

УДК 550.34

DOI: DOI: 10.46698/u8883-5565-8869-f

Оригинальная статья

Разрядка сейсмотектонических напряжений Восточно-Турецкого землетрясения 06 февраля 2023 г. $M_w = 7.8$ как процесс деструкции геологической среды очаговой области

Э.Г. Геодакян ^{1,3}, Дж.К. Карапетян ^{1,3}, В.Б. Заалишвили ², М.А. Мкртчян ¹,
Б.В. Саакян ¹, С.М. Оганесян ^{1,3}, Р.К. Карапетян ¹, Г.А. Мкртчян ¹

¹Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. акад. А. Назарова НАН РА,
Республика Армения, 3115, г. Гюмри, ул. В. Саргсяна 5;

²Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН,
Россия, 362002, г. Владикавказ, ул. Маркова, 93а;

³Международный научно-образовательный центр НАН РА,
Республика Армения, 0019, г. Ереван, ул. Маршала Баграмяна, 24,
e-mail: geodakyan.e@mail.ru

Статья поступила: 13.06.2024, доработана: 30.07.2024, принята к публикации: 31.07.2024

Резюме: Актуальность работы. Разрушительные землетрясения, возникшие в юго-восточной части крупного Восточно-Анатолийского трансформного разлома в феврале 2023 г., соответственно с магнитудами $M_w=7.8$, 7.5 и 6.3, являются наиболее сильными сейсмическими событиями, произошедшими за последнее столетие в области сочленения Евроазиатской, Африканской и Аравийской литосферных макроклит. Следует особо отметить, что такие разрушительные и сильные землетрясения в сейсмоактивных регионах возникают крайне редко. Детальные исследования очаговых зон, процессов разрывообразования и релаксации тектонических напряжений в виде афтершоков таких землетрясений, являются актуальными научными задачами, позволяющими внести существенный вклад в понятие сейсмогенеза конкретного региона и решение фундаментальных проблем изучения физики очага землетрясения в целом. **Цель работы.** В настоящей работе поставлена цель на основе пространственно-временного и энергетического распределения афтершокового процесса, оценить напряженно-деформированное состояние, выявить основные закономерности и характерные особенности процесса деструкции геологической среды очаговой области сильнейшего Газиантепского землетрясения с магнитудой $M_w=7.8$. **Методы.** Для изучения процесса деструкции нами применены сформированные на современном этапе научные и методические представления о протяженных глубинных разломах как объемных геологических телах имеющих трехмерное измерение (протяженность, ширина разлома, и глубина его проникновения в литосферу), характеризующихся определенной внутренней структурой, параметрами и кинематикой движения крыльев. Для осуществления пространственного распределения афтершоков применены топологические методы перколяционного и кластерного анализа сейсмостатистических данных повторных толчков. **Результаты.** Полученные результаты позволили определить количественные, пространственно-временные параметры комплексной тектонофизической модели и выявить характер деструкции геологической среды и общую картину сейсмогенеза очаговой области. Периодически возникающие на протяженных региональных разломах области краткосрочных геодинамических активизаций можно принять, как очаговые зоны подготовки и возникновения крупных землетрясений. Такой подход вносит существенный вклад в решение проблем долгосрочного прогнозирования землетрясений и рассматривает региональную сейсмичность с позиций современной геодинамики.

Ключевые слова: очаг землетрясения, афтершок, разрывообразование, кластер, деструкция.

Для цитирования: Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Заалишвили В.Б., Мкртчян М.А., Саакян Б.В., Оганесян С.М., Карапетян Р.К., Мкртчян Г.А. Разрядка сейсмотектонических напряжений Восточно-Турецкого землетрясения 06 февраля 2023 г. $M_w = 7.8$ как процесс деструкции геологической среды очаговой области. *Геология и геофизика Юга России*. 2024. 14(3): 71-84. DOI: DOI: 10.46698/u8883-5565-8869-f

GEOPHYSICS

DOI: DOI: 10.46698/u8883-5565-8869-f

Original paper

Release of seismotectonic stresses of the Eastern Turkey earthquake on 06 February 2023 $M_w = 7.8$ as a destruction process in focal area

E.G. Geodakyan^{1,3}, J.K. Karapetyan^{1,3}, V.B. Zaalishvili², M.A. Mkrтчян¹, B.V. Sahakyan¹, S.M. Hovhannisyan^{1,3}, R.K. Karapetyan¹, G.A. Mkrтчян¹

¹ Institute of Geophysics and Engineering Seismology after A. Nazarov of NAS RA, 5 V. Sargsyan Str., Gyumri 3115, Republic of Armenia;

² Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Center, Russian Academy of Sciences, 93a Markova Str., Vladikavkaz 362002, Russian Federation;

³ International Scientific and Educational Center of NAS RA, 24 Marshal Baghramyan Str., Yerevan 0019, Republic of Armenia, e-mail: geodakyan.e@mail.ru

Received: 13.06.2024, revised: 30.07.2024, accepted: 31.07.2024

Abstract: Relevance. The destructive earthquakes that took place in the southeastern part of the large East Anatolian transform fault (EAF) in February 2023, with magnitudes $M_w = 7.8$, 7.5 and 6.3, respectively, are the major seismic events that have occurred over the last century in the junction area of the Eurasian, African and Arabian lithospheric macroplates. It should be outlined that such destructive and large earthquakes are extremely rare in seismically active regions. A detailed study of earthquake focal zones as well as the processes of rupture formation and relaxation of tectonic stresses in the form of aftershocks of such earthquakes are relevant scientific problems that make it possible for making a significant contribution to the seismogenesis concept of a particular region and finding solutions to fundamental problems in the study of the physics of the earthquake source in general. **Aim.** The paper aims to assess the stress-strain state, identify the main patterns and characteristic features of the destruction process for the geoenvironment in the focal area of the largest Gaziantep earthquake with a magnitude of $M_w=7.8$ based on the spatial-temporal and energy distribution of the aftershock process. **Methods.** In order to study the destruction process, we have currently formed scientific and methodological ideas about extended deep faults as volumetric geological bodies with three-dimensional measurements (fault length, width and depth of penetration into the lithosphere), characterized by a certain internal structure, parameters and kinematics of wing movement. To carry out the spatial distribution of aftershocks, topological methods of percolation and cluster analysis of seismic statistical data of aftershocks were applied. **Results.** Based on the obtained results it was possible to determine the quantitative, spatiotemporal parameters of the complex tectonophysical model and to identify the nature of the destruction of the geological environment and the overall picture of the seismogenesis in the focal zone of the earthquake. The areas of short-term geodynamic activation that periodically occur on extended regional faults can be considered as hypocenters for the preparation and occurrence of large earthquakes. This approach makes a significant input to solving problems of long-term earthquake forecasting, and considering regional seismicity from the perspective of modern geodynamics.

Keywords: earthquake source, aftershock, rupture formation, cluster, destruction.

For citation: Geodakyan E.G., Karapetyan J.K., Zaalishvili V.B., Mkrtchyan M.A., Sahakyan B.V., Hovhannisyanyan S.M., Karapetyan R.K., Mkrtchyan G.A. Release of seismotectonic stresses of the Eastern Turkey earthquake on 06 February 2023 $M_w = 7.8$ as a destruction process in focal area. *Geologiya i Geofizika Yuga Rossii = Geology and Geophysics of Russian South*. (in Russ.). 2024. 14(3): 71-84. DOI: DOI: 10.46698/u8883-5565-8869-f

Введение

Разрушительные землетрясения, возникшие в юго-восточной части крупного Восточно-Анатолийского трансформного разлома/East Anatolian Fault (ВАР/ЕАФ) в феврале 2023 г., соответственно с магнитудами $M_w = 7.8$, 7.5 и 6.3, являются наиболее сильными сейсмическими событиями, произошедшими за последнее столетие в области сочленения Евроазиатской, Африканской и Аравийской литосферных макроплит. Эти стихийные бедствия привели к многочисленным человеческим жертвам и почти полному разрушению ряда городов и населенных пунктов в 5-ти провинциях юго-восточной части Турции и приграничной к ней территории Сирии. Произошедшие землетрясения сопровождались интенсивными процессами повторных толчков – афтершоками и стали объектами детального изучения со стороны ведущих мировых сейсмологических центров. Следует особо отметить, что такие разрушительные и сильные землетрясения в сейсмоактивных регионах возникают крайне редко. Детальное исследование очаговых зон сильнейших землетрясений, процессов их разрывообразования и релаксации тектонических напряжений в виде афтершоков, являются актуальными научными задачами, позволяющими внести существенный вклад в понятие сейсмогенеза конкретного региона и решение фундаментальных проблем изучения физики очага землетрясения в целом. Исследование развития афтершоковых процессов представляет особый научный интерес, позволяющий оценить напряженно-деформированное состояние разрывной зоны, разрядку остаточных деформаций в очаговой области, а также выявить модели релаксации в различных фазах афтершоковой последовательности, как процесс деструкции геологической среды.

Цель работы. В настоящей работе поставлена цель, на основе пространственно-энергетического распределения магистрального разрывообразования и его афтершокового процесса, оценить напряженно-деформированное состояние, выявить основные закономерности и характерные особенности процесса деструкции геологической среды очаговой области Газиантепского землетрясения.

Методические подходы

На основе фундаментальных работ в области геомеханики [Пиотровский, 1964; Садовский, 1979], где геологическая среда рассматривается как иерархическая самоорганизованная блочная система, на современном этапе развития исследований в этом направлении разработаны новые, научные и методологические подходы для изучения разрушений сплошности сред с позиции физической мезомеханики [Панин, 1998; Гольдин, 2002; Кочарян, Кишкина, 2020]. Согласно этому подходу установлено, что возникающие в геологических средах хрупкие и пластические деформационные разрушения, являются иерархически многоуровневым коллективным процессом [Макаров, 1998, 1999, 2004; Makarov, 2011; Кочарян, Спивак, 2003; Leonov et al., 2020].

К настоящему времени сформировалось представление о протяженных глубинных разломах, как объемных геологических телах имеющих трехмерное измерение

(протяженность разлома, ширина и глубина проникновения в литосферу), характеризующихся определенной внутренней структурой, параметрами и кинематикой движения крыльев [Kocharyan, Ostapchuk, 2023]. Ширина этого объема представляет собой область динамического влияния разлома. Она в свою очередь подразделяется на 3 зоны: 1-ая зона – магистральный разрыв, в которой протекает интенсивное деформирование и дробление пород, 2-ая зона – повышенной трещиноватости вызванная движением по сместителю, 3-ья зона – разграничивающая незначительные вариации напряженного состояния от области неразрушенных горных пород. По глубине проникновения в литосферу в «разломе тела» отражается изменение релогических свойств среды, позволяющее выделить пять зон: 1 и 2 – хрупкого и квазихрупкого разрушения, 3, 4 и 5 – квазипластического, пластического и вязкого течения. Границы этих зон при постепенном переходе от одной зоны к другой неотчетливы. Границы глубин зависят от геодинамического режима, типов напряженного состояния литосферы и генетически связанных с ним морфологических разновидностей разлома [Шерман, 2004, 2012]. На этой основе разработана стационарная пространственная модель зональной структуры глубинного разлома [Spivak, Tsvetkov, 2009; Spivak, 2011]. В дальнейшем в этой модели введено понятие «сейсмогенная ширина разломной зоны» включающее магистральный разрыв и линейную область наибольшей концентрации афтершоков, в которых сосредоточена основная часть землетрясений, приуроченных к рассматриваемой структурной единице [Kocharyan et al., 2010].

Приведенные методологические подходы применены для достижения поставленной цели.

Информационная база данных

В очаговых зонах Восточно-Турецких землетрясений, по данным информационных бюллетеней Euro-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) (<https://www.emsc-csem.org>) за период с 06.02.2023 г. по 31.12.2023 г., с высокой точностью локации по пространству и глубине залегания гипоцентров уже произошло более 15 000 афтершоков в магнитудном диапазоне $M=1.8\div 6,7$.

Пространственное распределение эпицентров афтершоков этих трех землетрясений, приведенное на рисунке 1, показывает, что область разрядки остаточных тектонических напряжений в геологической среде очаговых зон, имеет обширную площадь порядка $S\approx 30000$ км².

Выделенная сводная афтершоковая область имеет сложную геометрическую конфигурацию, охватывающую значительную часть протяженного, трансрегионального Восточно-Анатолийского разлома первого ранга и области дизъюнктивных узлов его сочленения с иерархически более низкими по рангу Сургутским и Левантинским разломами. В центральной части четко выделяется узкая протяженная зона афтершоков Газиантепского землетрясения, на северо-восточный и юго-западный края которой, соответственно, наложены участки афтершоковых полей Каграманмарашского и Латакийского землетрясений. В этой зоне Восточно-Анатолийский разлом имеет сложную структуру геолого-тектонического строения, состоящую из ступенчато-кулисообразных сегментов разрывных нарушений. Непосредственное расположение в этой системе магистрального разрываообразования, представляющего собой билатерально направленный многоактовый нелинейный

процесс [Геодакян и др., 2023; Mai et al., 2023; Baltzopoulos et al., 2023], высвобождение накопленных основных напряжений и релаксация остаточных деформаций, в виде афтершоков, являются характерными критериями, позволяющими рассматривать этот процесс как единую кратковременную деструкцию протяженного, трансрегионального, глубинного сейсмогенного разлома.

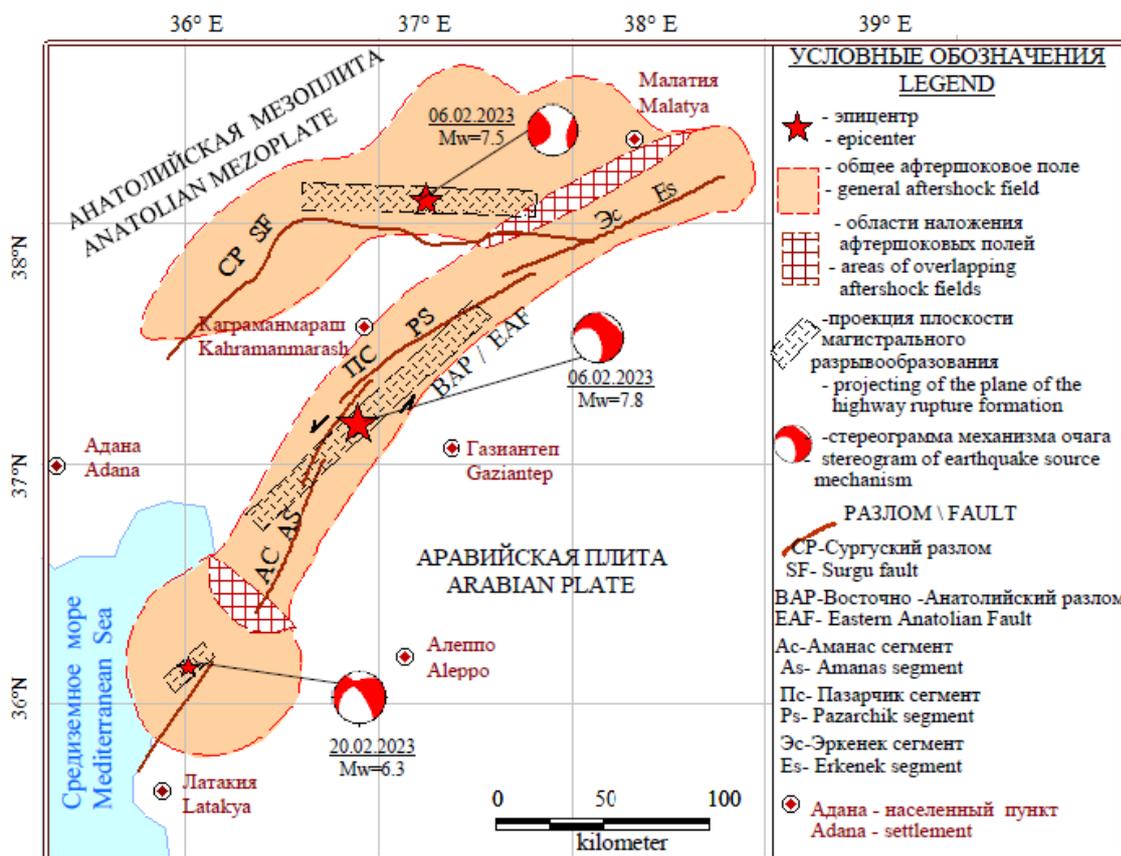


Рис. 1. Сводная карта афтершоковых полей Восточно-Турецких землетрясений /

Fig. 1. Consolidated map of aftershock areas of Eastern-Turkish earthquakes

Для выполнения поставленной цели из общего массива афтершокового потока путем применения метода оценки величины радиуса пространственного группирования землетрясений $R_{кр}$ – так называемого «нулевого алгоритма» кластерного анализа [Дещеревский и др., 2016] отфильтрованы афтершоки непосредственно приуроченные к очагам Каграманмарашского и Латакийского землетрясений. Количество афтершоков, непосредственно связанных с очагом Газиантепского землетрясения, составляет около 7000 событий с магнитудным диапазоном $M=1.8 \div 6.7$. Следует отметить, что через 11 минут, после основного толчка, произошел афтершок, с магнитудой $M_w=6.7$, уступающий по величине магнитуды основному толчку ($\Delta M=1.1$), который согласно закону Бата является сильнейшим афтершоком данного землетрясения [Bath, 1965].

Для детального анализа афтершокового процесса нами был сгруппирован весь массив исходных афтершоковых данных с шагом по фрактальности энергии $\Delta M=0.5$ и по глубине залегания афтершоков с интервалом $\Delta h=5$ км (табл. 1).

Таблица 1 / Table 1

**Распределение количества афтершоков по магнитуде и глубине /
Distribution of the number of aftershocks according to magnitude and to depth**

Глубина(км) / Depth (km)	Количество афтершоков (N) по магнитуде (M) / Number of aftershocks (N) by magnitude (M)										Общее количество/ Total quantity ΣN
	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	
5	1049	1371	957	441	159	54	12	4	-	-	4047
10	928	666	335	140	59	42	15	5	1	1	2192
15	194	99	43	14	4	5	4	-	-	-	363
20	85	34	15	6	6	10	1	0	1	-	158
25	30	14	10	6	4	1	-	-	-	-	65
30	19	9	11	2	-	3	-	-	-	-	44
35	1	1	1	-	-	1	-	-	-	-	4
40	-	-	-	1	-	1	-	-	-	-	2
40+	1	1	-	1	-	3	-	-	-	-	6
ΣN	2307	2195	1372	611	232	120	32	9	2	1	6881

Результаты исследований

Для определения минимального порогового уровня (M_{\min}) представительности исходных данных по магнитуде применен закон Гутенберга-Рихтера. На рисунке 2 представлены графики повторяемости афтершокового процесса распределения количества ($\lg N$, $\lg \Sigma N$) повторных толчков по магнитуде. По графику повторяемости определен коэффициент наклона графика повторяемости $b=0.9$ и представительный минимальный магнитудный уровень $M_{\min}=2.5$.

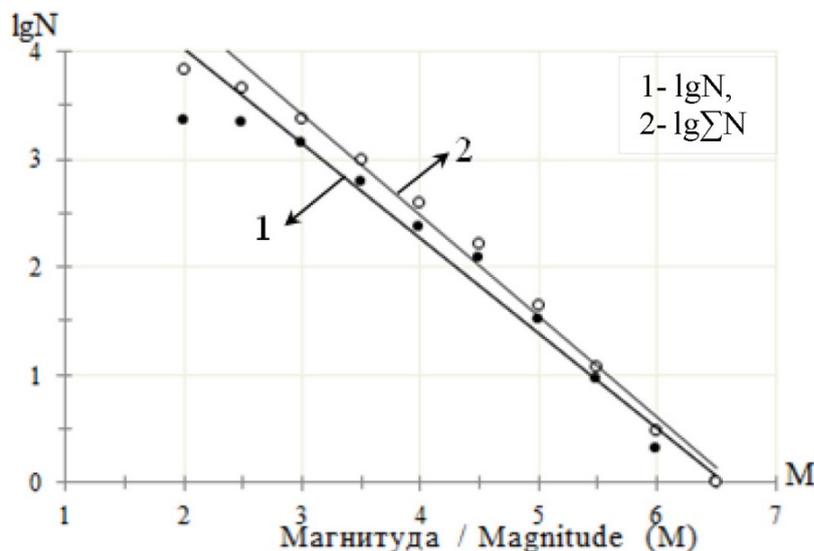


Рис. 2. График повторяемости афтершокового процесса Газиянтепского землетрясения /

Fig. 2. Recurrence period graph of the aftershock process Gaziantep earthquake

Следует отметить, что на графике наблюдается дефицит количества возникновения афтершоков в магнитудном диапазоне с $m=5.5 \div 6.5$, который по нашему мнению будет заполнен в ходе дальнейшего развития афтершокового процесса данного землетрясения.

Для анализа пространственного распределения эпицентров афтершоков была применена программа MapInfo в пакете GIS, с помощью которой построена карта эпицентров афтершоков Газиантепского землетрясения, за вышеуказанный период (рис. 3).

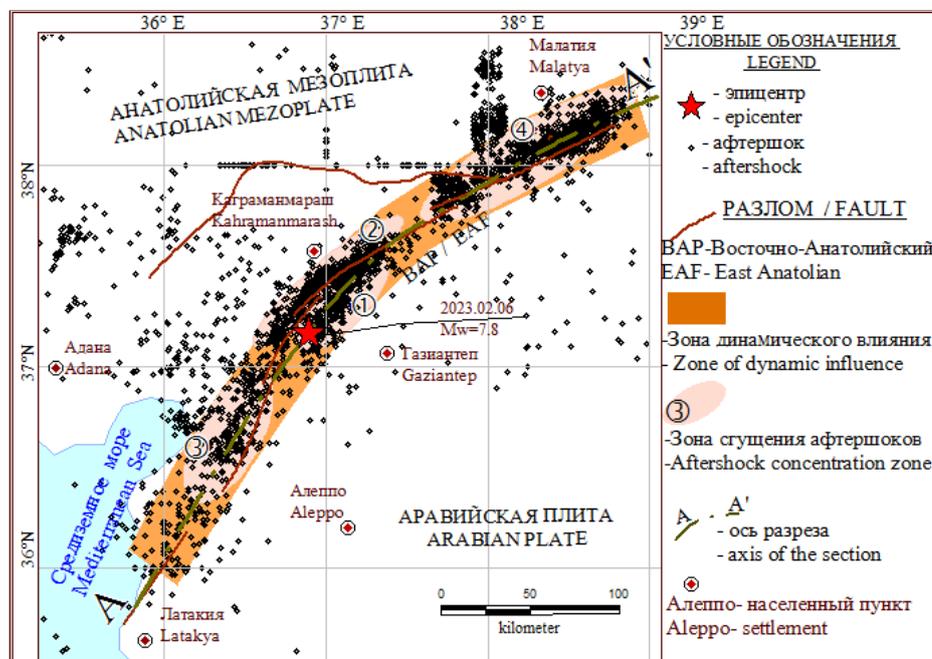


Рис. 3. Геотектоника ВАР и афтершоковое поле Газиантепского землетрясения /

Fig. 3. Geotectonics of VAF and the aftershock area of the Gaziantep earthquake

Афтершоковое поле по латерали имеет вид протяженной полосы с длиной $L=300\div 350$ км, шириной $W=30\div 35$ км и общей площадью $S\approx 12000$ км². Оно полностью охватывает магистральный разрыв и систему геолого-тектонических структур эпицентральной области, разделяющие Анатолийскую плиту от Аравийской макроплиты. Следует отметить, что плотность распределения афтершоков как по ширине, так и по протяженности, крайне неравномерная.

В работе [Kocharyan et al., 2010, 2011] приведена регрессивная зависимость (1) ширины разломной зоны от ее протяженности:

$$W = 0.85 \cdot L^{0.42}, \quad (1)$$

где w – ширина разломной зоны (км),

L – протяженность разлома (км).

Для Восточно-Анатолийского разлома (ВАР) с протяженностью $L_{\text{ВАР}}=700$ км, расчетная ширина сейсмогенной зоны составляет $w_{\text{расч.}}=26$ км. Это значение хорошо согласуется с приведенной на рис. 3 шириной экспериментальных данных афтершокового поля $w_{\text{афт.}}=32$ км.

Разность отклонений этих величин $\Delta w=6$ км, по всей вероятности связана с фокальным механизмом угла падения плоскости сместителя разрыва очага по $\text{dip}=85^\circ$.

По протяженности выделяются 4 отдельных участка, где эпицентры афтершоков имеют повышенную насыщенность: два из них непосредственно расположены в гипоцентральной области основного толчка (рис. 3-ж,к), а два других, соответственно приурочены к юго-западной (рис. 3-л) и северо-восточной (рис. 3-м)

оконечностям магистрального разрыва. Сопоставительный анализ этих участков с геометрией элементов геотектоники, свидетельствует о совпадении с участками разрушения сплошности геологической среды между кулисообразно расположенными сегментами. В общем процессе разрывообразования эти фрагменты деструкции магистрального разрыва указывают места возникновения субочагов [Геодакян и др., 2023].

Для определения общего объема сейсмогенеза очаговой области, нами рассмотрен процесс распределения афтершоков по глубине залегания. Для этой цели гипоцентры афтершоков были спроектированы на плоскость магистрального разрыва по оси разреза AA' (рис. 4).

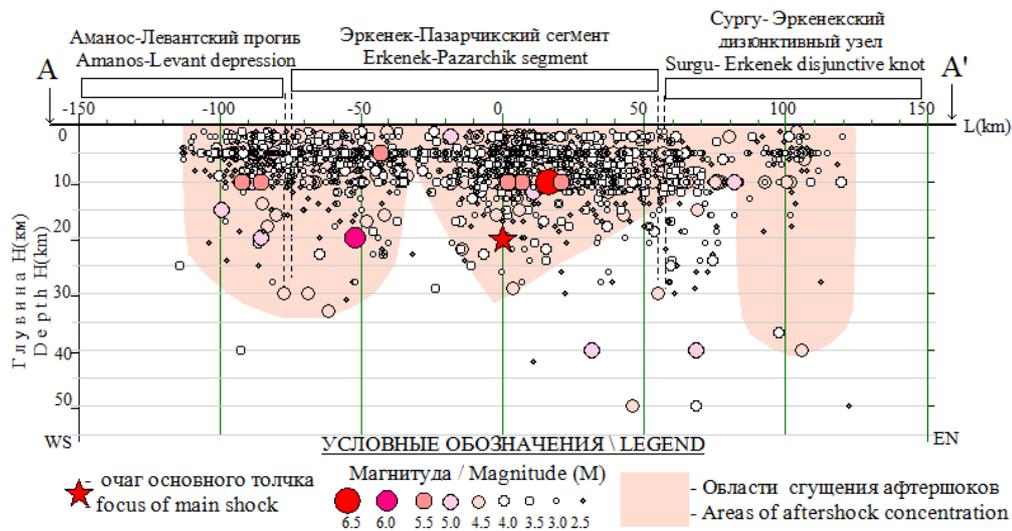


Рис. 4. Проекция гипоцентров афтершоков по разрезу AA' /

Fig. 4. Projection of hypocenters of aftershocks according to the section AA' /

Анализ распределения гипоцентров афтершоков по глубине их залегания показывает, что в юго-западной и северо-восточной оконечностях магистрального разрыва очаги углубляются до глубины 40 км с постепенным уменьшением глубины их залегания до 25 км в области гипоцентра основного толчка. В этом разрезе, по латерали выделенным кластером, в качестве характерных особенностей, выделяются 3 области сгущения гипоцентров. Эти зоны сгущения имеют различные, соответственно, в гипоцентральной области конусообразные, а в краевых зонах цилиндрические, геометрические формы распределения афтершоков. На основе параметров трехмерного пространственного распределения афтершоков, в первом приближении, оценен общий объем сейсмогенеза очаговой области, который составляет $V \approx 6.4 \cdot 10^5 \text{ км}^3$. В этом объеме по вертикали отражаются изменение реологических свойств и анизотропное состояние геологической среды, приводящие по мере углубления в литосферу к хрупкому, квазихрупкому разрушению и квазипластическому, пластическому и вязкому течению.

Для выявления зон и их мощностей хрупкого и квазихрупкого разрушения сейсмогенной области Газиантепского землетрясения, по данным приведенным в таблице 1, в виде гистограмм были построены графики распределения количества (N) очагов афтершоков и суммарная высвобожденная сейсмическая энергия (ΣE , Дж), по глубине залегания в земной коре (рис. 5).

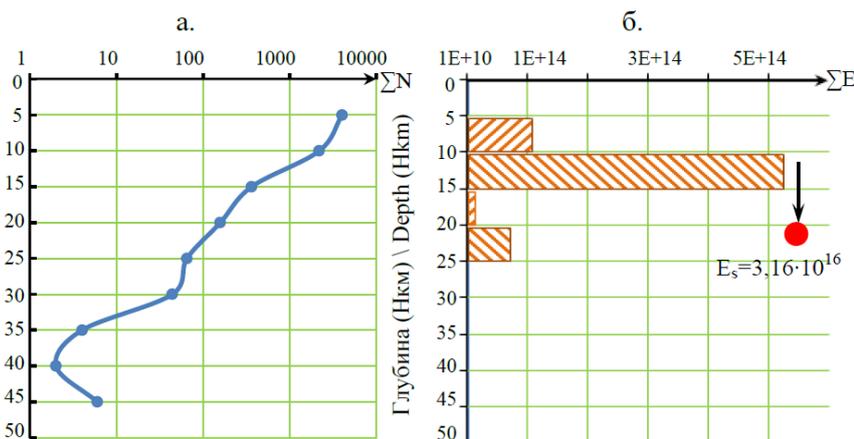


Рис. 5. Распределение количества (ΣN) очагов афтершоков (а) и суммарная высвобожденная сейсмическая энергия (ΣE) (б) по глубине их залегания в земной коре /

Fig. 5. Distribution of the number (ΣN) of aftershock foci (a) and the total released seismic energy (ΣE) (b) according to the depth of their location in the earth's crust

Анализ этих распределений показывает, что преобладающая часть гипоцентров слабых по магнитуде афтершоков $\Sigma N \approx 6239$ (рис. 5а) сосредоточена в диапазоне глубин 5–15 км. Они в основном приурочены к осадочному слою и кровле кристаллического фундамента земной коры очаговой области. По мере углубления гипоцентров очагов вглубь коры, количество афтершоков убывает по степенному закону.

Распределение суммарной высвобожденной сейсмической энергии (рис. 5б) имеет более сложный вид, состоящий из 3-х максимумов на глубинах 5 км, 10 км, 20 км. Сопоставительный анализ гистограмм показывает, что высвобождение остаточных напряжений в виде возникновения большого количества мелких разрывных нарушений сосредоточено в осадочном слое и в основном отражает зону и мощность слоя хрупкого разрушения геологической среды. Второй и третий максимумы связаны с возникновением на этих глубинах сравнительно малого количества, но с более высокими значениями магнитуд разрывных нарушений и выделяют зону квазихрупкого разрушения. На глубине 20 км указан гипоцентр Газиантепского землетрясения с высвобожденной энергией $E_s = 3.16 \cdot 10^{16}$ Дж, которая на два порядка превышает суммарную высвобожденную энергию всего афтершокового процесса $\Sigma E_{\text{аф.}} = 6.07 \cdot 10^{14}$ Дж.

Нижняя кромка зоны квазихрупкого разрушения варьирует по вертикали в пределах от 25–45 км и разграничивает зоны хрупкого и квазихрупкого разрушения от кровли зон квазипластического и пластического течения геологической среды. Границы между этими зонами неотчетливы и зависят от геодинамического режима и типа напряженного состояния стационарной модели очаговой области Газиантепского землетрясения.

Известно, что общий геодинамический режим протяженных сейсмотектонических элементов, каким является ВАР, с макроскопической точки зрения, условно подразделяется на две составляющие: непрерывное в широком смысле пластическое течение и разрывно-непрерывное течение, в виде возникновения крупных землетрясений. В связи с недостаточностью комплекса геологических, геодезических и геоморфологических данных, нами рассмотрено только второе слагаемое, которое отражает сейсмогеодинамический режим ВАР. По сейсмостатистическим данным сильных землетрясений приведенным в каталогах [Ergin et al., 1967; Кондорская,

Шебалин, 1977; Berberian, 1994], произошедших за период с исторических времен по настоящее время, выделены более 14 землетрясений в магнитудном диапазоне $M=6.0-7.8$, очаги которых непосредственно расположены по всей длине зоны динамического влияния ВАР. Следует отметить, что, до возникновения Восточно-Турецких землетрясений, средний период повторяемости сильных землетрясений составляет $T_{cp.} \approx 70$ лет. В работе [Кочарян, 2010] приведена корреляционная зависимость (2) рекуррентного времени τ (годы) подготовки землетрясения от сейсмического момента M_0 :

$$\tau \sim M_0^{0.17}, \quad (2)$$

где M_0 – по определению пропорционален площади разрыва (S) и амплитуде смещения (ΔL).

Используя количественное значение параметров Газиантепского землетрясения $\Delta L=3$ м и $S=5600$ км² [Геодакян и др., 2023], оценено рекуррентное время подготовки этого землетрясения $\tau \sim 50 \div 55$ лет. Учет параметра рекуррентного времени позволяет от полученной стационарной модели Газиантепского землетрясения перейти к ее комплексной тектонофизической модели, как четырехмерному геологическому телу в пространстве и времени.

Выводы

Обобщая результаты проведенных исследований, авторы пришли к следующим выводам:

– Непосредственное расположение гипоцентра Газиантепского землетрясения 06 февраля 2023 г. с магнитудой $M_w=7.8$ на протяженном глубинном Восточно-Анатолийском сейсмоактивном разломе, его сложный многоактовый процесс магистрального разрывообразования и интенсивный поток афтершоковой последовательности являются основными критериями для рассмотрения их с позиции теории физической мезомеханики, как единый, краткосрочный процесс деструкции геологической среды в очаговой области.

– Разработанные современные научные и методологические подходы, для оценки очаговой области, как «геологическое тело, имеющее трехмерное измерение», позволили определить количественные значения этих параметров, рассчитать объем геологической среды и разработать «стационарную модель» очаговой области Газиантепского землетрясения.

– На основе расчета параметра рекуррентного времени подготовки Газиантепского землетрясения, осуществлен переход от «стационарной модели» очаговой области к четырехмерной геодинамической модели.

– Пространственное распределение гипоцентров афтершоковой последовательности указывает, что процессы разрядки как основных сеймотектонических напряжений в виде магистрального разрывообразования, так и остаточных сейсмодетформационных тектонических напряжений в виде афтершоков в очаговой области происходили крайне неравномерно. Применение методов перколяционного и кластерного анализа, позволило выделить в афтершоковом поле 3 участка концентрации афтершоков, территориально совпадающие с субочагами магистрального разрывообразования.

– Применением сопоставительного анализа распределения количества (N) очагов афтершоков и их суммарной высвобожденной сейсмической энергии (ΣE , Дж)

по глубине залегания в земной коре, выделены зоны и определены мощности геологической среды хрупкого и квазихрупкого разрушения сейсмогенной области Газиантепского землетрясения.

Заключение

Сейсмоактивный Тавро-Кавказский регион, ограниченный географическими координатами $36.00^{\circ}\div 44.00^{\circ}\text{N}$; $36.00^{\circ}\div 52.00^{\circ}\text{E}$, представляет собой обширную область континентальной коллизии крупных Евразийской, Африканской, Аравийской, Анатолийской, Черноморской, Южно-Каспийской, Иранской макро- и мезолитосферных плит. Региональная система разномасштабных, разнонаправленных глубинных сейсмоактивных разломов имеет сложную структуру строения. Основные протяженные глубинные разломы являются зонами контактов вышеуказанных тектонических элементов [Abrehdari et al., 2023]. Очаги сильных и разрушительных землетрясений приурочены к зонам динамического влияния этих протяженных глубинных разломов. К ряду таких землетрясений относятся произошедшие за последние 50 лет, Чалдиранское (24.11.1976 г.), Ванское (23.10.2011 г.) с магнитудами $M_w=7.1$ и $M_w=7.2$ (Турция), Спитакское (07.12.1988 г.) с магнитудой $M_w=7.0$ (Армения), Рачинское (29.04.1991 г.) с магнитудой $M_w=7.0$ (Грузия), Агарийское (11.08.2012 г.) с магнитудой $M_w=6.4$ (Иран) и произошедшие 06 и 20 февраля 2023 г. соответственно с магнитудами $M_w=7.8$, 7.5 и 6.3 (Восточная Турция) разрушительные землетрясения. Эти события дискретно отображают происходящие на современном этапе сложные, интенсивные геодинамические процессы литосферы региона [Ismail-Zadeh et al., 2020; Karapetyan et al., 2023]. Следует отметить, что с сейсмологической точки зрения, эти землетрясения хорошо изучены. Решение фокальных механизмов, кинематические и динамические характеристики главных разрывов в очагах этих землетрясений, а также наличие достаточной базы сейсмостатистических данных афтершоковых процессов, позволяют, применяя в настоящей статье методологические подходы, ретроспективно разработать геодинамические модели очаговых областей этих землетрясений. Количественные значения трехмерных измерений очаговых областей в этих моделях и численные значения смещения крыльев главных разрывов, являются краевыми условиями, позволяющими применить метод конечных элементов, для оценки напряженно-деформированного состояния очаговых областей этих землетрясений. Такой подход вносит существенный вклад в решение проблем долгосрочного прогнозирования землетрясений, и рассматривает региональную сейсмичность с позиций современной геодинамики.

Литература

1. Геодакян Э.Г., Карапетян Дж.К., Заалишвили В.Б., Саакян Б.В., Оганесян С.М., Мкртчян М.А., Мкртчян Г.А. Региональная сеймотектоника очаговых зон восточно-турецких землетрясений 06 февраля 2023 г. и геодинамическая модель очага сильнейшего землетрясения ($M_w=7,8$). // Геология и геофизика Юга России. – 2023. – Т. 13. № 4. – С.42–54.
2. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика. // Физическая мезомеханика. – 2002. – Т. 5. № 5. – С. 5–22.
3. Дещеревский А.В., Мирзоев К.М., Лукк А.А. Критерии группирования землетрясений с учетом пространственной неоднородности сейсмичности. // Физика Земли. – 2016. – № 1 – С. 79–97. DOI: 10.7868/S0002333715060022.
4. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. – 536 с.

5. Кочарян Г.Г. Разломная зона как нелинейная механическая система. // *Физическая мезомеханика*. – 2010. – Т. 13 (Спец. Выпуск). – С. 5–17.
6. Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б. Физическая мезомеханика очага землетрясения. // *Физическая мезомеханика*. – 2020. – Т. 23. № 6. – С. 9–24. DOI: 10.24411/1683-805X-2020-16001.
7. Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ Академкнига, 2003. – 423 с.
8. Макаров П.В. Подход физической мезомеханики к моделированию процессов деформации и разрушения. // *Физическая мезомеханика*. – 1998. – Т. 1. № 1. – С.61–81.
9. Макаров П.В. Моделирование процессов деформации и разрушения на мезоуровне. // *Известия академии наук. Механика твердого тела*. – 1999. – № 5. – С. 109–131.
10. Макаров П.В. Об иерархической природе деформации и разрушения твердых тел и сред. // *Физическая мезомеханика*. – 2004. – Т. 7. № 4. – С. 25–34.
11. Панин В.Е. Основы физической мезомеханики. // *Физическая мезомеханика*. – 1998. – Т.1. № 1. – С. 5–22.
12. Пиотровский В.В. Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли. // *Земля во Вселенной*. – 1964. – С. 278–297.
13. Садовский М.А. Естественная кусковатость горной породы. // *Доклады академии наук СССР*. – 1979. – Т. 247. № 4. – С. 829–831.
14. Шерман С.И. Стационарная и нестационарная модели формирования крупных разломов литосферы и их использование для пространственно-временного анализа сейсмического процесса. // *Эволюция тектонических процессов в истории Земли*. Новосибирск: Изд. СО РАН. – 2004. – Т. 2. – С. 299–302.
15. Шерман С.И. Деструкция литосферы: Разломноблоковая делимость и ее тектонофизические закономерности. // *Геодинамика и тектонофизика*. – 2012. – Т. 3. № 4. – С. 315–344.
16. Abrehdari S.H., Karapetyan J.K., Rahimi H., Geodakyan E. Tectonic Activities Description in the Ongoing Collision Zone of the Eurasia-Arabia Plates Using 2D SurfaceWaves Tomography. // *Russian Journal of Earth Sciences*. – 2023. – Vol. 23. No. 2. ES2004. DOI: 10.2205/2023ES000835.
17. Baltzopoulos G., Baraschino R., Chioccarelli E., Cito P. Near-source ground motion in the M7.8 Gaziantep (Turkey) earthquake. // *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*. – 2023. – Vol. 52. No. 11. – pp. 3903–3912. DOI: 10.1002/eqe.3939.
18. Bath M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle. // *Tectonophysics*. – 1965. – Vol. 2. Issue 6. – pp. 483–514.
19. Berberian M. Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran. // *Historical Hazards in Iran Prior to 1900*. – 1994. – Vol. 1. – 603 p.
20. Ergin K., Guglu U., Uz Z. A catalogue of earthquakes of Turkey and surrounding area (11 A.D. to 1964 A.D.). // *Technical Report, Istanbul Technical University, Faculty of Mines, Institute of Physics of the Earth*. – 1967. – Vol. 24. – 169 p.
21. Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., Gorshkov A., Gvishiani A., Ismail-Zadeh T., et al. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus. // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – Vol. 207. Art. No. 103222. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103222.
22. Karapetyan J., Geodakyan E., Karapetyan R., Hovhannisyan L., Matevosyan G. Study of modern regional and local anomalies of seismicity in the Tavro-Caucasian region. // *EGU General Assembly*. – 2023. – EGU23-16905. DOI: 10.5194/egusphere-egu23-16905.
23. Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? // *Geodynamics and Tectonophysics*. – 2010. – Vol. 1. No. 4. – pp. 419–440. DOI: 10.5800/GT-2010-1-4-0027.
24. Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A. Seismogenic width of fault zone. // *Doklady Earth Sciences*. – 2011. – Vol. 437. No. 1. – pp. 412–415. DOI: 10.1134/S1028334X11030147.

25. Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A. Mesostructure of a Tectonic Fault Slip Zone. // *Physical Mesomechanics*. – 2023. – Vol. 26. No. 1. – pp. 82–92. DOI: 10.1134/S1029959923010095.

26. Leonov M.G., Kocharyan G.G., Revuzhenko A.F., Lavrikov S.V. Tectonics of rock loosening: geological data and physics of the process. // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2020. – Vol. 11. No. 3. – pp. 491–521. DOI: 10.5800/GT-2020-11-3-0488.

27. Mai P.M., Aspiotis T., Aquib T.A., Cano E.V. et al. The Destructive Earthquake Doublet of 6 February 2023 in South-Central Türkiye and Northwestern Syria: Initial Observations and Analyses. // *The Seismic Record*. – 2023. – Vol. 3. No. 2. – pp. 105–115. DOI: 10.1785/0320230007.

28. Makarov P.V. Resonance structure and inelastic strain and defect localization in loaded media. // *Physical Mesomechanics*. – 2011. – Vol. 14. Issue 5-6. – pp. 297–307. DOI: 10.1016/j.physme.2011.12.008.

29. Spivak A.A. Rigidity of the fault zones in the Earth's crust estimated from seismic data. // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2011. – Vol. 47. No. 7. – pp. 600–609. DOI: 10.1134/S1069351311060061.

30. Spivak A.A., Tsvetkov V.M. A new model of the zonal structure of fractures. // *Doklady Earth Sciences*. – 2009. – Vol. 424. Issue 1. – pp. 151–154. DOI: 10.1134/S1028334X09010322.

Reference

1. Geodakyan E.G., Karapetyan J.K., Zaalishvili V.B., Saakyan B.V., Hovhannisyan S.M., Mkrtchyan M.A., Mkrtchyan G.A. Regional seismotectonics of focal zones of the East Turkey earthquakes on 06 February 2023 and geodynamic model of the source of the strongest earthquake ($M_w=7.8$). *Geology and Geophysics of Russian South*. 2023. Vol. 13. No. 4. pp. 42–54. (In Russ.)

2. Goldin S.V. Destruction of the lithosphere and physical mesomechanics. *Physical Mesomechanics*. 2002. Vol. 5. No. 5. pp. 5–22. (In Russ.)

3. Deshcherevsky A.V., Mirzoev K.M., Lukk A.A. Criteria for grouping earthquakes with regard to spatial heterogeneity of seismicity. *Physics of the Solid Earth*. 2016. No. 1. pp. 79–97. DOI: 10.7868/S0002333715060022. (In Russ.)

4. Kondorskaya N.V., Shebalin N.V. A new catalog of strong earthquakes on the territory of the USSR from ancient times to 1975. Moscow. Nauka. 1977. 536 p. (In Russ.)

5. Kocharyan G.G. Fault zone as a nonlinear mechanic system. *Physical Mesomechanics*. 2010. Vol. 13. (special issue). pp. 5–17. (In Russ.)

6. Kocharyan G.G., Kishkina S.B. The physical mesomechanics of the earthquake source. *Physical Mesomechanics*. 2020. Vol. 23. No. 6. pp. 9–24. DOI: 10.24411/1683-805X-2020-16001. (In Russ.)

7. Kocharyan G.G., Spivak A.A. Dynamics of deformation of block rock masses. Moscow. ICC Akademkniga. 2003. 423 p. (In Russ.)

8. Makarov P.V. Physical mesomechanics approach to modeling of deformation and fracture processes. *Physical Mesomechanics*. 1998. Vol. 1. No. 1. pp. 61–81. (In Russ.)

9. Makarov P.V. Modeling of deformation and fracture processes at the mesolevel. *Izvestiya Akademii Nauk. Mechanics of Solid State*. 1999. No. 5. pp. 109–131. (In Russ.)

10. Makarov P.V. On hierarchical nature of deformation and fracture of solids and media. *Physical Mesomechanics*. 2004. Vol. 7. No. 4. pp. 25–34. (In Russ.)

11. Panin V.E. Fundamentals of physical mesomechanics. *Physical Mesomechanics*. 1998. Vol. 1. No. 1. pp. 5–22. (In Russ.)

12. Piotrovsky V.V. Using morphometry to study the landforms and structure of the Earth. *Earth in the Universe*. 1964. pp. 278–297. (In Russ.)

13. Sadovsky M.A. Natural lumpiness of rock. *Doklady Earth Sciences USSR*. 1979. Vol. 247. No. 4. pp. 829–831. (In Russ.)

14. Sherman S.I. Stationary and non-stationary models of formation of major faults in the lithosphere and their use for the space-time analysis of the seismic process. In: *The evolution of tectonic processes in the Earth's history*. Novosibirsk. Publishing House of SB RAS. 2004. Vol. 2. pp. 299–302. (In Russ.)

15. Sherman S.I., Destruction of the lithosphere: Faultblock divisibility and its tectonophysical regularities. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2012. Vol. 3. No. 4. pp. 315–344. (In Russ.)
16. Abrehdari S.H., Karapetyan J.K., Rahimi H., Geodakyan E. Tectonic Activities Description in the Ongoing Collision Zone of the Eurasia-Arabia Plates Using 2D SurfaceWaves Tomography. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2023. Vol. 23. No. 2. ES2004. DOI: 10.2205/2023ES000835.
17. Baltzopoulos G., Baraschino R., Chioccarelli E., Cito P. Near-source ground motion in the M7.8 Gaziantep (Turkey) earthquake. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*. 2023. Vol. 52. No. 11. pp. 3903–3912. DOI: 10.1002/eqe.3939.
18. Bath M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle. *Tectonophysics*. 1965. Vol. 2. Issue 6. pp. 483–514.
19. Berberian M. Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran. *Historical Hazards in Iran Prior to 1900*. 1994. Vol. 1. 603 p.
20. Ergin K., Guglu U., Uz Z. A catalogue of earthquakes of Turkey and surrounding area (11 A.D. to 1964 A.D.). Technical Report, İstanbul Technical University, Faculty of Mines, Institute of Physics of the Earth. 1967. Vol. 24. 169 p.
21. Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., Gorshkov A., Gvishiani A., Ismail-Zadeh T., et al. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus. *Earth-Science Reviews*. 2020. Vol. 207. Art. No. 103222. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103222.
22. Karapetyan J., Geodakyan E., Karapetyan R., Hovhannisyan L., Matevosyan G. Study of modern regional and local anomal variations of seismicity in the Tavro-Caucasian region. EGU General Assembly. 2023. EGU23-16905. DOI: 10.5194/egusphere-egu23-16905.
23. Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? *Geodynamics and Tectonophysics*. 2010. Vol. 1. No. 4. pp. 419–440. DOI: 10.5800/GT-2010-1-4-0027.
24. Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A. Seismogenic width of fault zone. *Doklady Earth Sciences*. 2011. Vol. 437. No. 1. pp. 412–415. DOI: 10.1134/S1028334X11030147.
25. Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A. Mesostructure of a Tectonic Fault Slip Zone. *Physical Mesomechanics*. 2023. Vol. 26. No. 1. pp. 82–92. DOI: 10.1134/S1029959923010095.
26. Leonov M.G., Kocharyan G.G., Revuzhenko A.F., Lavrikov S.V. Tectonics of rock loosening: geological data and physics of the process. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. Vol. 11. No. 3. pp. 491–521. DOI: 10.5800/GT-2020-11-3-0488.
27. Mai P.M., Aspiotis T., Aquib T.A., Cano E.V. et al. The Destructive Earthquake Doublet of 6 February 2023 in South-Central Türkiye and Northwestern Syria: Initial Observations and Analyses. *The Seismic Record*. 2023. Vol. 3. No. 2. pp. 105–115. DOI: 10.1785/0320230007.
28. Makarov P.V. Resonance structure and inelastic strain and defect localization in loaded media. *Physical Mesomechanics*. 2011. Vol. 14. Issue 5-6. pp. 297–307. DOI: 10.1016/j.physme.2011.12.008.
29. Spivak A.A. Rigidity of the fault zones in the Earth is crust estimated from seismic data. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2011. Vol. 47. No. 7. pp. 600–609. DOI: 10.1134/S1069351311060061.
30. Spivak A.A., Tsvetkov V.M. A new model of the zonal structure of fractures. *Doklady Earth Sciences*. 2009. Vol. 424. Issue 1. pp. 151–154. DOI: 10.1134/S1028334X09010322.