taglikdan biroz oshib ketganda sodir bo'ladi. Tupolang to'g'oni uchun shimoliy va janubiy yo'nalishlarda zilzila sodir bo'lganda, yonbag'ir va poydevorning tebranishi poydevordan sancak tomonida biroz kechikish bilan sodir bo'ladi.

Калит so'zlar: sinov testlash, kanallar, seysmik tebranishlar, spektr, to'g'on, tezlik, o'lchash joyi, seysmik qabul qiluvchi.

Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Хамидов Л.А., Анварова С.Г.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

**Тестирование стационарных сейсмических станций и сейсмоприемников,
используемых в Гиссаракском и Туполангском водохранилищах**

Аннотация. Тестирование стационарных сейсмических станций и сейсмоприемников, используемых в Гиссаракском и Туполангском водохранилищах, необходимо для обеспечения достоверности сейсмометрической информации при проведении инженерно-сейсмометрических работ. Эти исследования актуальны тем, что Гиссаракское водохранилище находится в состоянии непрерывной эксплуатации, а сейсмический мониторинг на Туполангском водохранилище проводится синхронно в период строительства и эксплуатации объекта. Основные положения и условия работы системы сейсмометрических наблюдений в зонах Гиссаракского и Туполангского водохранилища остаются неизменными. Для калибровки и проверки работоспособности каналов сейсмостанции, включая сейсмоприемники, реализован вариант метода гармонической калибровки цифрового сейсмического канала. В среде программного обеспечения, согласно представленному алгоритму, контролируются амплитудно-частотные характеристики каналов; идентичность, переходная характеристика автоматического цифрового преобразователя и другие параметры. Исследование синхронности колебаний плотины и береговых склонов Гиссаракского и Туполангского водохранилищ выявило следующее. В Гиссаракской плотине от землетрясений, происходящих в восточно-северо-восточном направлении до 100 км, колебания плотины и фундамента происходят с небольшим превышением левого борта от основания. Для плотины Туполанг при землетрясении, происходящем в северном и южном направлениях, колебания сторон и основания происходят с небольшой задержкой по правому борту от основания.

Ключевые слова: тестирование, каналы, сейсмические колебания, спектр, плотина, скорость, измерительная точка, сейсмоприемник.

Khamidov H.L., Artikov F.R., Khamidov L.A., Anvarova S.G.

Institute of Seismology named after G.A. Mavlyanova of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan

**Testing of stationary seismic stations and seismic receivers,
used in the Gissarak and Tupolang reservoirs**

Annotation. Testing of stationary seismic stations and seismic receivers used in the Gissarak and Tupolang reservoirs is necessary to ensure the reliability of seismometric information during engineering and seismometric operations. These studies are relevant in that the Gissarak reservoir is in a state of continuous operation and seismic monitoring at the Tupolang reservoir is carried out simultaneously during the construction and operation of the facil-

ity. The main provisions and conditions for the operation of the seismometric observation system in the zones of the Gissarak and Tupolang reservoirs remain unchanged. To calibrate and check the operability of seismic station channels, including seismic receivers, a variant of the harmonic calibration method for a digital seismic channel has been implemented. In the software environment, according to the presented algorithm, the amplitude-frequency characteristics of the channels are controlled; identity is the transient response of the automatic digital converter and other parameters. The study of the synchronicity of oscillations of the dam and the coastal slopes of the Gissarak and Tupolang reservoirs revealed the following. In the Gissarak dam, from earthquakes occurring in the east-north-east directions up to 100 km, the dam and foundation vibrations occur with a slight excess of the left side from the base. For the Tupolang dam, when an earthquake occurs in the north and south directions, the oscillations of the sides and base occur with a slight delay on the starboard side from the base.

Key words: testing, channels, seismic oscillations, spectrum, dam, speed, measuring point, seismic receiver.

Введение. Повышенные требования к точности измерений, которые предъявляются к регистрирующим системам мониторинга сейсмичности территорий водохранилищ, не могут быть удовлетворены без надежной метрологической аттестации и проверки рабочих характеристик каналов сейсмических станций при их наладке, а также регулярном контроле за состоянием аппаратуры в процессе эксплуатации [1, 2]. Для проведения цифровой регистрации сейсмических волн при локальных наблюдениях Гиссаракский и Туполангский измерительные пункты для записи местных и близких землетрясений оборудованы чувствительными сейсмометрами типа СКМ-3 и СМ-3 с увеличением каналов в зависимости от фона помех 1-го рода от 10000. Тестирование 12 измерительных пунктов произведено в трехкомпонентном режиме. В состав рабочей сейсмической станции входили 16-разрядный автоматический цифровой преобразователь “ELIUS”, GPS-приемник “Garmin- ELIUS”, UPS “NOVA 600AVR” и промышленный компьютер EBS-1363.

Цель и методы исследования. Сейсмический мониторинг территории Гиссаракского и Туполангского водохранилищ производился в основном лабораторией Техногенной сейсмичности (ныне Локального сеймотехногенеза) Института сейсмологии (ИС) АН РУз [3]. В настоящем на территории в радиусе до 120 км от Гиссаракского и Туполангского водохранилищ действуют 3 сейсмостанции, используемые для определения эпицентров и магнитуды землетрясений [1, 3, 5]. Первая сейсмическая станция «Туполанг» (ТПЛ) расположена на расстоянии 1 км к югу от створа Туполангского водохранилища и 77 км от створа Гиссаракского водохранилища в юго-восточном направлении. Вторая сейсмическая станция «Шабда» (ШБД) расположена на расстоянии 76 км к северо-западу от створа Туполангского водохранилища и 1 км к западу от створа Гиссаракского водохранилища. Третья станция расположена в расстоянии 115 км к западу от створа Туполангского водохранилища и 72 км к западу от створа Гиссаракского водохранилища, в 300 м от левого берега Пачкамарского водохранилища (ПЧК). На этих станциях с 2011 по 2021 гг. (в Пачкамарской зоне с 2015 по 2019 гг., отдельно от станций Комплексной опытно-методической экспедиции Института сейсмологии АН РУз) действовала сейсмическая станция «СРС-КМ/V-F» (Elius). Ранее этот тип цифровых станций с 2006 по 2015 гг. успешно обеспечил составление региональных каталогов землетрясений Узбекистана на основе регистрации в 22 Республиканских сейсмических станциях в составе Комплексной опытно-методической экспедиции Института сейсмологии АН РУз [4]. Также эти станции многие годы успешно обеспечивали сейсмометрической информацией в системе сейсмического мониторинга объекты «ЛУКОЙЛ», вплоть до 2020 г.

Согласно условиям эксплуатации сейсмометрической аппаратуры, в зонах Гиссаракского и Туполангского водохранилищ основные характеристики регистрирующего тракта следующие. Амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) каналов, идентичность АЧХ – полная или частичная – каналов, амплитудные характеристики каналов, их линейность и динамический диапазон, переходная характеристика автоматического цифрового преобразователя – АЦП, взаимное влияние каналов, положение нулевого уровня АЦП и его стабильность [6]. При эксплуатации обеспечена возможность быстрого контроля общей работоспособности системы, включая сейсмические датчики [3, 6, 7].

М.В.Соколовым и Н.О.Словцовым представлена основа программного обеспечения калибровки сейсмометрических каналов «СРС-КМ/V-F» [6]. Согласно требованию, это программное обеспечение калибровки сейсмометрических каналов сейсмической рабочей станции «СРС-КМ/V-F» (далее – станция) и первичная обработка информации (далее – ПО) установлено на персональном компьютере, работающем с Windows XP [6]. Во время выполнения работ по калибровке компьютер подключается к станции по интерфейсу USB.

С 2007 по 2019 г. все заводские метрологические оценки и проверки сейсмостанций, установленных на плотине и береговых склонов Гиссаракского и Туполангского водохранилищ, производятся на основе нижеизложенного алгоритма.

Для калибровки и проверки работоспособности каналов сейсмостанции, включая сейсмометры, реализован вариант метода гармонической калибровки сейсмического канала. При этом на персональном компьютере (ПК) обработаны отклик системы при подаче заданного сигнала от генератора непосредственно на рабочий вход канала и тестовых импульсов на демпфирующую катушку сейсмоприемника.

Расчет АЧХ выполнялся для трех каналов каждой станции поочередно на основе цифровых записей синусоидальных колебаний напряжения от внешнего генератора для набора заданных частот. К одному из трех входов тестового сигнала устройства преобразования станции подключен внешний генератор синусоидальной частоты. Последовательно заданы следующие частоты генератора f_2 , Гц: 33,0; 20,0; 15,0; 10,0; 7,0; 5,0; 3,3; 2,0; 1,5; 1,0; 0,7; 0,5; 0,33; 0,2; 0,15; 0,1 в логарифмическом масштабе [3, 6, 8].

Амплитудное значение напряжения в выходе генератора на всех частотах поддерживалось на уровне 30 мВ с точностью 1%. Сформированы файлы цифровых записей колебаний для заданного набора частот от внешнего генератора для каждого из трех каналов станции СРС. Длительность записи – пять-семь периодов сигнала генератора. Используя файлы цифровых записей в каждом выделенном интервале (окне) для каждой частоты генератора по приведенным формулам определены: среднеарифметическое значение амплитуд A_ω : $A_\omega = \sum A_i / N$ [мВ], где A_i [мВ] – амплитудные значения записанного сигнала в выделенном интервале, взятые по модулю; N – количество амплитудных значений в выделенном интервале, согласно [8].

Среднеарифметическое значение периодов T_ω гармонических колебаний определены из: $T_\omega = \sum T_i / N$ [с], где T_i [с] – временной интервал между соседними амплитудными значениями одной полярности записанного сигнала в выделенном интервале; N – количество определенных временных интервалов в выделенном интервале, согласно [1, 3, 6].

Среднеквадратичное отклонение амплитуд A_ω определено из:

$$A_\omega = \sqrt{(\sum A_i^2 - (\sum A_i)^2 / N) / (N - 1)} \text{ [мВ]},$$

где A_i [мВ] – амплитудные значения записанного сигнала в выделенном интервале, взятые по модулю; N – количество амплитудных значений в выделенном интервале, согласно [6].

Среднеквадратичное отклонение периодов T_ω определено из:

$$T_\omega = \sqrt{(\sum T_i^2 - (\sum T_i)^2 / N) / (N - 1)} \text{ [с]},$$

где T_i [с] – временной интервал между соседними амплитудными значениями одной полярности записанного сигнала в выделенном интервале; N – количество определенных временных интервалов в выделенном интервале, согласно [6].

Наблюдаемые частоты в цифровых записях калибровочных колебаний определены из:

$f = 1 / T_\omega$ [Гц], где T_ω [с] – среднеарифметическое значение периодов гармонических колебаний, согласно [6].

Расчет коэффициента передачи канала W_ω в разных частотах произведен, согласно [6-8], по формуле: $W_\omega = A_\omega / U_{ex}$, где A_ω [мВ] – среднеарифметическое значение амплитуд; U_{ex} – [мВ] амплитудное значение напряжения на входе рабочего канала станции и $U_{ex} = U_\Gamma / K$ [мВ], где U_Γ [мВ] – выходное значение напряжения генератора инфразвуковых синусоидальных колебаний; K – коэффициент делителя напряжения генератора.

Расчет частотных характеристик сейсмометра U_S для периодов колебаний T_ω произведен по формуле [6]:

$$U_S = 1 / \sqrt{(1 - u_s)^2 + (2D_s * u_s)^2},$$

где $u_s = T_\omega / T_S$ – вспомогательный параметр; T_ω [с] – среднеарифметическое значение периодов; T_S [с] – период сейсмоприемника (парциальный); D_s – постоянное затухание сейсмоприемника.

Рассчитать коэффициенты чувствительности (амплитудно-частотную характеристику) канала V_v для всех периодов T_ω , согласно [6], можно по формуле:

$$V_v = S_{sq} * W_\omega * U_S * R_{ex} / (R_{ex} + R_{sq} + R_l) \text{ [Вс/м]},$$

где S_{sq} [Вс/м] – чувствительность рабочей обмотки сейсмоприемника – вводится пользователем [3, 6, 8]; W_ω – коэффициент передачи канала на периоде T_ω ; U_S – частотная характеристика сейсмометра; R_{ex} [Ом] – входное сопротивление канала; R_{sq} [Ом] – сопротивление рабочей обмотки сейсмоприемника; R_l [Ом] – гасящее сопротивление для канала с заглублением (при

необходимости идентификации АЧХ каналов) рассчитывается и вводится пользователем – для остальных каналов $R_l = 0$.

Алгоритм работы программы автоматизированного контроля над постоянными сейсмическими датчиками – периодом собственных колебаний T_s и суммой затуханий $Ds_g + Ds_o$ производится, согласно требованиям [8].

Для этого использована цифровая запись затухающих колебаний сейсмоприемника, возбужденного двумя разными калибровочными импульсами, длительностью $T_{имп}$ и величиной $U_{имп}$, служащими для проверки работоспособности канала при отключенной демпфирующей обмотке.

Для каждого импульса, поданного на демпфирующую обмотку сейсмоприемника, проведен анализ его отклика на рабочей обмотке. Определены экстремальные значения (амплитуды по модулю) Y_i ($i = 1 \dots 8$) и соответствующие им моменты времени t_i [с].

Далее определяются декременты затухания в третьей степени (для каждого импульса отдельно) по формулам:

$$\lambda_1^3 = (Y_2 + Y_3) / (Y_5 + Y_6); \lambda_2^3 = (Y_3 + Y_4) / (Y_6 + Y_7); \\ \lambda_3^3 = (Y_4 + Y_5) / (Y_7 + Y_8),$$

где Y – экстремальные значения (амплитуды по модулю).

Вычисление среднего значения декрементов затухания третьей степени осуществлено, согласно [8], по формуле:

$$\lambda^3 = (\lambda_1^3 + \lambda_2^3 + \lambda_3^3) / 3,$$

где $\lambda_1^3, \lambda_2^3, \lambda_3^3$ – декременты затухания в третьей степени.

Расчет логарифмического декремента затухания L по формуле:

$$L = 1/3 * \lg \lambda^3,$$

где λ^3 – среднее значение декрементов затухания третьей степени.

Расчет контрольных затуханий Ds^+ и Ds^- для положительного и отрицательного импульса произведен по формуле [6]:

$$Ds = (0,733 * L) / \sqrt{(1 + (0,733 * L)^2)},$$

где L – логарифмический декремент затухания.

Определение средних значений периода сейсмоприемника Ts^+ и Ts^- для положительного и отрицательного импульса отдельно осуществлено по формуле [6]:

$$Ts = (\sum (t_{i+2} - t_i)) / 5,$$

где t_i – моменты времени, соответствующие экстремальным значениям отклика [$i = 2; 3; 4; 5; 6$].

Для каждого канала рассчитаны отклонения (в процентах) наблюдаемых параметров от калибровочных по формулам:

$$\Delta Ts^+ = [(Ts^+ - Ts_K^+) / Ts_K^+] * 100 [\%]; \Delta Ts^- = [(Ts^- - Ts_K^-) / Ts_K^-] * 100 [\%]; \\ Ds^+ = [(Ds^+ - Ds_K^+) / Ds_K^+] * 100 [\%]; \Delta Ds^- = [(Ds^- - Ds_K^-) / Ds_K^-] * 100 [\%]; \\ \Delta Y_2^+ = [(Y_2^+ - Y_{2K}^+) / Y_{2K}^+] * 100 [\%]; \Delta Y_2^- = [(Y_2^- - Y_{2K}^-) / Y_{2K}^-] * 100 [\%].$$

Результаты расчета для всех трех каналов занесены в сводную таблицу. Для проверки основных параметров канала использован созданный в [6, 8] программный блок сравнения текущего цифрового отклика от импульса с теми же параметрами $T_{имп}$ и $U_{имп}$ с калибровочным.

Результаты и их обсуждение. Ниже приведен пример тестирования сейсмических станций и сейсмических датчиков, используемых на объекте Гиссарак (тестирование произведено также и на объектах Туполанг и Пачкамар).

На плотине и береговых склонах Гиссаракского водохранилища сейсмоприемники размещены на поверхности и на площадках уступов карьера (рис. 1), и в скважинах глубиной 5-10 м, пробуренных за верхним контуром плотины. Расстояние между сейсмоприемниками порядка 100-200 м, наблюдениями охвачен объем пород с максимальным поперечным размером 400-1100 м. Основание плотины Гиссаракского водохранилища расположено в едином тектоническом блоке, и в зонах сейсмичностью 7 и 8 баллов. За период исследований в теле плотины действовали восемь измерительных точек – ИТ (рис. 1).

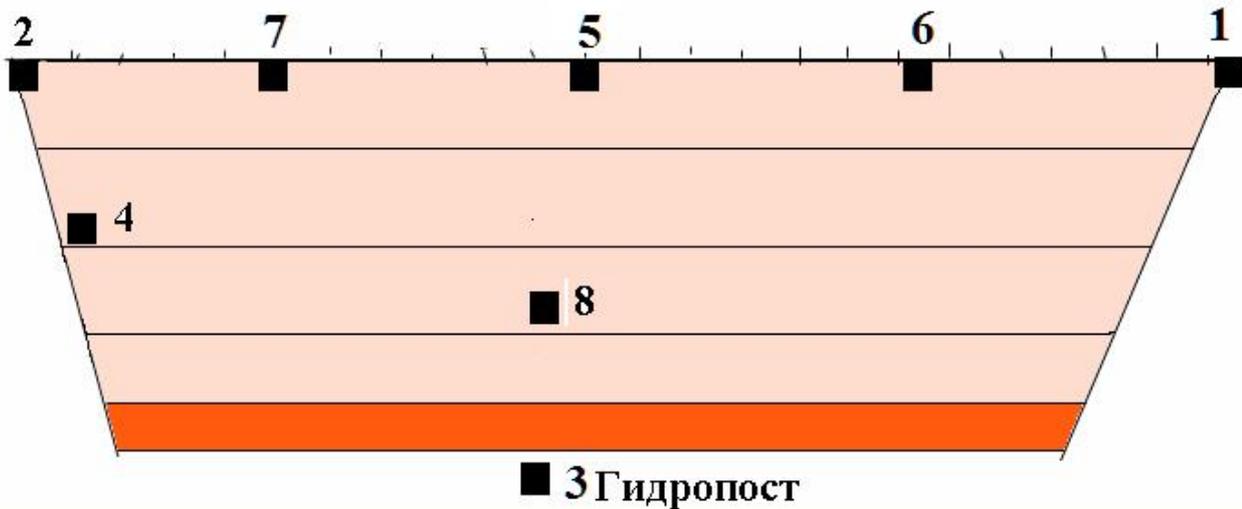


Рис. 1. Схема размещения измерительных точек на плотине в береговых склонах Гиссарского водохранилища.

ИТ3 и ИТ8 работали для локализации местных колебаний. В основном по этим ИТ произведено более 143 записей, из которых 28 относились к близким землетрясениям. Синхронная запись проведена на ИТ5 на гребне. Вариация по схеме из рис. 1 ИТ3 с переводом по установленной временной шкале на ИТ7, ИТ5, ИТ6 и ИТ1 проведена при обработке ИТ2 и ИТ3 основания. Изучение спектров и их параметров в 2018 г. по ИТ1, ИТ2 и ИТ3 показали, что кривые спектра для левого и правого бортов имеют определенную разность в пределах допустимых 15%. На рис. 2, 3, 4 и 5 показаны сравнительные оценки смещений по разным измерительным точкам скоростей при ближнем очаге.

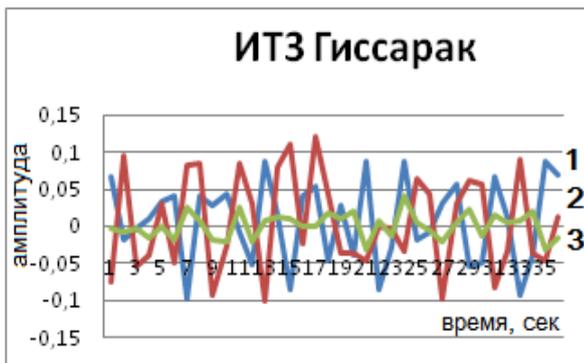


Рис. 2. Смещения по ИТ3 скорости при ближнем очаге (1 – EW; 2 – NS; 3 – Z).

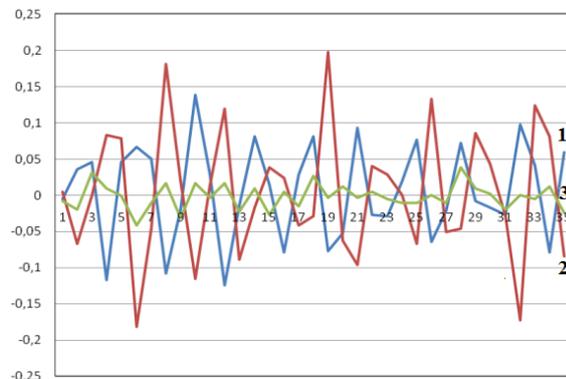


Рис. 3. Смещения по ИТ5 скорости при ближнем очаге.

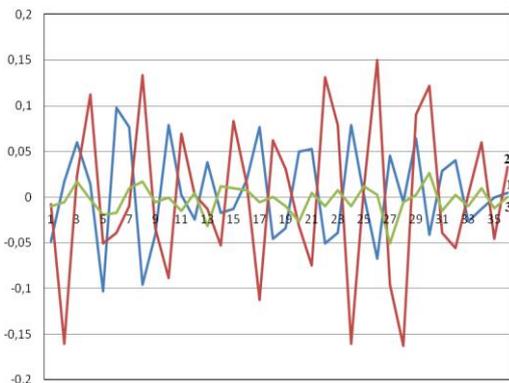


Рис. 4. Смещения по ИТ8 скорости при ближнем очаге.

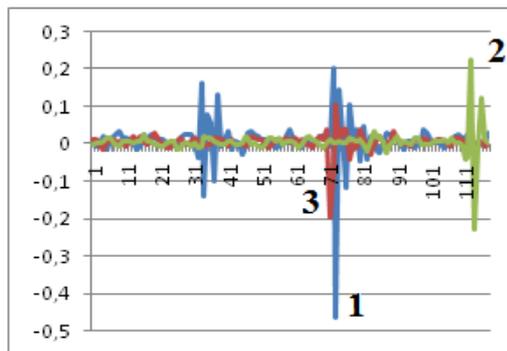


Рис. 5. Осредненные скорости при ближнем очаге.

На рис. 6, 7 и 8 показано изменение компонент скоростей в трех каналах в ИТ7, измеренных при нестационарных съемках.



Рис. 6. Изменение компонент скоростей в первом канале ИТ7.



Рис. 7. Изменение компонент скоростей во втором канале ИТ7.



Рис. 8. Изменение компонент скоростей Z в 3 канале ИТ7.

Определены два четко выраженных максимума S . С увеличением эпицентрального расстояния положение максимума S_{max} на всех компонентах перемещается в область низких частот. По отобраным записям землетрясений, в первую очередь, определена длина анализируемого участка сейсмограммы. Эта длина определялась с момента вступления волны "S" до момента, когда амплитуда колебания равна примерно 1/6. Расчет до максимальной амплитуды в среднем составляет от 2 до 8 сек (редко, до 10). АЧХ характеристики измерительных точек (по рис. 1) представлены на рис. 9-11 и табл. 1-3.

Таблица 1

**Амплитудно-частотные характеристики каналов СКМ
сейсмостанции Гиссарак ИТЗ**

Параметр	N	E	Z	T,с	Vn (1)	Ve (2)	Vz (3)
Ts	1,15	0,87	1,21	0,01	174,5	10,71	0,03
Ds	0,39	0,47	0,33	0,013	218,2	13,35	0,03
Tg	0,47	0,34	0,46	0,014	244,4	14,93	0,04
Dg	0,41	1,83	0,58	0,016	279,4	17,01	0,04
Kc	0,1	0,1	0,1	0,02	349,4	21,11	0,05
Vo	10000	100	1	0,025	437,1	26,11	0,06
M	2,42	11,85	3,07	0,03	525,0	30,94	0,08
P	6,35	20,44	6,65	0,04	701,7	40,00	0,10
Q	4,39	23,57	4,30	0,05	879,8	48,18	0,13
S	3,42	11,43	3,23	0,065	1150,5	58,76	0,17
A	-6,83	99,43	-3,89	0,08	1426,5	67,42	0,20
B	25,87	-117,72	24,26	0,1	1805,0	76,45	0,26
C	-24,19	88,28	-24,42	0,125	2299,4	84,68	0,32
D	11,72	130,62	10,42	0,14	2609,7	88,43	0,37
СЕЙСМОПРИЕМНИК				0,16	3042,5	92,46	0,42
Ks				0,2	3984,6	98,32	0,54
Ls				0,25	5333,7	103,37	0,69
Rsg				0,3	6882,1	107,24	0,83
Asg				0,4	10085,1	113,70	1,06
Ass				0,5	11469,8	119,20	1,15
Dso				0,65	10009,6	122,15	1,11
Rss				0,8	8262,5	109,84	1,04
Rd				1	6339,5	75,81	0,93
ГАЛЬВАНОМЕТР				1,25	3913,0	42,89	0,66
Kg				1,4	2769,3	31,18	0,47
Rg				1,6	1763,8	21,24	0,29
Pg				2	813,7	11,10	0,13
Ag				2,5	383,4	5,78	0,06
Dgo				3	211,4	3,38	0,03
A				4	84,9	1,44	0,01
СОПРОТИВЛЕНИЯ ЦЕПИ				5	42,5	0,74	0,01
r1				6,5	19,0	0,34	0,00
R1				8	10,1	0,18	0,00
R2				10	5,1	0,09	0,00

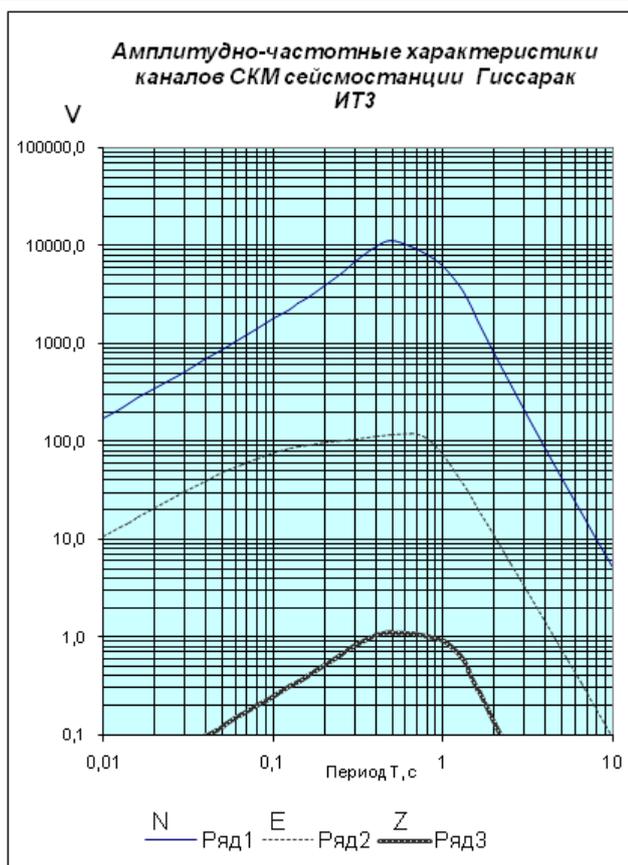


Рис. 9. АЧХ характеристики каналов СКМ сейсмостанции Гиссарак ИТЗ.

Таблица 2

Амплитудные характеристики каналов СРС Гиссарак и уровни увеличения сигналов по ИТЗ

Параметр	N	E	Z	N-S 1 Гц		N-S 5 Гц	
				Uвх, мВ	A, мВ	Uвх, мВ	A, мВ
Ts, с	1,56	2,46	3,3				
Ds	0,42	0,42	0,57	0,01		0,01	
Ks, кгм ²	0,289	0,289	0,289	0,02		0,02	
Ls, м	0,164	0,164	0,164	0,03		0,03	
Rsg, Ом	46,8	46,8	46,83	0,05		0,05	
Rss, Ом	43,5	43,5	43,5	0,10		0,10	
Ssg, Вc/м	71	62	43	0,30		0,30	
Sss, Вc/м	71	61	71	1,00		1,00	
Dso	0,0042	0,0042	0,0042	3,00		3,00	
R1, Ом	0	0	0	10,00		10,00	
Rвх, Ом	10000	10000	10000	30,00		30,00	
Uг, мВ	24	23	23	100,00		100,00	
k дел.	1	1	0,38	300,00		300,00	
Asg, Ом	58,24	70,03	45,19	1000,00		1000,00	
Ass, Ом	58,24	67,79	123,20	2000,00		2000,00	
Dsg	0,0058	0,0070	0,0045	3000,00		3000,00	
Rd, Ом	98,6	122,3	176,0	5000,00		5000,00	
b	1	1	1				
E-W 1 Гц		E-W 5 Гц		Z 1 Гц		Z 5 Гц	
Uвх, мВ	A, мВ	Uвх, мВ	A, мВ	Uвх, мВ	A, мВ	Uвх, мВ	A, мВ
0,01	0,011	0,01	0,011	0,01	0,011	0,01	0,011
0,02	0,019	0,02	0,019	0,02	0,019	0,02	0,019

0,03	0,029	0,03	0,029	0,03	0,029	0,03	0,029
0,05	0,048	0,05	0,048	0,05	0,048	0,05	0,048
0,10	0,110	0,10	0,110	0,10	0,110	0,10	0,110
0,30	0,310	0,30	0,310	0,30	0,310	0,30	0,310
1,00	1,050	1,00	1,050	1,00	1,050	1,00	1,050
3,00	3,070	3,00	3,070	3,00	3,070	3,00	3,070
10,00	10,050	10,00	10,050	10,00	10,050	10,00	10,050
30,00	30,150	30,00	30,150	30,00	30,150	30,00	30,150
100,00	100,500	100,00	100,500	100,00	100,500	100,00	100,500
300,00	301,000	300,00	301,000	300,00	301,000	300,00	301,000
1000,00	999,50	1000,00	999,50	1000,00	999,50	1000,00	999,50
2000,00	2000,10	2000,00	2000,10	2000,00	2000,10	2000,00	2000,10
3000,00	2999,90	3000,00	2999,90	3000,00	2999,90	3000,00	2999,90
5000,00	4999,70	5000,00	4999,70	5000,00	4999,70	5000,00	4999,70

Таблица 3

**Амплитудно-частотные характеристики каналов СРС Туполанг и
уровни увеличения сигналов по ИТ1**

Пункт наблюдения: Туполанг ИТ1

Станция: СМ-3 Дата: 07.06.2021 г.

Параметр	N	E	Z	F _г , Гц	T, с	1 канал (N-S)			
						A, мВ	W	U _s	V _v
T _s , с	1,61	2,52	3,9						
D _s	0,4	0,4	0,69	30	0,03	26,46	1,145	1,019	86,3
K _s , кгм ²	0,301	0,301	0,301	20	0,05	25,88	1,120	1,032	85,5
L _s , м	0,172	0,172	0,172	15	0,07	26,20	1,134	1,045	87,7
R _{sg} , Ом	47,3	47,3	47,3	10	0,1	26,54	1,148	1,065	90,5
R _{ss} , Ом	44,1	44,1	44,1	7	0,14	26,55	1,149	1,092	92,8
S _{sg} , Вc/м	74	66	45	5	0,2	26,56	1,149	1,135	96,5
S _{ss} , Вc/м	71	61	71	3,3	0,3	26,70	1,155	1,209	103,4
D _{so}	0,0041	0,0041	0,0041	2	0,5	26,85	1,162	1,365	117,3
R ₁ , Ом	0	0	0	1,5	0,7	26,85	1,162	1,507	129,6
R _{вх} , Ом	10000	10000	10000	1	1	26,84	1,161	1,600	137,5
U _г , мВ	23	24	24	0,7	1,4	26,90	1,164	1,413	121,7
k дел.	1	1	0,4	0,5	2	27,92	1,208	0,978	87,4
A _{sg} , Ом	68,96	85,86	61,77	0,33	3	27,90	1,207	0,581	51,9
A _{ss} , Ом	63,48	73,34	153,77	0,2	5	27,90	1,207	0,307	27,4
D _{sg}	0,0069	0,0085	0,0061						
R _d , Ом	119,1	145,2	182,1						
b	1	1	1						

Изменение значений параметров спектральных кривых в пунктах, расположенных на левом и правом бортах: преобладающая частота фаз (по смещению и скорости) для правого борта всегда больше, чем для левого борта и основания каньона. По смещению $f_{рез}$ – от 0,51 до 2,4 Гц по скорости, по горизонтальным компонентам от 0,31 до 5,52 Гц. Ширина спектра уровне 0,74 S_{max} составляет от 0,31 до 2,85 Гц для правого борта и от 0,42 до 4,06 Гц для левого борта.

На базе цифровой системы ИССН Гиссарак и Туполанг тестированы основные характеристики регистрирующих трактов:

- амплитудно-частотные характеристики каналов;
- идентичность полная или частичная каналов;
- амплитудные характеристики каналов, их линейность и динамический диапазон;
- переходная характеристика АЦП;
- взаимное влияние каналов; цена младшего цифрового разряда;
- положение нулевого уровня АЦП и его стабильность.

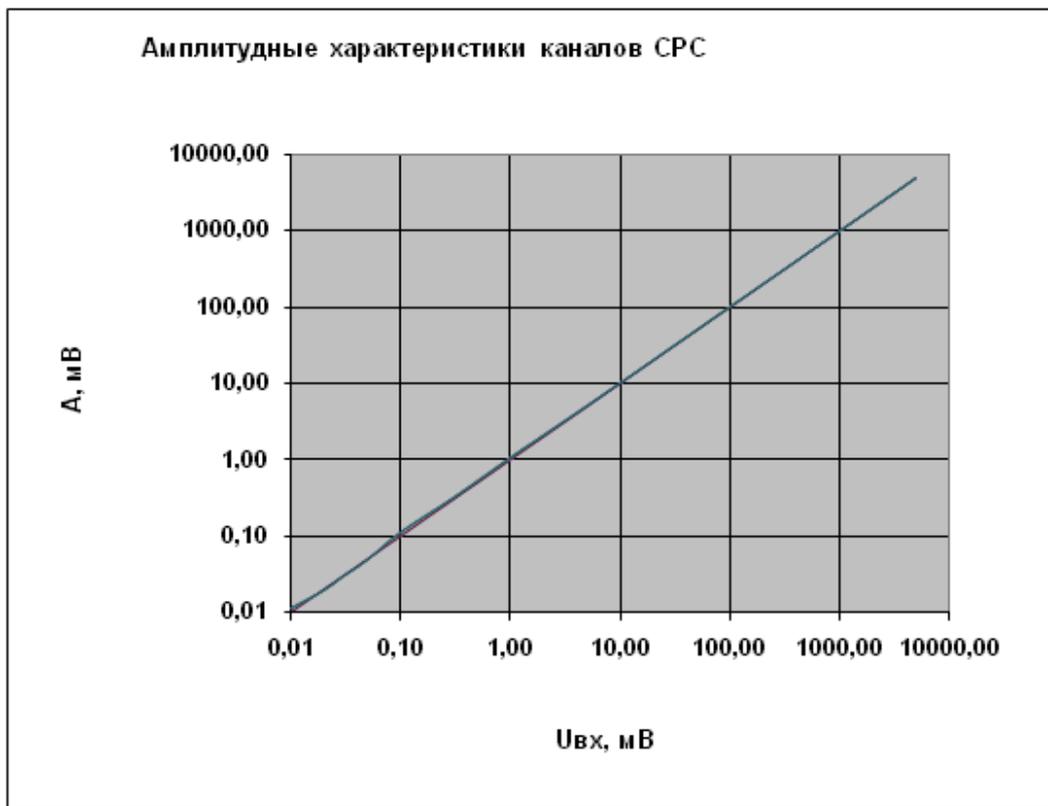


Рис. 10. Амплитудные характеристики каналов СРС сеймостанции Гиссарак ИТ3.

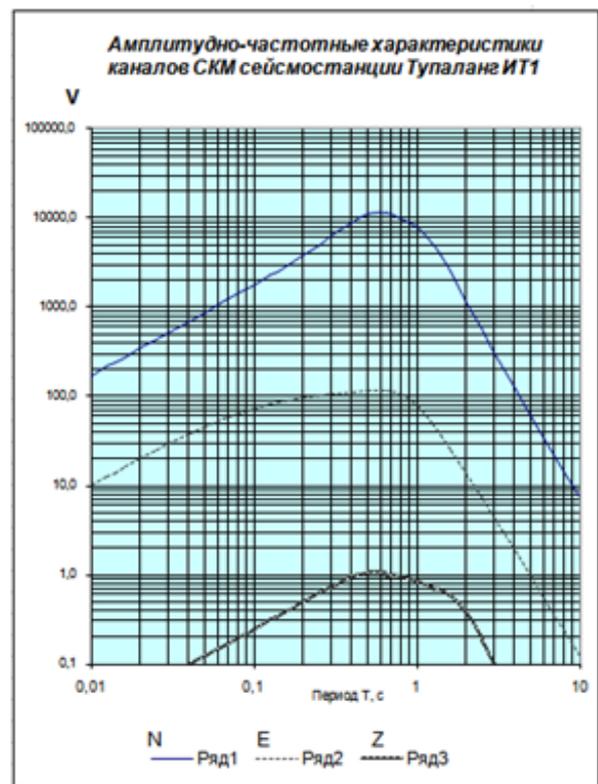
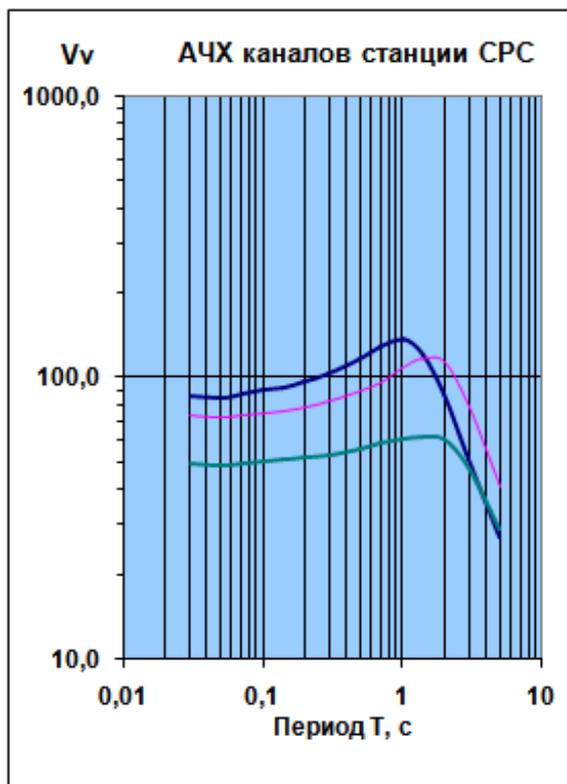


Рис. 11. АЧХ характеристики каналов СКМ сеймостанций Тупаланг ИТ1.

Файлы цифровых записей колебаний для заданного набора частот от внешнего генератора для каждого из трех каналов станции СРС произведены, согласно требованиям стандарта станции и по вышеизложенному алгоритму.

Заключение. Изучение синхронности колебания бортов и основания Гиссаракской плотины показало следующее. От землетрясений, происходящих в восточно-северо-восточных сегментах до 100 км, в левой и правой части участков колебания плотины и основания происходят с небольшим превышением левого борта от основания ИТЗ. От землетрясений, расположенных южнее объекта, отставание левого борта от основания происходит значительно заметнее, чем от противоположного борта. При увеличении магнитуды землетрясений разница прихода фаз волн увеличивается, но не превышает более чем 1,2-1,5 сек; установленные изменения знака колебания одноименных фаз в ИТЗ по сравнению с другими пунктами ИТ1 и ИТ2 наблюдаются в 5 случаях из 9 экспериментов.

Изучение синхронности колебаний бортов и основания Туполангской плотины показало, что от землетрясений, происходящих в северном и южном частях участка, колебания бортов и основания происходят с небольшой задержкой правого борта от основания. От землетрясений, расположенных восточнее объекта, отставание правого борта от основания происходит значительно заметнее, чем от противоположного борта. С увеличением магнитуды землетрясений разница прихода фаз волн увеличивается, но не превышает более чем 1,1-1,4 сек. Установленные изменения знака колебания одноименных фаз в основании по сравнению с другими пунктами наблюдаются в 4 случаях из 7 экспериментов. Перемена знака колебаний одноименных фаз в обоих объектах пока не объясняется различием таких параметров как эпицентральное расстояние, магнитуда, азимут прихода волн и др.

Литература

1. Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р. Обеспечение мониторинга техногенной сейсмичности в зонах водохранилищ Узбекистана // XIX Уральская молодежная научная школа по геофизике. - 26-30 марта 2018 г. - Екатеринбург, Россия. - С. 182-184. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=37019346>
2. Ибрагимов А.Х., Хамидов Х.Л. Оценка колебания плотин Гиссаракского и Туполангского водохранилищ Южного Узбекистана // Анализ, прогноз и управление природными рисками с учетом глобального изменения климата: Десятая междунар. науч.-практ. конф. по проблемам снижения природных опасностей и рисков «ГЕОРИСК-2018». 23-24 октября 2018 г. - М. - С. 52-57. <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=36404160>
3. Khamidov L., Turapov M., Mahkamov S., Artikov F., Suyunov Sh. Tracking the local seismicity level in the active influence zone of the southern Uzbekistan // reservoirs 02043 Published online: 02 June 2021 E3S Web of Conferences 264, 02043 (2021). DOI: <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202126402043>
4. Закиров М.С., Соколов М.В., Бахриддинов С. Мониторинг сейсмичности территории Республики Узбекистан: основные направления исследований системы сейсмометрических и прогностических наблюдений // Проблемы оценки сейсмической опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений // Мат-лы Междунар. науч. конф. 7-8 октября 2004 г. - Т.: ИС АН РУз. - 2004. - С. 84-94.
5. Градостроительные нормы и правила. Строительство в сейсмических районах. Гидротехнические сооружения. ШНК 2.06.11-04. Издание официальное. Государственный Комитет Республики Узбекистана по архитектуре и строительству. - Т., 2006. - 103 с.
6. Соколов М.В., Словцов Н.О. Программное обеспечение калибровки сейсмометрических каналов станции «СРС-КМ/в» и первичной обработки информации // ТЭО системы «ELIUS». - ООО «ELIUS». - 2006. - 12 с.
7. Садиков Ф.С., Ибрагимов А.Х., Алимухамедов И.М. Сеть цифровых сейсмических станций в Узбекистане и ее развитие // Вестник НЯЦ РК. - Вып.3. - 2010. - С. 23-25.
8. Шевченкова Ю.В., Яковенкова В.В. Класс землетрясений по коду // Вулканология и сейсмология. - 2020. - № 2. - С. 69-78. DOI: 10.31857/S0203030620020078

УДК 528.94

Rafikov V.A., Kuziyev F.N., Ahmadjonov A.I.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A.Mavlyanov nomidagi Seismologiya instituti

CHORBOG' SUV OMBORI TO'G'ONI BUZILISHI OQIBATIDA SUV OQIMI TARQALISHI VA BOSISHINI KARTOGRAFIK MODELLASHTIRISH UCHUN TOPOGRAFIK YECHIMLARINI ISHLAB CHIQUISH

Rafikov V.A., Kuziyev F.N., Ahmadjonov A.I.

O'zbekiston Respublikasi Fanlar akademiyasi G.A.Mavlyanov nomidagi Seismologiya instituti

Chorbog' suv ombori to'g'oni buzilishi oqibatida suv oqimi tarqalishi va bosishini kartografik modellashtirish uchun topografik yechimlarini ishlab chiqish

Аннотасија: maqolada Chorbog'suv ombori hududining topografiyasini raqamlashtirish, GIS texnologiyalari asosida suv tarqalishi va bosishi ehtimoli yuqori bo'lgan hududlarning vizual tasviriy axborotlari yaratish hamda kartografik modelini ishlab chiqish haqida so'z yuritiladi.

Tayanch so'zlar: Chorbog'suv ombori, GIS texnologiyalari, kartografik model, GPS kuzatuv qurilmalar, aerokosmik suratlar, ortofotoplanlar, diskretlashtirish.

Рафиков В.А., Кузиев Ф.Н., Ахмаджонов А.И.

Институт сейсмологии им. Г.А.Мавлянова АН РУз

Разработка топографических решений для картографического моделирования распределения и давления воды в результате повреждения площади Чорбогского водохранилища

Аннотация: В данной статье рассматривается оцифровка топографии территории Чарвакского водохранилища, создание визуальных образов участков с высокой вероятностью затопления на основе ГИС технологий, а также разработка картографической модели.

Ключевые слова: Чарвакское водохранилище, ГИС-технологии, аэрокосмическое изображение, картографическая модель, устройства слежения GPS, ортофотопланы, дискретизация.

Rafikov V. A., Kuziyev F. N., Ahmadjonov A. I.

Institute of Seismology named after G.A. Mavlyanova of the Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan

Development of topographic solutions for cartographic modeling of water distribution and pressure as a result of damage to the area of the Charbog water guard

Abstract: This article discusses the digitization of the topography of the Charvak reservoir, the creation of visual images of areas with a high probability of flooding based on GIS technologies, as well as the development of a cartographic model.

Key words: Charvak reservoir, GIS technologies, aerospace imagery, cartographic model, GPS tracking devices, orthophotomaps, sampling.

Кириш. Мамлакатимизда сўнги йилларда ирригация ва сув таъминоти масалалари долзарб аҳамият касб этмоқда. Сув омборларидан оқилона фойдаланиш, хавфсизлигини таъминлаш ва юзага келиши мумкин бўлган табиий ва техноген тусдаги фавқулудда вазиятларни олдини олишга катта эътибор қаратилмоқда. 2020 йил 1-май куни Сирдарё вилояти ҳудудида жойлашган Сардоба сув омбори тўғонида юзага келган фавқулудда ходиса сув омборларида хавфсизликни таъминлаш, уларда доимий мониторинг ишларини олиб бориш нақадар муҳимлигини яна бир бор исботлади. Шу жиҳатдан, бу борада қисқа фурсат ичида аҳоли ва ҳудудларни хусусан, сув омборларини табиий ва антропоген омиллар таъсирида юзага келиши мумкин бўлган хавфли жараёнлардан муҳофазалаш мақсадида мажмуали тизим яратилиб, бир нечта конун лойиҳалари ишлаб чиқилди. Жумладан, Ўзбекистон Республикаси Президентининг 2020 йил 30 июлдаги «Ўзбекистон Республикаси ва ҳудудларининг сейсмик хавфсизлигини таъминлаш чора-тадбирлари тўғрисида» ги ПҚ-4794-сон қарори, Вазирлар Маҳкамасининг «Ўзбекистон Республикаси Вазирлар Маҳкамаси ҳузуридаги Сейсмология, иншоотларнинг сейсмик мустаҳкамлигини ва сейсмик хавфсизлигини таъминлаш соҳасини қўллаб-қувватлаш жамғармаси фаолиятини ташкил этиш тўғрисида» ги 681-сон қарор ва бошқа норматив-ҳуқуқий ҳужжатларни қабул қилинганлиги аҳоли манзилгоҳлари ҳамда гидрографик объектларни муҳофаза қилиш борасидаги сай-ҳаракатлар, фундаментал ва амалий лойиҳалар қўламини ортишига замин яратди [1-2].

Асосий қисм. Маълумки, республика бўйича умумий ҳажми 19,2 млрд м³ бўлган 55 та сув омборлари мавжуд бўлиб, уларнинг халқ хўжалигида, аҳолини ичимлик суви билан таъминлаш, саноат ва қишлоқ хўжалиги ерларига етказиладиган сув режимини тартибга солишда аҳамияти катта. Ана шундай стратегик муҳим аҳамиятга эга сув омборларидан бири Чимён-Чорвоқ курорт-рекреация

зонасидаги муҳофаза қилинадиган табиий ва тарихий-маданий объектнинг энг муҳимлари сирасига кирадиган Чорбоғ сув омбори ҳисобланади.

XX-асрнинг 70-йилларида Тошкент вилояти Бўстонлиқ туманининг Чирчиқ водийсида тор Чорбоғ дарасида, Чорбоғ (Бручмулла) ботиғида Чорбоғ сув омбори бунёд этилди. Чорбоғ сув омборининг умумий майдони 40,3 км², узунлиги 22 км, кенглиги ўртача 1,8 км, энг кенг жойи 10 км ташкил қилади. Чуқурлиги ўртача 49,4 м, энг чуқур жойи 148 м, қирғоғининг узунлиги эса 69 км иборат [5]. Чорбоғ сув омбори Чотқол ва Угом тоғлари орасида, Чирчиқ дарёсининг бошланиш қисмида денгиз сатҳидан қарийб 863 м баландликда жойлашган ва таснифига кўра ўртача катталиқдаги сув омбори ҳисобланади.

Чорбоғ сув омборининг барпо этилишидан кўзланган асосий мақсад Чирчиқ дарёси мавсумий оқимини тартибга солиш, Тошкент воҳасининг суғориладиган ерларидаги 164 минг га майдонидаги сув таъминотини яхшилаш, электр энергия ишлаб чиқариш, Тошкент шаҳри ҳамда атрофини ичимлик сув билан таъминлашни яхшилаш, тошқинларни олдини олиш, гидротехник барқарорликни таъминлаш ва пировард мамлакат иқтисодий қудратини янада юксалтиришдан иборат. Чорбоғ сув омбори қор-муз сувларидан ташкил топадиган Чотқол, Пском, Кўксув дарёлари (96 %), ва 20 дан ортиқ сойлар ҳамда ёғин-сочин ҳисобига тўйинади. Йил давомида йиғилган сувнинг 95 % и гидроузелдаги сув чиқарадиган иншоотлар орқали чиқариб юборилади, қолган қисми буғланишга (0,5 %) ва сизилишга (1м³/сек) сарф бўлади.



1-расм. Чорбоғ сув омборининг космик сурати.



2-расм. Чорбоғ сув омбори тўғонинг космик сурати.

Сув омбор тўғони асосан қум ва тош тупроқдан қурилган бўлиб, унинг узунлиги 768 м, баландлиги 168 м, юқори қисмининг эни 12 м ташкил этади. Чорбоғ сув омбори тўғонида Чорбоғ ГЭС сув билан таъминлаш учун узунлиги 800 м ва диаметри 11 м бўлган 2 туннель ўрнатилган.

Чорбоғ сув омборининг тўла сиғими 2006 млн м³, шундан фойдали сув ҳажми 1580 млн м³ ни ташкил қилади. Сув оқими кўпайиб, хатарли даражага етганда сувни чиқариб юборадиган шахтали (1200 м³/сек) ва 2 поғонали (450 м³/сек ва 500 м³ сек) сув ташлагичлар билан жиҳозланган. Чорбоғ сув омбори Чирчиқ-Бўзсув сув энергетика трактини бир меъёрада сув билан таъминлайди. Унинг барпо этилиши билан сув кам бўлган йиллари Тошкент воҳасида ва Қозоғистон Республикасининг Жанубий Қозоғистон вилоятидаги 355 000 гектардан ортиқ (шундан янги ўзлаштирилган ерлар 150 000 гектар) ерларни барқарор сув билан таъминлаш шунингдек, Чирчиқ дарёсининг юқори оқимида рўй берадиган сув тошқинларига барҳам бериш имкониятлари яратилди.

Аммо, Чорбоғ сув омбори жойлашган ҳудуд сейсмик жиҳатдан жуда фаол яъни, MSK-64 баллик шкала бўйича 8 баллни ташкил этади. Чорбоғ сув омборига тегишли хариталар, ортофотоплан ҳамда космик суратларни тўплаш ҳамда таҳлил қилиш, сув босиши эҳтимоли юқори бўлган ҳудудларни ўрганиш, мониторинг қилиш, картографик моделини яратиш, ҳудуднинг фавқулудда ҳавфли эҳтимолий оқибатларини баҳолаш долзарб вазифа ҳисобланади.

Чорбоғ сув омбори ҳудудининг топографиясини рақамлаштириш, ГИС технологиялари асосида сув босиш эҳтимоли ҳудудларнинг визуал тасвирий ахборотларини яратиш ва картографик моделлаштириш орқали сув омбори ҳудудида юзага келиши мумкин бўлган фавқулудда вазиятлар сценарийсини тайёрлаш ва унга қарши кўриладиган чора-тадбирларни белгилаш имкониятини беради [4].

Мазкур тадқиқотларни бажариш учун қуйдаги асосий вазифалари амалга оширилиши талаб этилади:

- Чорбоғ сув омбори ҳудуди бўйича фонд маълумотларини тўплаш;

- Сув омбори худудига тегишли бўлган хариталар, ортофотоплан, космик суратларни ўрганиш ва таҳлил қилиш;
- Худуднинг ҳозирги ҳолати бўйича юқори аниқликдаги аэрокосмик суратини олиш;
- ГИС-технологиялари асосида рақамли картографик маълумотлар базасини шакллантириш.

Юқоридаги вазифалардан келиб чиқиб, Чорбоғ сув омбори худудини мониторинг қилиш, сув тарқалиши ва босиши эҳтимоли юқори бўлган худуднинг картографик моделини яратиш учун куйидаги ишлар амалга оширилди:

1. Чорбоғ сув омбори худудининг топографиясини рақамлаштириш учун GPS мониторинг, геодезик рекогносцировка ва ўлчов ишларини олиб борилди;

2. 1:10 000 ва 1:25 000 масштабдаги топографик хариталар асосида сув босиши эҳтимоли юқори бўлган худудларни боғловчи баланлик нуқталари топилди ва рақамлаштирилди;

3. Ўрганилаётган тадқиқот худуди маълум маршрутлар бўйича GPS кузатув қурилмалари ёрдамида жой координаталари ва қўшимча баланлик нуқталари олинди;

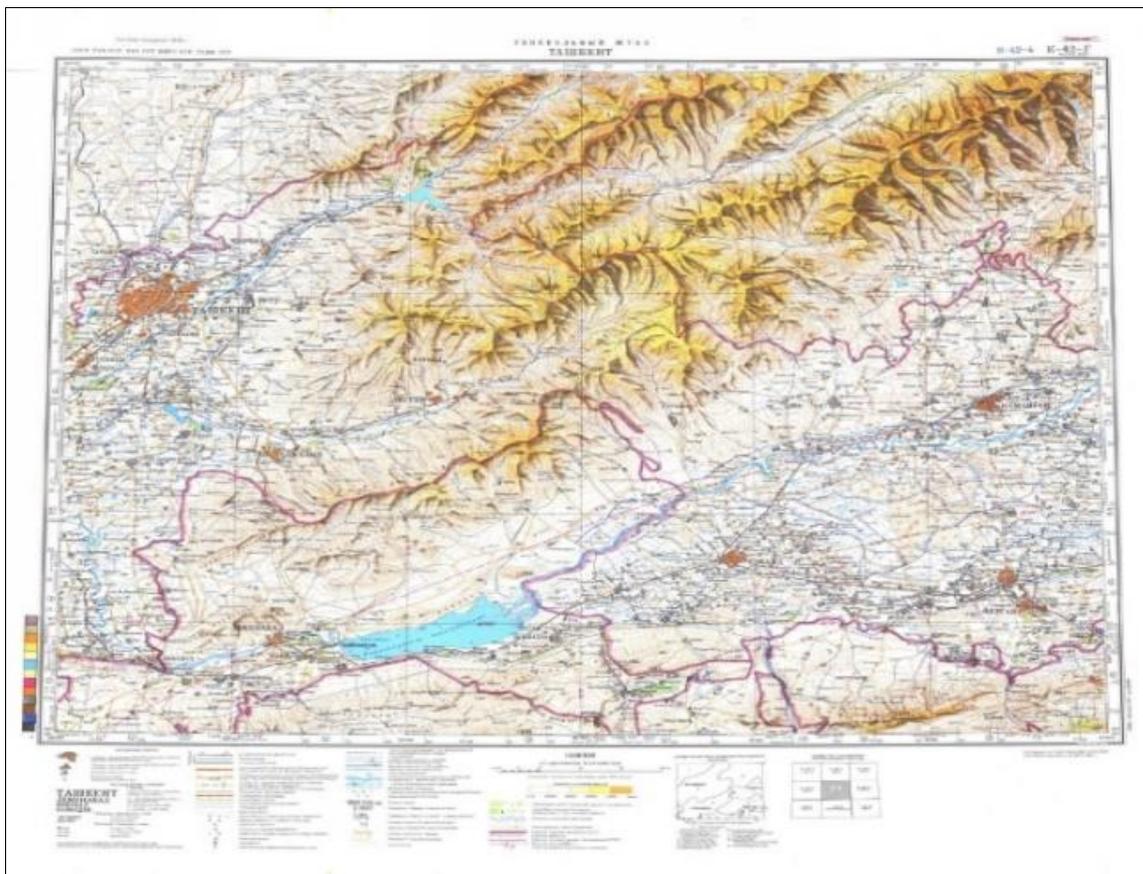
4. Танланган тадқиқот объектининг аэрокосмик тасвирлари маълум маршрутлар бўйича туширилди;

5. Олинган натижалар бўйича маълумотларни рақамли кўринишга келтирилди ва сув омбори худудининг картографик модели яратилди.

Натижалар муҳокамаси.

Мақсаддан келиб чиқиб, картографик моделни яратишда зарур манбалар компьютер хотирасига киритилди. Агар манбалар турли масштабда бўлса, бир масштабга келтириш ишлари ГИС тизимининг фотограмметрик трансформация босқичида амалга оширилади.

Дискретизациялаш мақсадида тадқиқот объекти бўлган Чорбоғ сув омбори ва унга туташ худудларнинг рельеф қийматлари олинди. Шунингдек, Чорбоғ худудининг 1986 йилда Гаусс Крюгер проекциясидаги 1:500 000 масштабда тузилган топографик картаси бўйича трансформация қилинди. Топографик хариталар орқали худуднинг бугунги кундаги рельеф қийматларини ўзаро таққосланди ва генерализация қилинди.



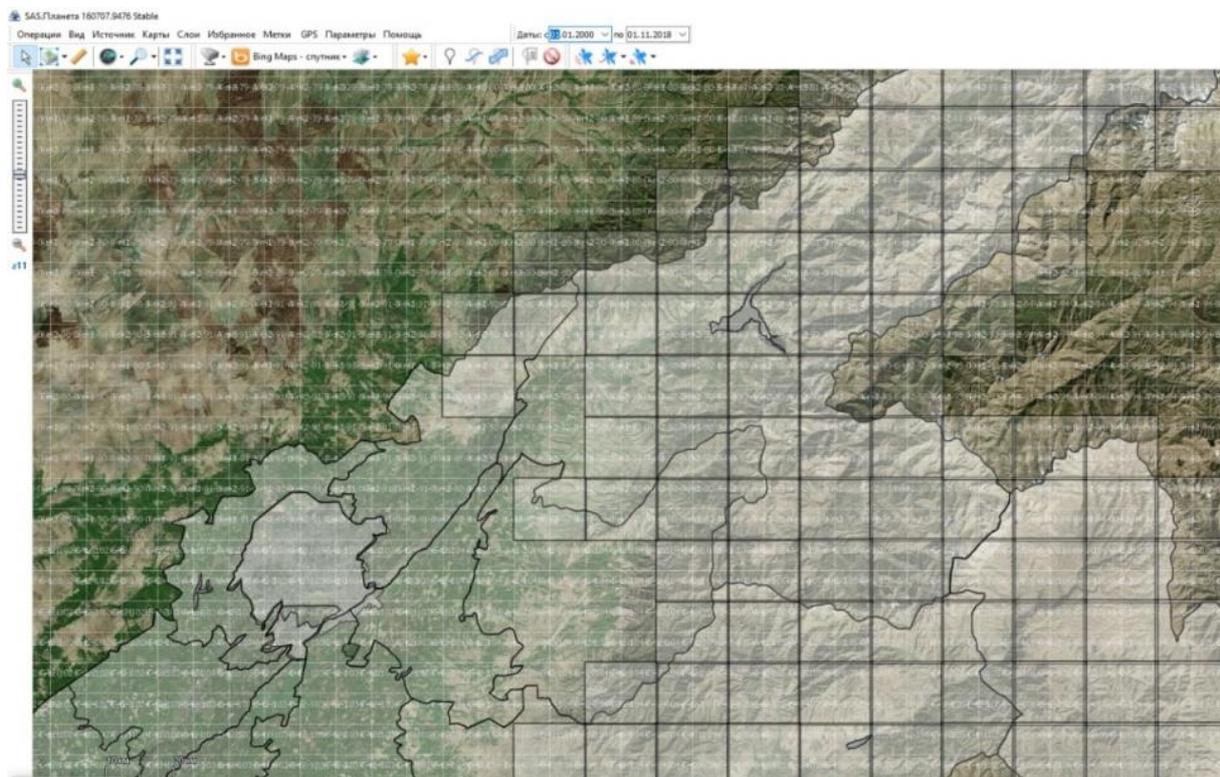
3-расм. Тошкент вилоятининг топографик харитаси 1986 й.

Шундан сўнг, Google Earth Pro дастурида Ўзбекистон худудининг тўлиқ космик сурати ҳамда Кадастр агентлигининг Геодезия ва картография фондидан тадқиқот худудининг 1:10 000 ва 1:25 000 масштабдаги ортофотопланлари олинди. Олинган ортофотопланлар Тошкент олди худудининг Чорбоғ сув омбори ва Чирчиқ дарёси ўзанини тўлиқ қамраб олиб, жойнинг бугунги кундаги географик жойлашуви ҳақида батафсил маълумот беради.

1-жадвал

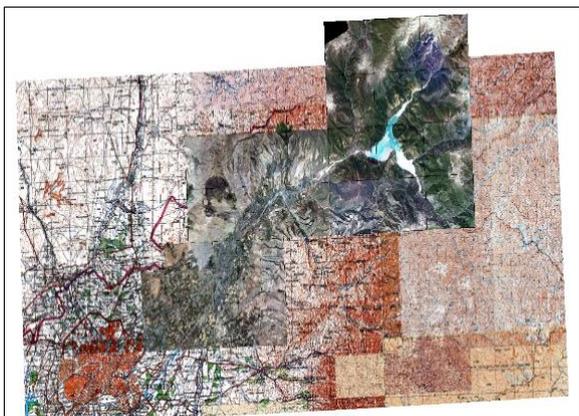
Чорбоғ сув омбори худудининг топографик хариталар номенклатура рақамлари

№	1:25 000 масштаб	1:25 000 масштаб	1:10 000 масштаб	1:10 000 масштаб
1	К-42-81-В-а	К-42-93-А-в	К-42-92-А-г-2	К-42-92-В-в-2
2	К-42-81-В-б	К-42-92-Б-г	К-42-92-А-г-1	К-42-92-В-в-3
3	К-42-81-Г-а	К-42-92-Б-в	К-42-92-А-г-3	К-42-92-В-в-4
4	К-42-81-Г-б	К-42-92-А-г*	К-42-92-А-г-4	К-42-103-А-а-2
5	К-42-81-Г-г	К-42-92-А-в	К-42-92-В-б-1	К-42-103-А-б-1
6	К-42-81-Г-в	К-42-91-Б-г	К-42-92-В-б-2	К-42-103-А-б-2
7	К-42-81-В-г	К-42-91-Г-б*	К-42-92-В-б-3	К-42-103-Б-а-1
8	К-42-81-Г-а	К-42-92-В-а*	К-42-92-В-б-4	К-42-103-Б-а-2
9	К-42-81-В-в	К-42-92-В-б*	К-42-92-В-а-1	К-42-103-Б-б-1



4-расм. Номенклатуралар жойлашуви.

Топографик харита, ортофотоплан ва космик суратлар дискретизация қилинганидан сўнг, маршрутлар бўйича дешифровка қилиш жараёнига ўтилади. Дешифровка қилишда топографик харита ва космик суратлар бир-бирига боғланди [6].

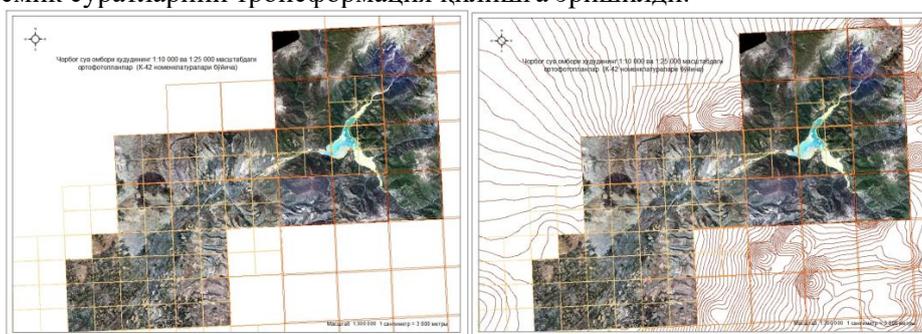


5-расм. Топографик карта ва ортофотоплан.



6-расм. Чорвоқ сув омбори ҳудудининг RBM рақамли баландлик модели.

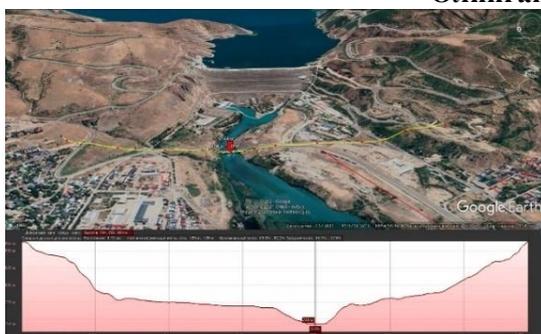
Топографик харита ва планларни боғлаш ишлари ҳудудларнинг характерли нуқталари бўйича 1:25 000 масштабдаги космик суратлардан фойдаланиб ҳудуднинг янада йирикроқ 1:10 000 масштабли космик суратларини трансформация қилишга эришилди.



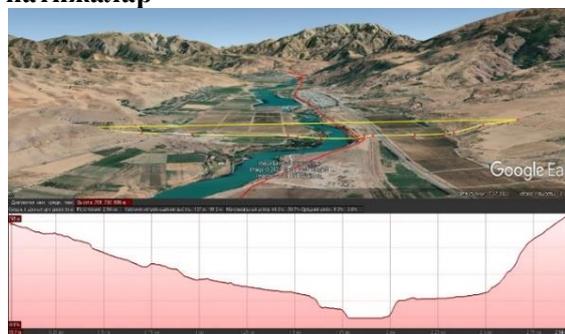
7, 8-расм. Ортофотопланлар маршрутлари.

Топографик харита ва планларни боғлаш жараёнининг якуний босқичида сув омбори ҳудудининг характерли нуқталари ўзаро туташтирилди ва RBM рақамли баландлик модели (рельеф) ишлаб чиқилди. Сув омбори тўғони бузилиши оқибатида сув оқими тарқалиши ва кўтарилишини Global Mapper ва Google Earth Pro дастурий таъминотидан фойдаланиб Чорбоғ сув омборининг Чирчиқ дарёси ўзани бўйлаб 50 км масофадаги сув босиш эҳтимоли бўлган ҳудудларнинг 10 км ораликдаги қирқимлар ҳисоблаб чиқилди [2-жадвал].

Олинган натижалар



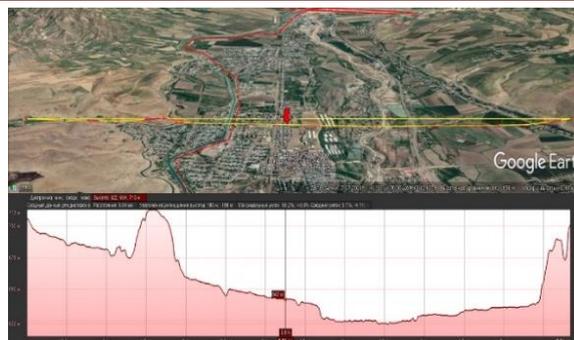
1-Қирқим



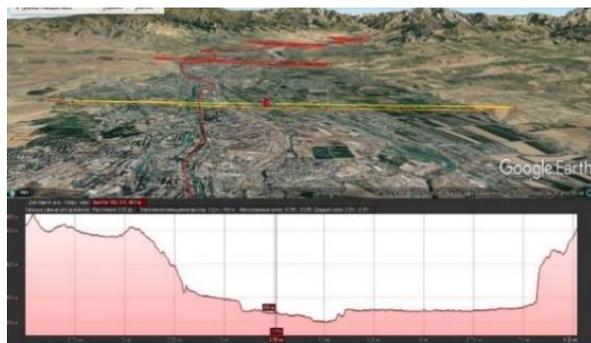
2-Қирқим



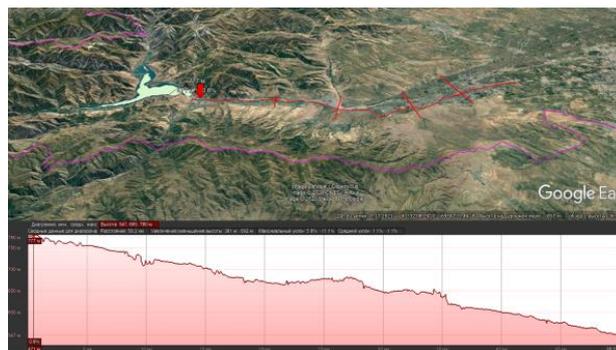
3-Қирқим



4-Қирқим



5-Қирқим



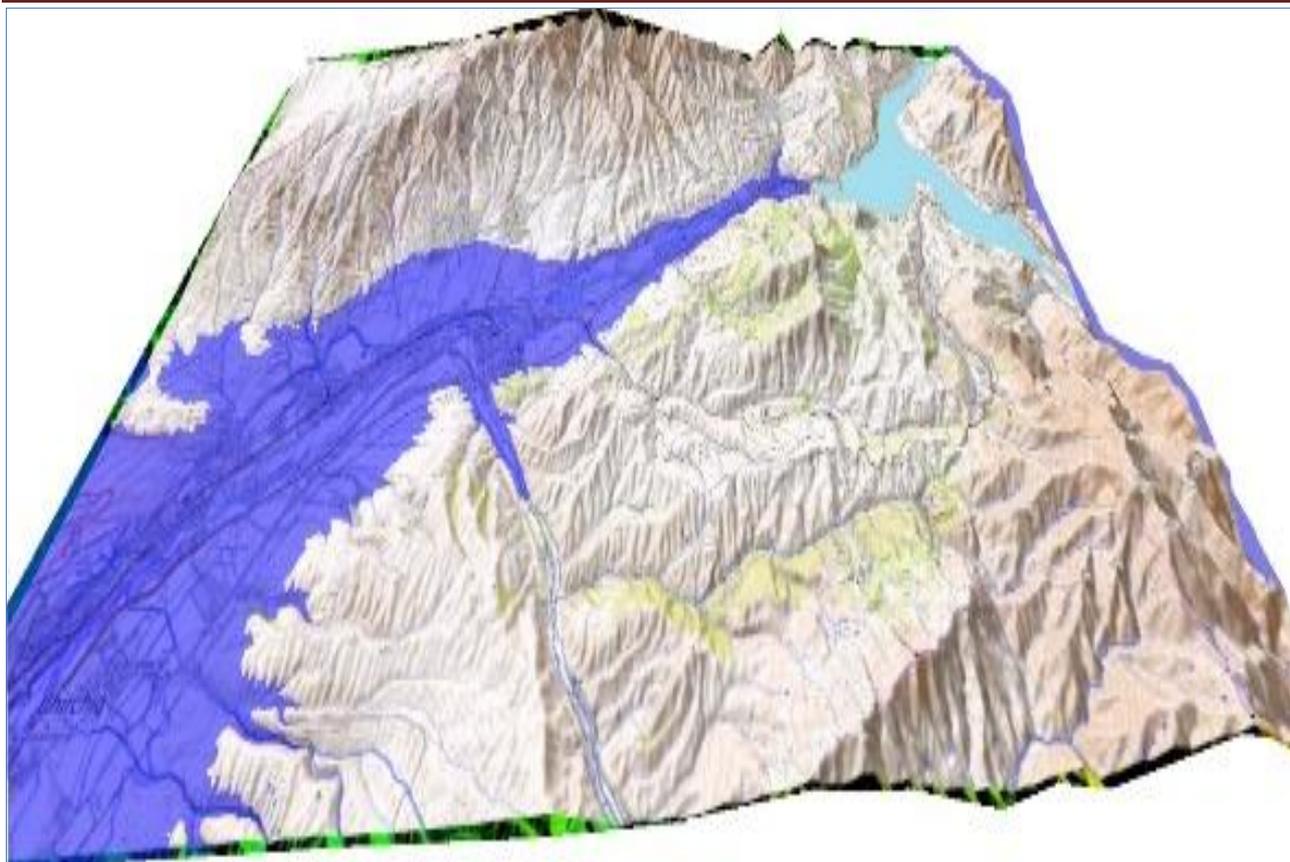
Горизонтал қирқим

2-жадвал

Global Mapper ва Google Earth Pro дастурий таъминотидан фойдаланиб ҳисоблаб чиқилган натижалар

Пункт	Майдон (м ²)	Кўндаланг қирқим узунлиги (S), м	Бўйлама қирқим узунлиги (S), м	Қирқим пастки сув сатҳи нуқтаси, м	Томонлардаги нуқталар баландлиги (h), м		Координаталар (φ) кенглик (λ) узоқлик	
					ўнг	чап	чап қирғоқ	ўнг қирғоқ
1-қирқим	280 021	1720	10 000	744	863	863	41°37'36.62"C 69°57'53.63"B	41°38'09.72"C 69°57'32.20"B
2-қирқим	113 957	2940	10 000	709	800	807	41°36'14.40"C 69°50'11.35"B	41°34'48.05"C 69°51'01.74"B
3-қирқим	6 472	5927	10 000	676	762	757	41°35'50.79"C 69°44'29.21"B	41°32'44.68"C 69°43'31.72"B
4-қирқим	14 182	6830	10 000	645	706	700	41°35'05.53"C 69°48'10.23"B	41°30'06.34"C 69°40'35.14"B
5-қирқим	13 510	8310	10 000	582	654	651	41°29'25.71"C 69°33'54.27"B	41°26'18.13"C 69°38'09.93"B

Юқоридаги Google Earth Pro дастурий таъминоти орқали, олинган рақамли маълумотлар бўйича Чорбоғ сув омборининг Чирчик дарёси ўзани бўйлаб кўндаланг ва бўйлама қирқимларининг майдони, қирқим узунлиги, унинг пастки сув сатҳи баланлик нуқтаси (Болтиқ денгизига нисбатан), қирқимнинг ўнг ва чап томонлари бўйича баландлиги (h) ҳамда қирғоқларнинг кенглик ва узоқлик координаталарини (φ, λ) ҳисоблаб чиқишга эришилди. Мазкур ҳисоблаб чиқилган натижалардан фойдаланиб Global Mapper дастури асосида куйидаги Чорбоғ сув омборининг картографик сув босиш модели яратилди [9-расм].



9-расм. Global Mapper дастурида яратилган Чорвоқ сув омборининг визувал кўринишдаги уч ўлчамли сув босиш модели.

Хулоса. Чорбоғ сув омбори ҳудудида юзага келиши мумкин бўлган турли кўламдаги фавкулудда вазиятларни эҳтимолий сценарийсини тайёрлаш хавfli жараёнлар юз берганида уларга қарши кўриладиган чора-тадбирларни ражалаш имконини беради. Бунда замонавий ГАТ технологияларидан фойдаланган ҳолда қуйидаги натижаларга эришиш мумкун:

- сув омборининг потенциал эҳтимолий ҳалокат вариантлари ишлаб чиқиш;
- Чорбоғ сув омбори тўғонининг турли вариантлардаги ҳалокатларида Чирчик дарёси ўзани бўйлаб сув босиш модели ишлаб чиқиш;
- сув босиш таъсиридаги ҳудуд топографияси рақамлаштириш;
- сув босиш ҳудудларининг сув чуқурлиги кўрсаткичларини акс эттирувчи 3D (уч ўлчамли) харита ва моделларини ишлаб чиқиш.

Адабиётлар

1. Ўзбекистон Республикаси Президентининг «Ўзбекистон Республикаси ва ҳудудларининг сейсмик хавфсизлигини таъминлаш чора-тадбирлари тўғрисида»ги ПҚ-4794-сон қарори 30.07.2020// lex.uz.

2. Вазирлар Маҳкамасининг «Ўзбекистон Республикаси Вазирлар Маҳкамаси ҳузуридаги Сейсмология, иншоотларнинг сейсмик мустаҳкамлигини ва сейсмик хавфсизлигини таъминлаш соҳасини қўллаб-қувватлаш жамғармаси фаолиятини ташкил этиш тўғрисида»ги 681-сон қарор // lex.uz.

3. Гулямова Л.Х., Сафаров Э.Ю., Абдуллаев И.Ў. Геоахборот тизимлари ва технологиялари. Ўқув қўлланма. - Т.: Университет, 2013. - 40 бет.

4. Мирзалиев Т., Сафаров Э.Ю., Эгамбердиев А., Қорабоев Ж.С. Карташунослик. - Т.: Университет, 2015. - 108 бет.

5. Хасанов И.А., Фуломов И.Н., Қаюмов А.А. Ўзбекистон табиий географияси (2-қисм). Ўқув қўлланма. - Т.: Университет, 2010. - 50-65 бетлар.

6. Robertson Arthur, Joel Morrison, Phillip C. Muehreke, A. Jon Kimberling and Steven C. Gupta. Elements of Cartography // 6th Edition. New York: John Wiley and Sons, Inc., 1995. - 674 p.

Ибрагимов Р.С., Хамидов Л.А., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А.

Институт сейсмологии Академии наук Республики Узбекистан, г.Ташкент

ПАМЯТИ НАСТАВНИКА

Аннотация. В статье в тезисной форме приводятся основные результаты научной деятельности одного из основоположников изучения сейсмичности и сейсмической опасности территории Узбекистана Турдали Усманиевича Артикова, скончавшегося 21 сентября 2021 года. Приведена библиография его некоторых ключевых публикаций.

Аннотация. Мақолада тезис шаклидаги 2021 йил 21 сентябрда вафот этган сейсмиклик ва Ўзбекистон худудининг сеймик хавфини баҳолашни ўрганиш асосчиларидан бири бўлган Артиков Турдали Усманиевич асосий натижалари келтирилган. Унинг асосий нашрларининг библиографияси келтирилган.

Abstract. In the article the main results of one of the founders of the Uzbekistan territory seismicity and seismic hazard study, Turadali Usmanalievich Artikov, who passed away on September 21, 2021, are given in the thesis form. A bibliography of some his key publications is presented.

21 сентября 2021 года ушел из жизни Турдали Усманиевич Артиков – крупный ученый, один из основоположников изучения сейсмичности и сейсмической опасности территории Узбекистана, доктор физико-математических наук, профессор. Турдали Усманиевич стоял у истоков создания Института сейсмологии АН РУз, поступив на работу в него в ноябре 1966 г. За свою длительную научную карьеру он внес значительный вклад в развитие сейсмологической науки в Узбекистане, укрепление авторитета Института на республиканской и международной арене, в формирование и воспитание научных кадров республики. Он – автор более 300 научных работ, в т. ч. 5 монографий, 7-ми изобретений и патентов. Среди множества научных начинаний Т.У.Артикова остановимся лишь на кратком перечислении некоторых основных результатов, полученных им и, под его руководством, его учениками.

По математическому моделированию волновых процессов (1966-1987 гг.) и автоматизации сейсмологических исследований в Узбекистане.

Решения ряда фундаментальных и прикладных проблем сейсмологии неразрывно связано с изучением распространения сейсмических волн в земной коре. Т.У.Артиков основал в сейсмологическом направлении теорию волновых процессов в сложных многокомпонентных средах, насыщенных жидкостью [1], и развил прикладные аспекты данной проблемы разработкой теоретических основ расчетного метода сейсмического микрорайонирования [2]. Им было показано, что классическая модель Гука не соответствует потребностям практики, поскольку не дает возможность учитывать сложность строения и физико-механического состояния геологической среды. Для моделирования геофизической среды им был развит подход Био, позволивший с достаточной степенью адекватности описывать волновые процессы, происходящие в сложных геологических средах, максимально приближенных к реальным [3, 4]. Т.У.Артикову с группой его учеников удалось получить решение целого класса краевых задач математической физики для упруго-пористых сред, насыщенных жидкостью. На основе построенных математических моделей было описано динамическое поведение упруго-пористого слоя и полупространства при действии нагрузок, движущихся с переменной скоростью. Для подобных усложненных состояний среды впервые были построены соответствующие спектры колебаний с оценкой влияния «индуцированной массы» в модели Био. Рассматривая распространение волн в средах с искривленными границами раздела, была оценена устойчивость границ желобов, карьеров и степень влияния спектров колебаний на сейсмоопасность объектов. Получены точные решения задач колебания полос с произвольной многоугольной границей [5, 6].

Важнейшим прикладным аспектом построения математических моделей динамических процессов в сложных средах стало создание теоретико-расчетного метода сейсмического микрорайонирования [7], который впоследствии использовался при оценке сейсмической опасности ряда крупных городов (Ташкент, Андижан, Наманган, Фергана, Джиззак) и населенных пунктов, а также ответственных объектов экономики республики.

Значительный вклад в модернизацию сейсмологических исследований в Узбекистане внесли работы Т.У.Артикова по разработке автоматизированной системы «АС-Геофизика» [4], вклю-

чающей крупные базы сейсмологических, геофизических и других данных, программные комплексы и базы знаний, направленные на оперативный анализ сейсмологической обстановки в республике.

В рамках исследований по оценке сейсмической опасности и разработке карт общего сейсмического районирования территории Узбекистана под руководством Т.У.Артикова решен следующий круг задач.

На основе сейсмологических и сеймотектонических данных разработаны модели сейсмических источников территории Узбекистана, отражающих как проявление рассеянной, фоновой составляющей сейсмического процесса (площадные источники землетрясений), так и сосредоточенную часть сейсмичности, описывающую приуроченность сильных землетрясений к зонам динамического влияния активных разломов земной коры (сейсмоактивные зоны) [8].

Проведена сейсмологическая параметризация моделей возможных очаговых зон (ВОЗ). Для каждого сейсмического источника определены параметры повторяемости землетрясений различного энергетического уровня, оценен сейсмический потенциал и преимущественный тип подвижки в очагах происходящих землетрясений [9, 10].

Построена модель макросейсмического поля землетрясений Центральной Азии, отражающая распределения интенсивности сейсмических воздействий от землетрясений различных магнитуд и на различных удалениях от очага произошедшего землетрясения. Получены зависимости макросейсмической балльности в эпицентре I_0 от магнитуды и глубины очага землетрясения, уточнены региональные коэффициенты в зависимостях затухания макросейсмической балльности с расстоянием в уравнениях типа Блейка-Шебалина и Ковеслигети. Предложен новый тип зависимости, наиболее адекватно отражающей проявление реальных сейсмических воздействий, в которой коэффициент затухания макросейсмической интенсивности с расстоянием зависит от глубины очага землетрясения [11].

Установлены региональные закономерности затухания с расстоянием скоростей колебаний грунта и их спектральных амплитуд при землетрясениях различного энергетического уровня. Проведено картирование сейсмической опасности территории Узбекистана в значения максимальных скоростей колебаний грунта, и для ряда населенных пунктов республики построены вероятностные спектры сейсмических воздействий [12].

Исследовано влияние эпистемических и алеаторных неопределенностей входных параметров на результирующие оценки сейсмической опасности. Установлено, что наибольшие отклонения от карт сейсмической опасности, построенных на основе наиболее вероятных значений в распределении параметров сейсмического режима и сейсмических воздействий, могут возникать вследствие неточного задания глубин очагов землетрясений H , недостоверных оценок сейсмического потенциала M_{max} и угла наклона графика повторяемости (b-value). Для объектов экономики с высокой категорией ответственности получены оценки сейсмической опасности при экстремальном распределении параметров сейсмического режима и сейсмических воздействий [13, 17].

С учетом установленных региональных закономерностей протекания сейсмического процесса и проявления сейсмических воздействий, получены вероятностные оценки сейсмической опасности и разработан новый комплекс карт сейсмического районирования территории Узбекистана в баллах макросейсмической шкалы и в инженерных параметрах сейсмических воздействий (скорости и ускорения колебаний грунта и их спектральные амплитуды) [8, 10].

В рамках исследований по изучению сейсмического режима и долгосрочному прогнозу сильных землетрясений на территории Узбекистана под руководством Т.У.Артикова решен следующий круг задач.

Проведено исследование современного напряженного состояния земной коры территории Узбекистана на основе анализа механизмов очагов землетрясений. Реконструкция напряжений осуществлена алгоритмами метода катакластического анализа разрывных смещений (МКА) на различных уровнях площадной детальности осреднения параметров, для различных глубинных слоев земной коры и при различной магнитудной иерархии рассматриваемых землетрясений. Для ряда сейсмоактивных областей исследуемой территории получена послойная картина распределения азимутов и углов погружения осей главных напряжений, значений коэффициента Лоде-Надаи, типов геодинамического режима и нормированных на прочность сцепления массивов горных по-

род величин эффективного всестороннего давления и максимальных касательных напряжений [15, 16].

Установлено, что происходящие сильные землетрясения располагаются не равномерно по сейсмоактивной зоне, а концентрируются в компактных областях с линейными размерами 50-80 км. Выделенные области с высокой концентрацией сильных землетрясений устойчиво сохраняют свою конфигурацию на протяжении десятков и сотен лет. В связи с малой изменчивостью для данных промежутков времени направленности протекания сеймотектонических процессов, определяющих современное напряженное состояние сейсмоактивных структур, эти участки интенсивного дробления земной коры рассматриваются как наиболее вероятные области ожидаемой сейсмической активизации на ближайшие десятилетия. Показано, что области повышенной сейсмической активности на уровне сильных землетрясений характеризуются пониженными значениями эффективного всестороннего давления и касательных напряжений, выделяемых на основе реконструкции природных напряжений методами катакластического анализа разрывных смещений [17, 18].

Выявлены пространственно-временные закономерности изменения структуры потока сейсмических событий, происходящих в области подготовки сильных землетрясений, по мере приближения к моменту основного толчка. Установлено, что на ранних стадиях формирования очага разрушения увеличивается сгруппированность сейсмических событий во времени, а на поздних стадиях – в пространстве, что свидетельствует о локализации процесса разрушения в будущую плоскость магистрального разрыва [19].

Методами математической статистики установлена взаимосвязь между периодами сейсмической активизации в различных сейсмоактивных зонах Центральной Азии. Показано, в каких сейсмоактивных зонах территории Узбекистана наиболее вероятно ожидать сейсмическую активизацию в случае возникновения сильного землетрясения в той или иной сейсмоактивной зоне Центрально-Азиатского региона [20, 21].

Комплексом прогностических параметров сейсмического режима выявлены области, в которых наиболее вероятна сейсмическая активизация на уровне сильных землетрясений в ближайшие годы [17, 19]. Методология апробирована в режиме реального времени и внедрена в МЧС РУз. Подавляющее количество сильных землетрясений, произошедших после передачи карты областей ожидаемой сейсмической активизации в МЧС РУз, произошло в областях, для которых вероятность их возникновения оценивалась как «высокая» и «очень высокая», что свидетельствует об эффективности разрабатываемой методологии [22]. С учетом меняющейся геодинамической обстановки карты областей ожидаемой сейсмической активизации обновляются каждые 1-2 года.

Турдали Усманиевич сформировал научную школу. Под его руководством были защищены 14 кандидатских и 5 докторских диссертаций. Его основополагающие идеи в области волновой динамики, генезиса сейсмичности, сейсмического районирования, выявления областей ожидаемой сейсмической активизации еще долгое время будут служить благодатной почвой при изучении сейсмичности и сейсмической опасности нашей территории.

Литература

1. Рахматулин Х.А., Саатов Я.У., Филиппов И.Г., Артиков Т.У. Волны в двухкомпонентных средах. - Т.: Фан, 1975. - 251 с.
2. Соатов А., Артиков Т.У., Касымов С.М., Саатов Я.У. Теоретический метод сейсмического микро-районирования // Информационное сообщение № 187. - Т.: Фан, 1978. - С. 1-11.
3. Артиков Т.У. Волны в слоистых пористых средах. - Т.: Фан, 1987. - 267 с.
4. Артиков Т.У. Волны в слоистых средах с криволинейными границами раздела // Известие АН СССР, МТТ, 1985. - № 1. - С. 97-103.
5. Артиков Т.У., Касымов С.М., Хужаев А.К. учету влияния рельефа при сейсмическом микрорайонировании // Узб. геол. журн. - 1980. - № 4. - С. 40-44.
6. Артиков Т.У. Колебание полуплоскости под действием сосредоточенной нагрузки, движущейся с переменной скоростью // Доклады АН УзССР. - 1983. - № 6. - С. 13-15.
7. Артиков Т.У., Аронов А.Г. Состояние и перспективы развития автоматизации сейсмологических исследований в ИС АН УзССР // Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии. - Т.: Фан, 1988. - С. 212-222.
8. 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. - М., 2018. - № 2. - С. 6-24.
9. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Сейсмологические характеристики

ки сейсмогенных зон территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. - 2010. - № 2. - С. 24-30.

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. 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. - 2020. - № 11(3). - P. 606-623. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0494>.

12. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Кучкаров К.И., Мирзаев М.А. Количественные характеристики сейсмической опасности территории Узбекистана в максимальных значениях скоростей колебаний грунта и в их спектральных амплитудах // Геодинамика и тектонофизика. - 2018. - Т. 9. - № 4. - С. 1173-1188. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-4-0389>.

13. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Исследование погрешностей современных карт сейсмического районирования (на примере территории Восточного Узбекистана) // Геориск. - 2017. - № 1. - С. 36-44.

14. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Study of modern seismic zoning maps' accuracy (case for Eastern Uzbekistan) // Geodesy and Geodynamics. - 2016. - Vol. 7. Issue 6. - P. 416-424. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2016.04.015>.

15. Ребещкий Ю.Л., Ибрагимова Т.Л., Ибрагимов Р.С., Мирзаев М.А. Напряженное состояние сейсмоактивных областей Узбекистана // Вопросы инженерной сейсмологии. - 2020. - Т. 47. - № 3. - С. 28-52. <https://doi.org/10.21455/VIS2020.3-2>.

16. 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. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-3-0532>.

17. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Синоптический долгосрочный прогноз мест ожидаемой сейсмической активизации на территории Узбекистана // Геориск. - 2017. - № 2. - С. 20-28.

18. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. Identification of expected seismic activity areas by forecasting complex seismic-mode parameters in Uzbekistan // Geodesy and Geodynamics. - 2018. - № 9(2). - P. 121-130. DOI: 10.1016/j.geog.2017.11.005.

19. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A., Artikov M.T. Compositional change of seismic event sequences in focal zones during preparation of strong earthquakes // Geodesy and Geodynamics. - 2014. - Vol. 5. - № 2. - P. 1-8. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1246.2014.02001>.

20. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Связь периодов сейсмической активизации в сейсмоактивных зонах Узбекистана с возникновением сильнейших землетрясений в Центральной Азии // Геориск. - 2019. - Т. XIII. - № 1. - С. 58-70. <https://doi.org/10.25296/1997-8669-2019-13-1-58-70>.

21. Artikov T.U., Ibragimov R.S., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A., Artikov M.T. Revealing of seismic activation interrelationships in various seismoactive zones // Geodesy and Geodynamics. - 2015. - № 5 (6). - P. 351-360. DOI: 10.1016/j.geog.2015.03.007.

22. Артиков Т.У., Ибрагимов Р.С., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Опыт оценки текущей сейсмологической обстановки на территории Узбекистана по комплексу прогностических параметров сейсмического режима // Вестник Университета гражданской защиты МЧС Беларуси. - 2020. - Т. 4. - № 3. - С. 265-279. <https://doi.org/10.33408/2519-237X.2020.4-3.265>.

АРТИКОВ ТУРДАЛИ УСМАНАЛИЕВИЧ

(17.10.1941 – 21.09.2021)

21 сентября 2021 г. ушел из жизни Турдали Усманиевич Артиков – крупный ученый, один из основоположников изучения сейсмичности и сейсмической опасности территории Узбекистана, доктор физико-математических наук, профессор.

Т.У.Артиков родился 17 октября 1941 г. в городе Пскенте Ташкентской области. В 1963 г. закончил Физический факультет ТашГУ (ныне НУУз) по специальности «Физика атмосферы», где ему была присвоена квалификация «Авиасиноптик».

Свою трудовую деятельность он начал в 1963 г. в должности младшего научного сотрудника Института математики. В ноябре 1966 г., практически сразу же после открытия в республике Института сейсмологии, поступил туда на работу, где проработал до последнего дня. В 1967 г. был зачислен в аспирантуру Института с прохождением обучения в МГУ и в 1970 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Волны в пористых средах». Его научным руководителем был академик АН РУз, профессор Х.А.Рахматулин.

В последующие годы, работая на должностях старшего, ведущего научного сотрудника и заведующего лабораторией, занимался выявлением общих и региональных закономерностей сейсмического процесса и сейсмических воздействий, изучением и прогнозированием сейсмической опасности территории республики.

В 1988 г. в МГУ защитил докторскую диссертацию на тему: «Волны в слоистых пористых средах, насыщенных жидкостью», а в 1991 г. ему было присвоено звание профессора.

С 1991 г. Турдали Усманиевич являлся заведующим лабораторией «Региональная сейсмичность и сейсмическое районирование».

Разработанная Т.У.Артиковым расчетная модель распространения сейсмических волн в сложных слоистых пористых средах широко используется при сейсмическом микрорайонировании сейсмоактивных территорий. Выявленные им фундаментальные закономерности сейсмического процесса и сейсмических воздействий легли в основу новой технологии сейсмического районирования, которая всесторонне характеризует сейсмическую опасность территории республики. Впервые для Узбекистана сейсмическая опасность охарактеризована на вероятностной основе не только в баллах макросейсмической шкалы, но и в инженерных характеристиках сейсмических воздействий (скорости и ускорения колебаний грунта при землетрясениях и их спектральные амплитуды). Предложенная им технология в настоящее время широко используется при проектировании и строительстве важнейших ответственных строительных объектов республики. Под его руководством разработан новый комплекс карт общего сейсмического районирования. Он является соавтором КМК 2.01.03-96 (Строительные нормы и правила в сейсмических районах). Разработанная под его руководством методология использована при количественной оценке сейсмической опасности всех ответственных объектов экономики республики, которые возводились за последние 20 лет, а также при разработке карт сейсмического микрорайонирования ряда городов и населенных пунктов страны.

Под руководством Т.У.Артикова разработана методология выявления областей ожидаемой сейсмической активизации на ближайшие годы по комплексу прогностических параметров сейсмического режима. Результаты этих исследований используются в настоящее время при оценке текущей сейсмологической обстановки в республике.



Турдали Усманиевич – автор более 300 работ, в т. ч. 5 монографий, 7-ми изобретений и патентов. Он вел активную научно-педагогическую деятельность. Под его руководством были защищены 14 кандидатских и 5 докторских диссертаций.

Т.У.Артиков являлся членом редакционной коллегии нескольких научных журналов, в т. ч. и высокорейтинговых, издаваемых за рубежом («Geodesy and Geodynamics»). В Институте сейсмологии АН РУз он был бессменным руководителем научного семинара «Проблемы сейсмологии».

За многолетнюю плодотворную научную и педагогическую деятельность он неоднократно награждался Почетными грамотами Президиума АН РУз, а в 2011 г. удостоен медали «Шухрат».

Говоря о человеческих качествах Турдали Усманиевича, следует отметить его скромность, глубокую порядочность, отзывчивость, доброжелательность, высочайшее чувство ответственности и умение доводить до конца все, за что он брался.

Он был отличным семьянином, мужем, отцом, дедом.

Светлая память о замечательном специалисте, прекрасном наставнике, настоящем друге всегда останется в наших сердцах.

Коллеги по работе, ученики

Mundarija	sah.
Abaseev S. S. Takomillashgan spektral nisbatlar (HVSR) va sintetik akselerogrammalar yordamida er usti qalinligi va er osti suvlari sathining tezlik modellari bo'yicha Ashxobodni seysmik mikro rayonlashtirish.....	3
Abdullabekov K.N., Maqsudov S.X., To'ychiyev A.I. Zilzilalarni bashorat qilish muammolari bo'yicha ilmiy tadqiqotlar holati va ularni rivojlantirishning keyingi yo'llari	17
Maksudov S.X. Paleo-, Arxeo- va hozirgi zamondagi yer magnit maydonining anomal variatsiyalari.....	28
Muminov M.Yu., Ko'chqorov K.I., Karimov J.J., Mirzoidov M.Z. Zilzilalarning geomagnit maydondagi darakchilarini uzoqlikka tarqalishi haqida.....	34
Атабеков И.У. Tektonik zilzilar o'chog'i mexanizmining kinematik turdagi singulyar dislokatsiyaga oid modeli.....	52
Sodiqov Y.M., Nurmatov U.A. G'arbiy Tyan-Shanning seysmotektonikasi.....	61
Ismailov V.A., Ibragimov A.X., Xamidov L.A., Yodgorov Sh.I., Avazov Sh.B., Yuldashev E.Sh., Majidov J.R., Islamov X.A. Baland binolarni va mas'ulyati yuqori bo'lgan inshootlarni seysmik mustahkamligini diagnostika qilishning ekspress uslubi.....	73
Yanbuxtin I.R., Alimuxamedov I.M., Zakirov A.Sh., Mamaroziqov T.U., Musayev U.T., Oripov N.K., Ibragimov A.X., Yuldashev E.Sh., Majidov J.R., Islamov X.A. Gruntning seysmik barqarorlik darajasini baholashda seysmometriya va elektrotomografiya.....	83
Yadigarov E.M., Mamaroziqov T.U., Yodgorov Sh.I., Xusomiddinov A.S., Avazov Sh.B. Zilzila ta'sirida grunt qatlamlari reaksiyasining modellashtirish to'g'risidagi ma'lumotlar bilan chuqurlik bo'yicha maksimal tezlanish qiymatining o'zgarishini baholash.....	91
Artikov F.R. Tupolang suv ombori zonasining gidrologik rejimi va seysmik holatini baholash imkoniyatlari.....	97
Hamidov X.L., Artikov F.R., Hamidov L.A., Anvarova S.G. Hisorak va To'polon suv omborlarida ishlatilyotgan statsionar seysmik stansiyalar va seysmik qabul qiluvchilarni sinovdan o'tkazish.....	106
Rafikov V.A., Kuziyev F.N., Ahmadjonov A.I. Chorbog' suv ombori to'g'oni buzilishi oqibatida suv oqimi tarqalishi va bosishini kartografik modellashtirish uchun topografik echimlarini ishlab chiqish.....	117
Ibragimov R. S., Xamidov L. A., Ibragimova T. L., Mirzaev M. A. Ustozlar xotirasiga.....	124

Содержание	стр.
Абасеев С.С. Сейсмическое микрорайонирование г. Ашхабада по скоростным моделям приповерхностной толщи и уровню грунтовых вод, с использованием усовершенствованных методов спектральных отношений (HVSR) и синтетических акселерограмм.....	3
Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Состояние научных исследований по проблеме прогнозирования землетрясений и дальнейшие пути их развития.....	17
Максудов С.Х. Аномальные вариации геомагнитного поля по палео-, архео- и современным данным.....	28
Муминов М.Ю., Кучкаров К.И., Каримов Ж., Мирзоедов М.З. О дальности распространения геомагнитных предвестников землетрясений.....	34
Атабеков И.У. Модель механизма очагов тектонических землетрясений применительно к точечной дислокации кинематического типа.....	52
Садыков Ю.М., Нурматов У.А. Сейсмотектоника Западного Тянь-Шаня.....	61
Исмаилов В.А., Ибрагимов А.Х., Хамидов Л.А., Едгоров Ш.И., Авазов Ш.Б., Юлдашев Э.Ш., Мажидов Ж.Р., Исламов Х.А. Экспресс-метод диагностики сейсмической устойчивости высотных зданий и особо ответственных сооружений.....	73

Янбухтин И.Р., Алимухамедов И.М., Закиров А.Ш., Мамарозиков Т.У., Мусаев У.Т., Орипов Н.К., Ибрагимов А.Х., Юлдашев Э.Ш., Мажидов Ж.Р., Исламов Х.А.	
Сейсмометрия и электротомография при оценке степени сейсмической устойчивости грунта.....	83
Ядигаров Э.М., Мамарозиков Т.У., Ёдгоров Ш.И., Хусомиддинов А.С., Авазов Ш.Б.	
Оценка изменения пикового ускорения землетрясений с глубиной, по данным моделирования реакции грунтового слоя на сейсмическое воздействие.....	91
Артиков Ф.Р.	
Возможности оценки гидрологического режима и сейсмического состояния зоны Туполангского водохранилища	97
Хамидов Х.Л., Артиков Ф.Р., Хамидов Л.А., Анварова С.Г.	
Тестирование стационарных сейсмических станций и сейсмоприемников, используемых в Гиссаракском и Туполангском водохранилищах.....	106
Рафиков В.А., Кузиев Ф.Н., Ахмаджонов А.И.	
Разработка топографических решений для картографического моделирования распределения и давления воды в результате повреждения площади Чарбогского водохранилища.....	117
Ибрагимов Р.С., Хамидов Л.А., Ибрагимова Т.Л., Мирзаев М.А. Памяти наставника	124

Content

page

Abaseev S.S.	
Seismic microzoning of Ashgabat from subsurface soil velocity models and groundwater level, using improved spectral ratio methods (HVSR) and synthetic accelerograms.....	3
Abdullabekov K.N., Maksudov S.H., Tuichiev A.I.	
The state of scientific research on the problem of earthquake forecasting and further ways of their development.....	17
Maksudov S.Kh.	
Anomalous variations of the geomagnetic field according to Paleo-, Archeo- and modern data.....	28
Muminov M.Yu., Kuchkarov K.I., Karimov Zh., Mirzoidov M.Z.	
On the range of propagation of geomagnetic earthquake precursors.....	34
Atabekov I.U.	
The model of the mechanism of rupture of tectonic earthquake as point dislocation of kinematic type...	52
Sadykov Y.M., Nurmatov U.A.	
Seismotectonics of the Western Tien-Shan.....	61
Ismailov V.A., Ibragimov A.X., Khamidov L.A., Yodgorov Sh.I., Yuldashev E.Sh., Avazov Sh.B., Mazhidov Zh.R., Islamov Kh.A.	
Express-method for diagnosing the seismic stability of high-rising buildings and specially responsible structures.....	73
Yanbukhtin I.R., Alimukhamedov I.M., Zakirov A.Sh., Mamarozikov T.U., Musaev U.T., Oriпов N.K., Ibragimov A.H., Yuldashev E.Sh., Mazhidov Zh.R., Islamov Kh.A.	
Seismometry and electrotomography when assessing the degree of seismic stability of the soil.....	83
Yadigarov E.M., Mamaroziqov T.U., Yodgorov Sh.I., Xusomiddinov A.S., Avazov Sh.B.	
Estimation of the change in the peak acceleration of earthquakes with depth according to the data of modeling the response of the soil layer to the seismic impact.....	91
Artikov F.R.	
Possibilities for assessing the hydrological regime and seismic state of the Tupolang reservoir zone.....	97
Khamidov H.L., Artikov F.R., Khamidov L.A., Anvarova S.G.	
Testing of stationary seismic stations and seismic receivers, used in the Gissarak and Tupolang reservoirs	106
Rafikov V.A., Kuziyev F.N., Ahmadjonov A.I.	
Development of topographic solutions for cartographic modeling of water distribution and pressure as a result of damage to the area of the Charbog water guard.....	117
Ibragimov R.S., Khamidov L.A., Ibragimova T.L., Mirzaev M.A. In memory of the mentor	124

SEISMOLOGIYA MUAMMOLARI

ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМОЛОГИИ

SEISMOLOGY PROBLEMS

2021, № 2, том 3

Мусаххих Т.Г.Кочергина (рус).

Компьютерная верстка. В.Р.Юсупов

Формат 80-64 1/8 Усл. печ.л. 16,5. Тираж 100 экз.
Отпечатано в Бизнес Полиграф
Ташкент, Чиланзар, ул. Козиробот, 65.

Обуна индекси (подписной индексе) 1351