

эволюцию петель полей напряжений, создаваемых единичной дислокацией, диполем и стенкой из дислокаций. Влияние таких полей выражается в изменении времени жизни петель и в потере их радиальной симметрии. Но поля напряжений, создаваемые рассмотренными дефектами, оказались недостаточными для стабилизации в УЗ-поле петель указанных выше размеров.

Таким образом, новый механизм размножения дислокаций под действием ультразвука дает вклад в накопление дислокаций в кристалле лишь в тех случаях, когда вблизи работающего источника имеются поля постоянных во времени напряжений, значения которых достаточны для стабилизации петель.

#### Литература

1. Тяпунина Н.А., Благовещенский В.В., Зиненкова Г.М., Ивашкин Ю.А. // Изв. вузов, Физика. 1982. № 6. С. 118.
2. Благовещенский В.В., Леготин Д.Л., Тяпунина Н.А. //

ФММ. 1993. 75, № 5. С. 154.

3. Frank F.C., Read W.T. // Phys. Rev. 1950. 79. P. 722.
4. Tyapunina N.A., Blagoveshchensky V.V. // Phys. Stat. Solidi. (a). 1982. 59. P. 77.
5. Благовещенский В.В. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. (МГУ), 1982.
6. Леготин Д.Л. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. (МГУ), 1993.
7. Леготин Д.Л., Бубновская О.В., Тяпунина Н.А. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1996. №1. С. 58 (Moscow University Phys. Bull. 1996. No.1 P. 46).
8. Тяпунина Н.А. // Физика деформационного упрочнения монокристаллов. Киев, 1972. С. 228.
9. Альшиц В.И., Инденбом В.Л. // УФН. 1975. 115. С. 39.
10. Ломакин А.Л. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. (МГУ), 1987.
11. Кульган И.Н., Тяпунина Н.А. // ЖТФ. 1994. 64. С. 114.

Поступила в редакцию  
18.04.97

## ГЕОФИЗИКА

УДК 550.348

### ДЕФОРМАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЫДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ ПОВЫШЕННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Е. В. Воронина, А. В. Люцина

(кафедра физики Земли)

**Определяются деформационные характеристики кавказского сейсмоактивного региона и прилегающих областей восточной Турции и западного Ирана. Впервые рассчитаны тензоры скорости сейсмостектонической деформации, интенсивности скорости деформации и ориентация главных осей деформации сжатия и растяжения. Выделены зоны повышенного сейсмического риска в областях минимальных значений интенсивности скорости деформации.**

В настоящей работе рассматриваются сейсмостектонические деформации в крупных блоках земной коры и верхней мантии, связанные с неупругими процессами в среде. В основу анализа положены представления о так называемом сейсмическом течении горных масс. Впервые идеи используемого нами метода были описаны в работах Ю. В. Ризниченко [1, 2]. Рассматривается сейсмически активный регион, включающий в себя районы Большого и Малого Кавказа, Закавказья, побережья Черного и Каспийского морей, восточной Анатолии, Тавра, Загросской и Эльбурсской разломных зон.

Оценка деформационных процессов проводится методом суммирования тензоров сейсмических моментов землетрясений, определенных по данным о механизмах очага сильных землетрясений. Данные о землетрясениях взяты из Международного сейсмологического бюллетеня [3].

#### Тектоника и сейсмичность исследуемого региона

Геотектоника рассматриваемого региона определяется взаимодействием Аравийской плиты на юге с

Евразийской на севере. Считается, что Аравийская плита как бы вклинивается в структуры Малого и Большого Кавказа, раздвигая при этом к востоку и западу южно-каспийскую и восточно-черноморскую переходные зоны [4]. На рис. 1 представлены основные разломные структуры рассматриваемого региона и эпицентры землетрясений с магнитудой более 5,5: простирания разломов образуют систему выпуклых к северу дуг. Западные фланги разломов представляют собой, как правило, левосторонние сдвиги, а восточные — правосторонние. В вершинах дуг наблюдаются движения взбросо-сбросового типа. Характерной особенностью тектонического строения региона является пересечение структур Малого Кавказа Транскавказским меридиональным поднятием, включающим в себя вулканические массивы Арарата и Арагаца, разделенные системой меридиональных разломов [5]. В областях пересечения разломов формируются морфоструктуры крупных узлов, с которыми связана повышенная сейсмическая активность региона.

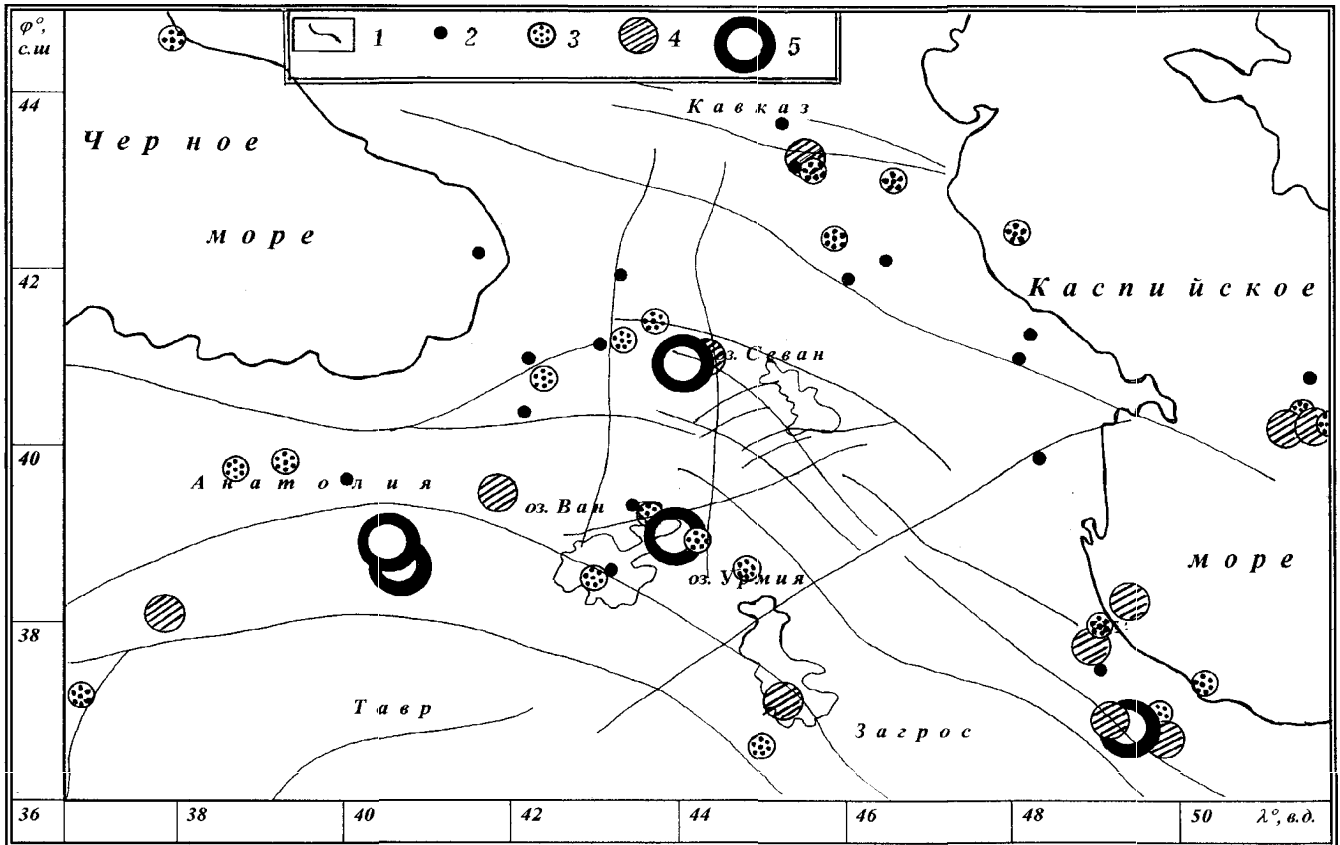


Рис. 1. Сейсмоактивные области, основные разломные структуры и эпицентры землетрясений рассматриваемого региона: разломы (1), землетрясения с магнитудой  $m_b > 5,4$  (2),  $m_b > 5,7$  (3),  $m_b > 6,0$  (4) и  $m_b > 6,6$  (5)

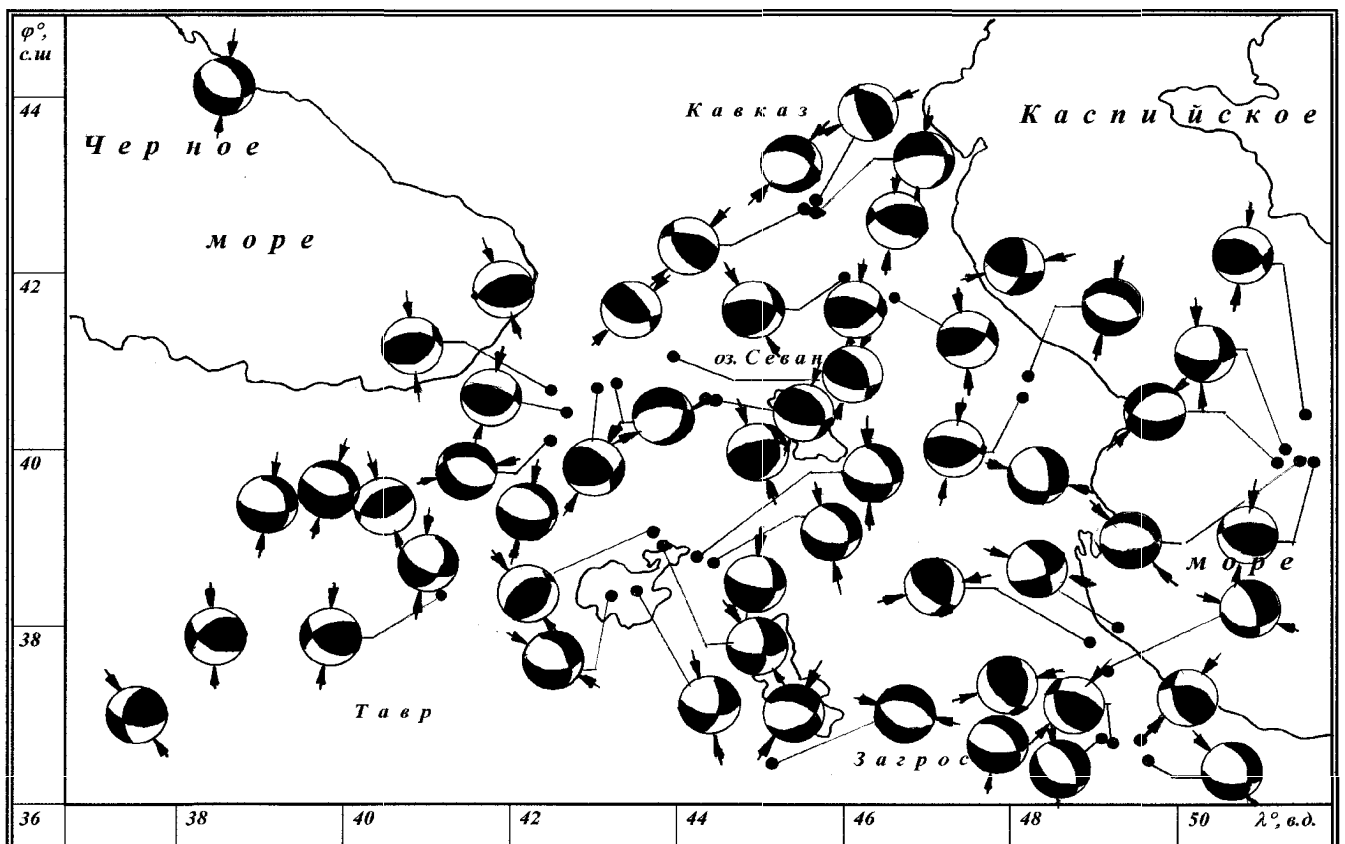


Рис. 2. Механизмы очагов наиболее сильных землетрясений и азимуты оси сжатия

За период с 1970 по 1990 г. региональной и теле-сейсмической сетью в исследуемом регионе было зарегистрировано 351 землетрясение. Механизмы их очагов определялись нами по данным широкополосной аппаратуры в предположении, что углы выхода  $P$ -волн из источника соответствуют модели строения Земли Джеффриса–Буллена. Рассчитывались угловые параметры выхода осей сжатия и растяжения и ортогональных нодальных плоскостей. Результаты построения механизмов очагов 54 наиболее сильных землетрясений в проекции на нижнюю полусферу сетки Вульфа приведены на рис. 2. Ориентация стрелок на рисунке соответствует азимуту оси сжатия.

**Методика исследования**

Тензор скорости деформации среды, определенный по совокупности землетрясений, произошедших в заданном сейсмогенном объеме  $\Delta\Omega$  за время  $\Delta T$ , равен [6]

$$v_{ik} = \frac{1}{2\mu\Delta\Omega\Delta T} \sum_1^N M_{ik}, \quad i, k = 1, 2, 3,$$

где  $\mu$  — модуль жесткости среды,  $\sum_1^n M_{ik}$  — суммарный тензор сейсмического момента совокупности землетрясений,  $N$  — число землетрясений. Период наблюдения  $\Delta T$  должен быть не слишком мал, чтобы наблюдения были представительными. Для расчета тензоров сейсмостектонической деформации использовались все зарегистрированные землетрясения.

Расчет тензора скорости сейсмостектонической деформации проводится в декартовой системе координат, связанной с географической таким образом, что ось « $x$ » ориентирована на север, ось « $y$ » — на восток, ось « $z$ » — в глубь Земли. Составляющие тензора сейсмического момента  $M_{ik}$  в определенной нами системе координат выражаются через угловые параметры разрыва ( $\varphi$  — угол простирания плоскости подвижки,  $\delta$  — угол падения плоскости подвижки,  $\lambda$  — угол вспарывания в плоскости подвижки) следующим образом [7]:

$$\begin{aligned} M_{XX} &= -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \varphi), \\ M_{XY} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\varphi + (1/2) \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi) = M_{YX}, \\ M_{ZX} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \varphi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \varphi) = M_{XZ}, \\ M_{YX} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \varphi), \\ M_{YZ} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \varphi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \varphi) = M_{ZY}, \\ M_{ZZ} &= M_0 \sin 2\delta \sin \lambda. \end{aligned}$$

Здесь  $M_0 = \mu US$  — величина статического сейсмического момента,  $U$  — средняя подвижка по разрыву,  $S$  — площадь разрыва. Тензор скорости деформации является девиатором.

Эмпирическое соотношение между величиной статического сейсмического момента и магнитудой было получено нами по всей имеющейся совокупности данных методом наименьших квадратов:

$$\lg M_0 = 0,23m_s^2 - 1,82m_s + 20,58,$$

где  $m_s$  — магнитуда по поверхностным волнам. При этом дисперсия  $\sigma^2 = 0,16$ , а коэффициент корреляции равен 0,83.

Одним из наиболее важных параметров в оценке состояния сейсмоактивной среды является энергия диссипации. За небольшой по геологическим меркам промежуток времени при условии малой сжимаемости горных пород энергия диссипации будет пропорциональна интенсивности скорости деформации. Модулем девиатора или интенсивностью скорости деформации называется величина  $|\tilde{v}|$ , пропорциональная корню квадратному из второго инварианта тензора скорости деформации с обратным знаком [8]:

$$|\tilde{v}| = \frac{1}{3} [(v_{11} - v_{22})^2 + (v_{22} - v_{33})^2 + (v_{33} - v_{11})^2 + 6(v_{12}^2 + v_{23}^2 + v_{31}^2)]^{1/2}.$$

Интенсивность скорости деформации является удобной характеристикой для сравнения деформационных процессов в различных регионах.

Для определения главных значений тензора скорости деформации рассчитывались корни характеристического кубического уравнения. В тригонометрической форме они могут быть представлены в виде

$$\begin{aligned} v_1 &= \frac{2}{\sqrt{3}} |\tilde{v}| \cos \psi, \\ v_2 &= \frac{2}{\sqrt{3}} |\tilde{v}| \cos(\psi + \frac{2\pi}{3}), \\ v_3 &= \frac{2}{\sqrt{3}} |\tilde{v}| \cos(\psi - \frac{2\pi}{3}), \end{aligned}$$

где  $\psi$  — угол вида деформированного состояния среды. В геологической интерпретации значение угла  $\psi$  соответствует различным видам деформированного состояния:  $0^\circ \leq \psi \leq 15^\circ$  — деформация типа двухосного горизонтального сжатия,  $15^\circ \leq \psi \leq 45^\circ$  — взброса,  $45^\circ \leq \psi \leq 75^\circ$  — одноосного горизонтального сжатия,  $75^\circ \leq \psi \leq 105^\circ$  — сдвига,  $105^\circ \leq \psi \leq 135^\circ$  — одноосного горизонтального растяжения,  $135^\circ \leq \psi \leq 165^\circ$  — сброса,  $165^\circ \leq \psi \leq 180^\circ$  — деформации типа двухосного горизонтального растяжения [9].

**Деформационные характеристики региона**

При расчете тензора скорости деформации для региона в целом использовались следующие величины: средний модуль жесткости в пределах земной коры  $\mu = 3,0 \cdot 10^{10}$  Н/м<sup>2</sup>, сейсмогенный объем  $\Delta\Omega = 8 \cdot 10^{15}$  м<sup>3</sup>, период наблюдений  $\Delta T = 20$  лет. Тензор может быть представлен в виде матрицы

$$v_{ik} = \begin{vmatrix} -1,03 & 0,60 & 0,02 \\ 0,60 & 0,66 & 0,03 \\ 0,02 & 0,03 & 0,37 \end{vmatrix} \times 10^{-9} \text{ год}^{-1}.$$

Анализ составляющих тензора скорости деформации показывает, что для региона в целом доминирующим деформационным процессом является сжатие в субмеридиональном направлении и растяжение как

в субширотном направлении, так и по вертикали. Интенсивность скорости деформации  $|\tilde{v}| = 1,26 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$ . Азимут главной оси деформации сжатия составляет  $345^\circ$ , а главной оси деформации растяжения  $72^\circ$ .

Тензоры скорости деформации были рассчитаны для 20 одинаковых сейсмогенных объемов с площадью на поверхности, равной  $2^\circ \times 2^\circ$ , и средней мощностью активного слоя, равной 20 км. Результаты расчетов интенсивности скорости деформации и углов вида деформированного состояния  $\psi$  приведены в табл. 1 и на рис. 3. Стрелками на карте указаны направления главных осей тензора скорости деформации, а цифрами — номера отдельных сейсмогенных объемов в соответствии с табл. 1.

Таблица 1

№ квадрата	$ \tilde{v}  \cdot 10^{-8}, \text{ год}^{-1}$	$\psi^\circ$	№ квадрата	$ \tilde{v}  \cdot 10^{-8}, \text{ год}^{-1}$	$\psi^\circ$
1	8,31	90	11	17,7	90
2	4,78	90	12	1,28	90
3	2,70	115	13	1,81	153
4	2,79	90	14	1,08	156
5	8,31	90	15	3,76	99
6	1,14	113	16	3,33	14
7	20,80	19	17	10,20	90
8	3,37	90	18	1,99	92
9	0,08	85	19	0,87	78
10	2,7	115	20	12,20	90

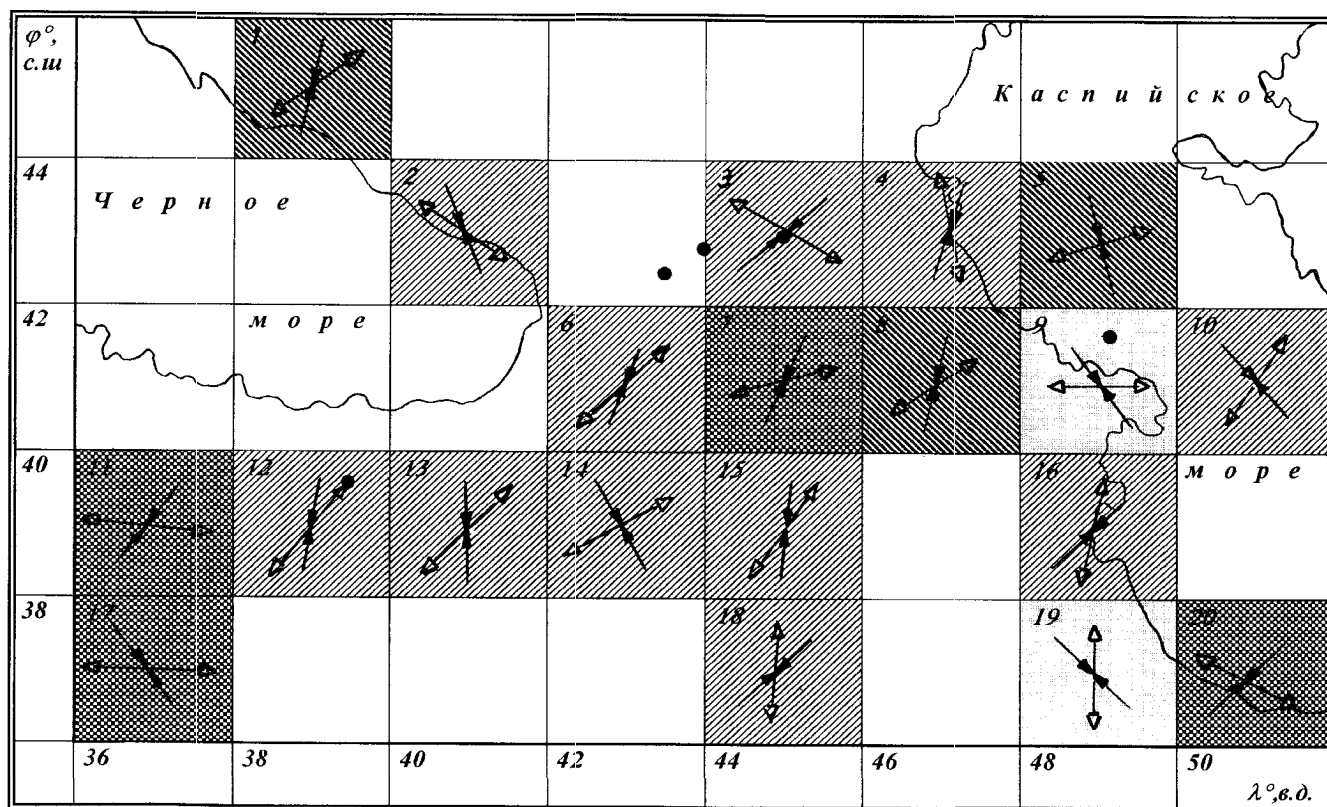


Рис. 3. Карта интенсивности скорости деформации и ориентация главных осей тензора скорости деформации в проекции на земную поверхность; черными стрелками обозначены оси сжатия, светлыми — оси растяжения

Проекция оси сжатия на земную поверхность ориентирована в направлении на север-северо-восток в районах Большого и Малого Кавказа и в направлении север-северо-запад в областях Левантской и Загросской разломных зон, а также в районе озера Ван. Высокие скорости деформации имеют место в восточной части Северо-Анатолийского разлома и в районе Эльбурса. Максимальные скорости деформации наблюдались в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения. В центральной части рассматриваемого нами региона имеет место большое разнообразие видов деформированного состояния среды.

Так как области минимальных значений интенсив-

ности скорости деформации соответствуют областям минимума энергии диссипации среды, то именно здесь возможно накопление энергии, необходимой для будущего землетрясения. В табл. 2 приводятся координаты землетрясений 1991–1993 гг. Эпицентры наиболее сильных кавказских землетрясений (рис. 3): Рачинского (1991 г.), Джавского (1991 г.) и Барисахского (1992 г.) действительно совпали с областями минимальной интенсивности скорости деформации. Таким образом, области минимальных значений интенсивности скорости деформации можно отнести к зонам повышенного сейсмического риска.

Т а б л и ц а 2

Дата	Время	Координаты очага			Магнитуда, <i>m</i>	Землетрясение
		широта	долгота	глубина		
29.04.91	9 ч 12 мин	42,4	43,6	5	6,9	Рачинское
15.06.91	0 ч 59 мин	42,4	44,0	10	6,2	Джавское
13.03.92	17 ч 18 мин	39,7	39,6	28	6,8	Эрдзинжанское
23.10.92	23 ч 19 мин	42,6	45,1	30	6,3	Барисахское
31.08.93	6 ч 55 мин	41,7	49,4	83	5,2	Каспийское

В результате проведенного исследования определены механизмы очагов землетрясений кавказского сейсмоактивного региона и прилегающих областей Турции и Ирана за период с 1970 по 1990 г. Впервые рассчитаны тензоры скорости сейсмоструктурной деформации для кавказского региона в целом и для отдельных его структур. Определены интенсивность скорости деформации, вид деформированного состояния среды и ориентация главных осей тензора скорости деформации. Проведенный анализ показывает, что регион в целом испытывает деформацию растяжения по вертикали и сжатия в горизонтальной плоскости в субмеридиональном направлении. Минимум интенсивности скорости деформации может служить критерием для выявления области повышенного сейсмического риска. Эпицентры произошедших в 1991–1993 гг. в регионе землетрясений находились в пределах выявленных областей.

#### Литература

1. Ризниченко Ю.В. // ДАН СССР. 1976. 226, № 2. С. 324.
2. Ризниченко Ю.В. // Изв. АН СССР, Физ. Земли. 1977. № 10. С. 34.
3. Bulletin of the International Seismological Center 1970–1990.
4. Милаповский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968.
5. Назаретян С.Н. Глубинные разломы территории Армянской ССР. Ереван, 1984.
6. Костров Б.В. // Изв. АН СССР, Физ. Земли. 1974. № 1. С. 23.
7. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М., 1983.
8. Ильюшин А.А. Механика сплошной среды. М., 1990.
9. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М., 1993.

Поступила в редакцию  
12.03.97