

К ОЦЕНКЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

© 2007 г. В.И. Уломов, Т.И. Данилова, Н.С. Медведева,
Т.П. Полякова, Л.С. Шумилина

ulomov@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 3.10.2006 г.

ВВЕДЕНИЕ

Северный Кавказ характеризуется самой высокой сейсмической активностью в европейской части России. В сейсмогеодинамическом отношении он принадлежит Иран–Кавказ–Анатолийскому региону, которому свойственны очень крупные землетрясения. Выявление на Северном Кавказе потенциальных сейсмических очагов и долгосрочный прогноз их очередной активизации имеют первостепенное значение для адекватной оценки сейсмической опасности и сейсмического риска в этом густонаселенном и промышленно развитом регионе страны.

Как было показано в предыдущей работе авторов [Уломов, Данилова и др., 2006], Иран–Кавказ–Анатолийский и Центрально-Азиатский регионы, а также области перехода от горных сооружений к Скифской и Туранской платформам, представляют собой единую сейсмогеодинамическую систему, обуславливающую особенности сейсмического режима всей этой обширной территории. Исследования пространственно-временного и энергетического развития сейсмогеодинамических процессов вдоль основных сейсмогенерирующих структур выявили закономерности в последовательности возникновения сейсмических событий различных магнитуд и в миграции сейсмической активизации.

В основу описанных ниже исследований, имеющих целью выявление потенциальных очагов сильных землетрясений на Северном Кавказе и в Предкавказье, положены новые представления о сейсмогеодинамике сейсмоактивных регионов, пространственно-временной и энергетической упорядоченности их сейсмогенерирующих структур, полученные ранее для Средней Азии [Уломов, 1974], а также в процессе работ по сейсмическому районированию территории Северной Евразии и разработке методов долгосрочного прогноза сейсмической опасности [Уломов, 1999; Уломов, Шумилина, 1999].

Термин «сейсмогеодинамика» (СГД), предложенный одним из авторов этой статьи в середине 60-х годов прошедшего столетия, с 70-х стал активно применяться в сейсмологической практике, в том числе и за рубежом. В отличие от сеймотектоники, изучающей преимущественно статику и геометрическую связь сейсмических очагов с тектоникой, сейсмогеодинамика рассматривает природу сейсмичности как результат движения земной коры и всей литосферы с учетом их глубинного строения, прочностных свойств, иерархической разломно-блоковой структуры, напряженно-деформированного состояния и процессов разрушения на разных масштабных уровнях – от локальных очагов отдельных землетрясений до региональных и глобальных сейсмогенерирующих структур. При этом ключевую роль играет пространственно-временное развитие сейсмической активизации (деформационные волны, миграция очагов землетрясений и др.).

Наряду с сейсмогеодинамическими построениями, выполненными ранее для Средней Азии [Уломов, 1974], в настоящей работе основное внимание уделяется Иран–Кавказ–Анатолийскому региону и контактирующей с ним краевой части Скифской платформы.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 04-05-64912).

О СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ НА ЮГЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Северный Кавказ является частью протяженной Крым–Кавказ–Копетдагской зоны Иран–Кавказ–Анатолийского сейсмоактивного региона и характеризуется высокой сейсмической активностью. На рис. 1, наряду с картой очаговой сейсмичности, приведены фрагменты нормативных карт общего сейсмического районирования Российской Федерации (ОСР-97), созданных в 1991–1997 гг. в Институте физики Земли РАН и характеризующих степень сейсмической опасности территории в виде различной вероятности возможного превышения указанной на картах расчетной сейсмической интенсивности в баллах шкалы MSK-64 в течение 50-летних интервалов времени (10%, 5% и 1%, соответственно, на картах А, В и С) [Уломов, 1999; Уломов, Шумилина, 1999].

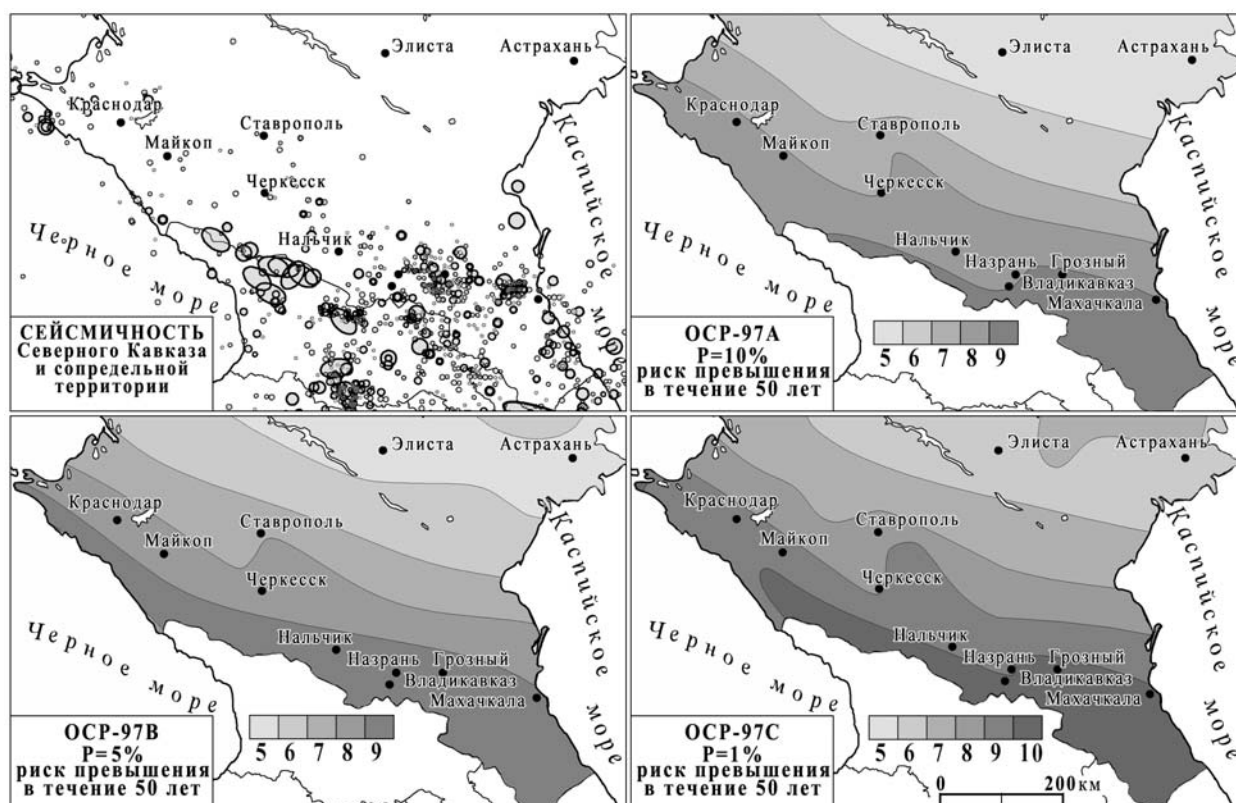


Рис. 1. Сейсмичность Кавказа и фрагменты карт ОСР-97 – общего сейсмического районирования Российской Федерации. На карте сейсмичности эллипсами изображены очаги землетрясений с $M=6.8$ и более, кружками – от $M=6.7$ до $M=3.5$. На картах ОСР-97(А, В, С) показаны зоны разной сейсмической интенсивности (в баллах), в пределах которых допускается превышение сейсмического эффекта в течение 50-летних интервалов времени с различной вероятностью – 10%, 5% и 1%, соответственно.

Наиболее активна в сейсмическом отношении восточная часть Северного Кавказа – территории Дагестана, Чечни, Ингушетии и Северной Осетии. Из крупных сейсмических событий в Дагестане – землетрясения 1830 г. ($M=6.3$, $I_0=8-9$ баллов)¹ и 1970 г. ($M=6.6$, $I_0=8-9$ баллов); на территории Чечни – Черногорское землетрясение 1976 г. ($M=6.2$, $I_0=8-9$ баллов). В западной части, вблизи границы России, произошли Тебердинское (1905 г., $M=6.4$, $I_0=7-8$ баллов) и Чхалтинское (1963 г., $M=6.4$, $I_0=9$ баллов) землетрясения. Самые крупные из известных землетрясений Кавказа, ощущавшихся на территории России интенсивностью до 5–6 баллов, возникли в Азербайджане в 1902 г. (Шемаха, $M=6.9$, $I_0=8-9$ баллов), в Армении в 1988 г. (Спитак, $M=6.9$, $I_0=9-10$ баллов), в Грузии в 1991 г. (Рача–

¹ Здесь и далее магнитуда M соответствует магнитуде M_s , определенной по поверхностным сейсмическим волнам, а сейсмическая интенсивность в эпицентре I_0 – макросейсмической шкале MSK-64.

Джава, $M=6.9$, $I_0=8-9$ баллов) и в 1992 г. (Барисахо, $M=6.3$, $I_0=8-9$ баллов). На смежной с Северным Кавказом Скифской плите местная сейсмичность связана со Ставропольским поднятием, частично охватывающим Адыгею, Ставропольский и Краснодарский края. Магнитуды известных здесь землетрясений пока не достигали $M=6.5$. В 1879 г. произошло сильное Нижнекубанское землетрясение ($M=6.0$, $I_0=7-8$ баллов). Имеются исторические сведения о катастрофическом Понтикапейском землетрясении (63 г. до н. э.), разрушившем ряд городов по обе стороны Керченского пролива. Многочисленные сильные и ощутимые землетрясения отмечены в районе Анапы, Новороссийска, Сочи и на других участках Черноморского побережья, а также в акватории Черного и Каспийского морей.

Как видно, на рис. 1, наиболее опасной на юге России является территория в полосе шириной от 200 до 300 км вдоль всей государственной границы, где с различной степенью вероятности возможны сейсмические сотрясения интенсивностью 8, 9 и 10 баллов. Чрезвычайно высокую сейсмическую угрозу представляет собой Черноморское побережье, где не исключаются 8–9-балльные и более сильные землетрясения.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Определение местоположения потенциальных очагов землетрясений (ПОЗ) и времени их очередной активизации до сих пор остается важнейшей проблемой сейсмологии. Одной из причин отставания этой области сейсмологических знаний является недостаточное использование сейсмогеодинамических моделей, адекватно отражающих структурное и динамическое единство геофизической среды и протекающих в ней сейсмических процессов. Вместе с тем изучение структуры локальной, региональной и глобальной сейсмичности обнаруживает ярко выраженные закономерности в пространственном и энергетическом (магнитудном) распределении очагов землетрясений, которые можно использовать для идентификации местоположения потенциальных очагов и определения максимальной возможной магнитуды землетрясений, генерируемых ими.

Одним из приемов выявления ПОЗ является метод преимущественных межэпицентральных расстояний (МЭР), основанный на изучении закономерностей в расположении разломов различных рангов и очагов землетрясений разных магнитуд [Уломов, 1987, 1988; Уломов, Фаина, Ярмухамедов, 1989]. Было показано, что размеры (ранги) разломов и расстояния между ними обусловлены толщиной и прочностными свойствами соответствующих слоев, подвергшихся разломообразованию. Чем толще слой, расчлененный разломами на блоки, тем глубиннее и протяженнее сами разломы, тем крупнее образованные ими блоки. И, наоборот, с уменьшением толщины слоев уменьшаются размеры соответствующих разломов и геоблоков. Обнаружено, что расстояния δ_j между дислокационными узлами пересекающихся разломов и, соответственно, размеры геоблоков имеют ярко выраженную тенденцию группироваться по рангам, примерно удваивая от ранга к рангу свои размеры в плане и по глубине. Выявленная упорядоченность диктует регулярность не только в системах тектонических разломов и геоблоков, но и в иерархии очагов землетрясений. Чем крупнее землетрясения, тем дальше друг от друга расположены их очаги. Так, сейсмические очаги, ранжированные по интервалам магнитуд $M \pm 0.2$ и излучаемой ими упругой энергии E , распределены закономерно не только во времени («закон повторяемости землетрясений»), но и в пространстве («закон дистанцирования сейсмических очагов») [Уломов, 1987, 1988, 1993а, 1998].

Как показали исследования внутриконтинентальной («внутриплитовой») сейсмичности, среднестатистические расстояния δ_M (км) или δ_K (км) между соседними эпицентрами ближайших пар сейсмических очагов размером (протяженностью) L_M (км) или L_K (км), расположенных вдоль линеаментных структур и характеризующихся конкретными магнитудами M или энергетическими классами K , связаны с M и K следующими зависимостями:

$$L_M = 10^{(0.6M-2.5)}, L_K = 10^{(0.333K-3.832)}, \quad (1)$$

где $K = \log E = 1.8M + 4.0$.

$$\delta_M = 10^{(0.6M-1.94)}, \delta_K = 10^{(0.333K-3.272)}. \quad (2)$$

Из (1) и (2) следует, что величина $\delta/L \approx 3.63$ не зависит от магнитуды и по отношению к ней является инвариантом, отражая тем самым самоподобие в иерархии размеров взаимодействующих геоблоков и обусловленных ими очагов землетрясений.

Зависимости (1) и (2) в энергетической классификации землетрясений в системе СИ, где E измеряется в джоулях, а L_E и δ_E – в метрах, выглядят более гармонично:

$$L_E = 2^{\log E} / \sqrt{3.5}, \delta_E = 2^{\log E} \sqrt{3.5}. \quad (3)$$

Было показано также, что соотношения (1) корреспондируют с более физическим выражением

$$L = \sqrt[3]{2E / \mu \varepsilon^2}, \quad (4)$$

которое в простейшем виде связывает энергию E (дж) деформации с объемом земной коры L^3 (m^3) в критических условиях его разрушения, когда поле деформаций ε среды представлено единственной компонентой сдвига μ . Полученной зависимости (1) соответствует общепринятые средние значения $\mu = 3.0 \cdot 10^{10}$ Па ($3 \cdot 10^{11}$ дин/см²) и $\varepsilon = 1.45 \cdot 10^{-4}$. Обе эти величины характеризуют прочностные и динамические свойства среды и могут несколько меняться от района к району, что является не менее важным обстоятельством, поскольку внутренне согласованная система физических данных и соотношение (1) могут служить «точкой отсчета» для региональных построений. Коэффициент 0.6 при магнитуде M так же имеет глубокий физический смысл, поскольку отражает изменение размера очага в $\sqrt[3]{10}$, т.е. примерно в два раза, при изменении сейсмической энергии землетрясения на один десятичный порядок [Уломов, 1988; Уломов и др. 1993б]. Отклонения от этой величины, в свою очередь, могут быть использованы при оценке удельной объемной энергетической плотности и размеров сейсмогенерирующих объемов земной коры и всей литосферы.

Величина δ_M есть ни что иное, как средний размер δ_j в плане геоблоков, способных генерировать землетрясения соответствующей максимальной возможной магнитуды M_{\max} .

Для наглядности, согласно формулам (1) и (2), в табл. 1 приведены численные значения средних и интервальных (в скобках) соотношений размеров очагов L_M , преимущественных межэпицентральных расстояний δ_M и величины магнитуды землетрясений M .

Таблица 1

M	L_M , км	δ_M , км
9.0 (8.8-9.2)	800 (600-1000)	2880 (2200-3800)
8.5 (8.3-8.7)	400 (300-600)	1440 (1100-1900)
8.0 (7.8-8.2)	200 (150-260)	720 (550-950)
7.5 (7.3-7.7)	100 (80-130)	360 (280-480)
7.0 (6.8-7.2)	50 (40-65)	180 (140-240)
6.5 (6.3-6.7)	25 (19-33)	90 (70-120)
6.0 (5.8-6.2)	12 (10-17)	46 (35-60)
5.5 (5.3-5.7)	6 (5-8)	23 (17-30)

С целью выявления на Северном Кавказе потенциальных сейсмических очагов с $M=7.0 \pm 0.2$ и $M=7.5 \pm 0.2$ на рис. 2 представлено распределение эпицентров таких землетрясений, произошедших в разное время в альпийском Иран–Кавказ–Анатолийском и гер-

цинском Центрально–Азиатском регионах. Утолщающимися отрезками на картах нанесены все известные линеаменты, генерирующие землетрясения с магнитудами 6.0 ± 0.2 , 6.5 ± 0.2 , 7.0 ± 0.2 , 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 и использованные нами при создании карт сейсмического районирования ОСР-97 [Уломов, Шумилина, 1999]. Центральными (наиболее темными) кружками диаметром $L_M=50$ км и 100 км, вычисленным по зависимостям (1) и (2), показаны очаги землетрясений с $M=7.0 \pm 0.2$ и $M=7.5 \pm 0.2$.

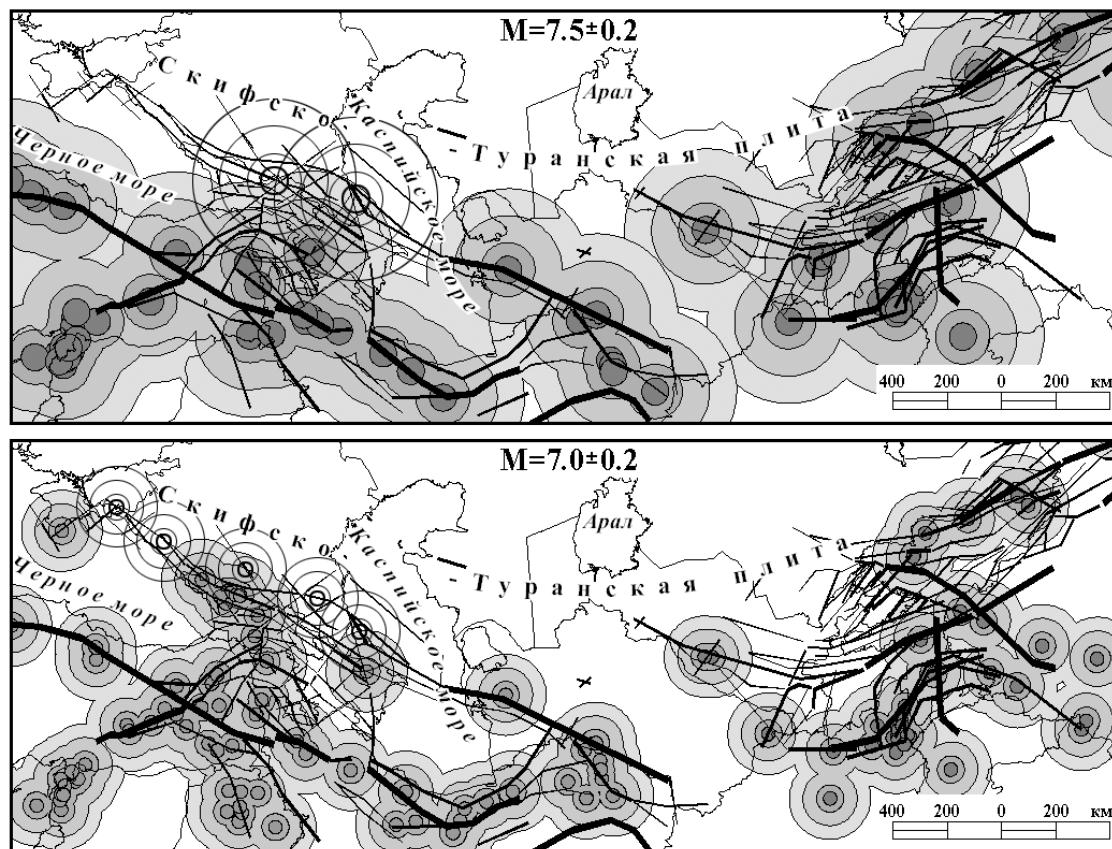


Рис. 2. Кластеры очагов землетрясений разных магнитуд в Иран–Кавказ–Анатолийском и Центрально–Азиатском регионах и местоположение ПОЗ на Северном Кавказе. Отрезками линий убывающей толщины показаны сейсмические линеаменты, генерирующие землетрясения с магнитудой от $M=8.0 \pm 0.2$ до $M=6.0 \pm 0.2$.

Вокруг каждого из эпицентров описаны окружности трех диаметров, равных одному, двум и трем размерам очага L_M . Соответствующие кружки, закрашенные в серый цвет разной интенсивности, позволяют наглядно представить соотношения размеров очагов L_M и их межэпицентральных расстояний δ_M , а также явления кластеризации, т.е. степени слияния на том или ином магнитудном уровне площадей соответствующих кругов. Так, даже визуально нетрудно обнаружить, что в Иран–Кавказ–Анатолийском регионе такое слияние происходит на межэпицентральных расстояниях, значительно меньших, по сравнению со Средней Азией.

Следует заметить, что зависимости (1) и (2), полученные аналитическим и эмпирическим путем для внутриконтинентальных регионов, являются обобщенными и относятся главным образом к сейсмогеодинамике достаточно прочных геологических структур герцинского, каледонского и более древнего возраста [Уломов, 1974, 1987, 1988]. Структуры же альпийской складчатости до настоящего времени с подобных позиций не рассматривались.

На рис. 3 приведены обобщенные, а также вычисленные по формуле (2) и эмпирические соотношения величин δ_M , полученные для Центрально–Азиатского и Иран–

Кавказ–Анатолийского регионов. Последние описываются уравнениями (5) и (6), соответственно:

$$\delta_M = 10^{(0.59-1.98)}, \quad (5)$$

$$\delta_M = 10^{(0.54M-1.92)}. \quad (6)$$

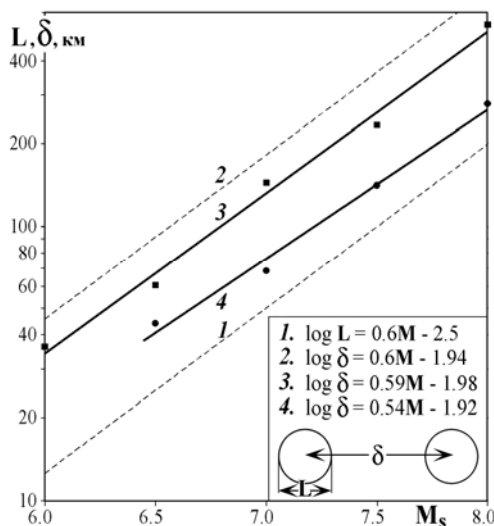


Рис. 3. Соотношения между преимущественными межэпицентрными расстояниями δ_M очагов землетрясений разных магнитуд M в Иран–Кавказ–Анатолийском и Центрально-Азиатском регионах: 1, 2 – обобщенные зависимости протяженности очагов землетрясений L и величин преимущественных межэпицентральных расстояний δ_M от магнитуды M землетрясений, вычисленные по формулам (1) и (2); 3 и 4 – зависимости величин МЭР землетрясений на территории Центрально–Азиатского и Иран–Кавказ–Анатолийского регионов, полученные путем аппроксимации точечных значений этих величин (коэффициент корреляции в том и другом случае $R^2=0.99$).

Численные значения этих величин приведены в табл. 2, где в предположении сохранения полученного ранее обобщенного соотношения $\delta_M/L_M=3.63$ вычислена также гипотетическая протяженность L сейсмических очагов в Центрально-Азиатском и Иран–Кавказ–Анатолийском регионах. Как видно, эти величины для Иран–Кавказ–Анатолийского региона почти в два раза меньше, по сравнению с Центральной Азией, а от обобщенных отличаются в 2–3 раза.

Таблица 2

Регионы	Соотношения	$M=6.0$	$M=6.5$	$M=7.0$	$M=7.5$	$M=8.0$
Обобщенные зависимости	$\delta_M = 10^{(0.6M-1.94)}$	46	91	182	363	724
	$L_M = 10^{(0.6M-2.5)}$	12.7	25.1	50.1	100	199
Центральная Азия	$\delta_M = 10^{(0.59-1.98)}$	36.3	71.6	141.2	278.6	549.5
	$L(\delta_M)$	10.0	19.7	38.9	76.7	151.4
Иран–Кавказ–Анатолия	$\delta_M = 10^{(0.54M-1.92)}$	20.9	38.9	72.4	134.9	251.2
	$L(\delta_M)$	5.8	10.7	19.9	37.2	69.2

Не вдаваясь в более строгий анализ природы этих явлений, можно предположить, что альпийские структуры Иран–Кавказ–Анатолийского региона характеризуются более высокой удельной плотностью упругой энергии, реализующейся при одних и те же магнитуде в значительно меньших по величине объемах среды, по сравнению с эпиплатформенными структурами Тянь-Шаня.

Чтобы получить представление о разнообразии сведений о соотношении размеров сейсмических очагов с магнитудой землетрясений на рис. 4 приведена некоторая сводка таких данных из работ [Уломов, 1987, 1988]. Как видно, при большом разбросе значений $L(M)$ в интервале малых и умеренных магнитуд наиболее близкие результаты получаются при больших магнитудах, что вполне естественно, поскольку в этом случае к статистике добавляются ярко выраженные на земной поверхности разрывные нарушения. Важно, что полученная нами зависимость (1) является хорошим осреднением этого многообразия зависимостей.

Здесь же пунктиром нанесены аналогичные соотношения, полученные нами для Центральной Азии и Иран–Кавказ–Анатолийского региона. Они не выходят за пределы области, покрытой приведенными графиками.

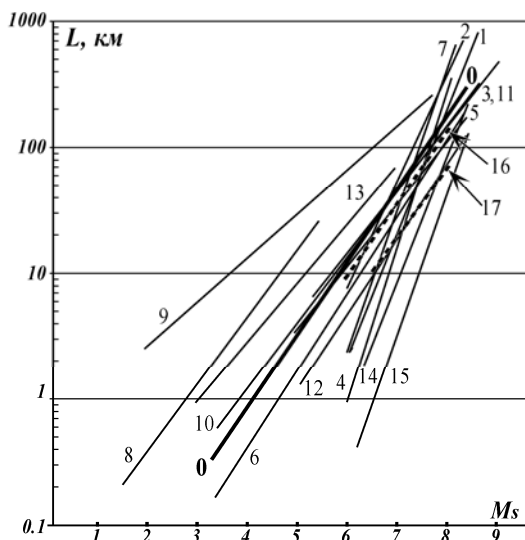


Рис. 4. Соотношения размеров очагов землетрясений (L , км) и их магнитуды (M_s), по данным различных авторов [Уломов, 1987, 1988]: 1 – D.Tocher [1958]; 2 – K.Iida [1965]; 3 – M.Otsuka [1964]; 4 – K.Iida [1959]; 5 – T.Dambara [1966]; 6 – F.Press [1967]; 7 – N.Ambraseys, A.Zatopek [1968]; 8 – M.Wyss, J.Brune [1968]; 9 – M.Bonilla [1970]; 10 – В.И.Уломов [1971,1974]; 11 – Н.В.Шебалин [1971,1974]; 12 – Т.Matsuda [1975]; 13 – Ю.В.Ризниченко [1976]; 14 – В.П. Солоненко [1973]; 15 – В.С. Хромовских [1977]; 16, 17 – соотношения $L(M)$ для Центральной Азии и Иран–Кавказ–Анатолийского региона; 0 – вычислено по формуле $\log L = 0.6M - 2.5$.

На основе метода МЭР, а также с учетом статистического разброса значений величин δ_M , на рис. 2 выделены потенциальные очаги землетрясений на территории Северного Кавказа и в Предкавказье. Два из них характеризуются потенциальной магнитудой $M=7.5 \pm 0.2$ и пять – с $M=7.0 \pm 0.2$.

Вокруг эпицентров потенциальных очагов землетрясений, так же как и для реальных очагов, описаны окружности диаметром, кратным размерам L_M . В данном случае эти окружности служат и для оценки вероятности расположения эпицентров ПОЗ в указанных местах, поскольку согласно статистическим расчетам, например, круг радиусом трехкратного размера очага соответствует 95%-ной вероятности того, что эпицентр ПОЗ не выйдет за его пределы.

РАЗВИТИЕ СЕЙСМОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Сейсмичность Кипр–Кавказского и Крым–Копетдагского линеаментов

Как уже отмечалось, наиболее опасными в сейсмическом отношении для российской части Северного Кавказа и Предкавказья являются две линеаментные структуры – Кипр–Кавказская и Крым–Копетдагская. В предыдущих публикациях авторов [Уломов, Полякова, Медведева, 2002; Уломов, 2003, 2004; Уломов, Кузин и др., 2005; Уломов, Данилова и др., 2006] было показано, что преобладающее большинство сейсмолинеаментов

характеризуются высокой упорядоченностью расположения вдоль них сейсмических очагов и ярко выраженными процессами миграции сейсмической активизации, что позволяет оценивать сейсмический потенциал соответствующих структур и развивать методы долгосрочного прогноза сейсмической обстановки.

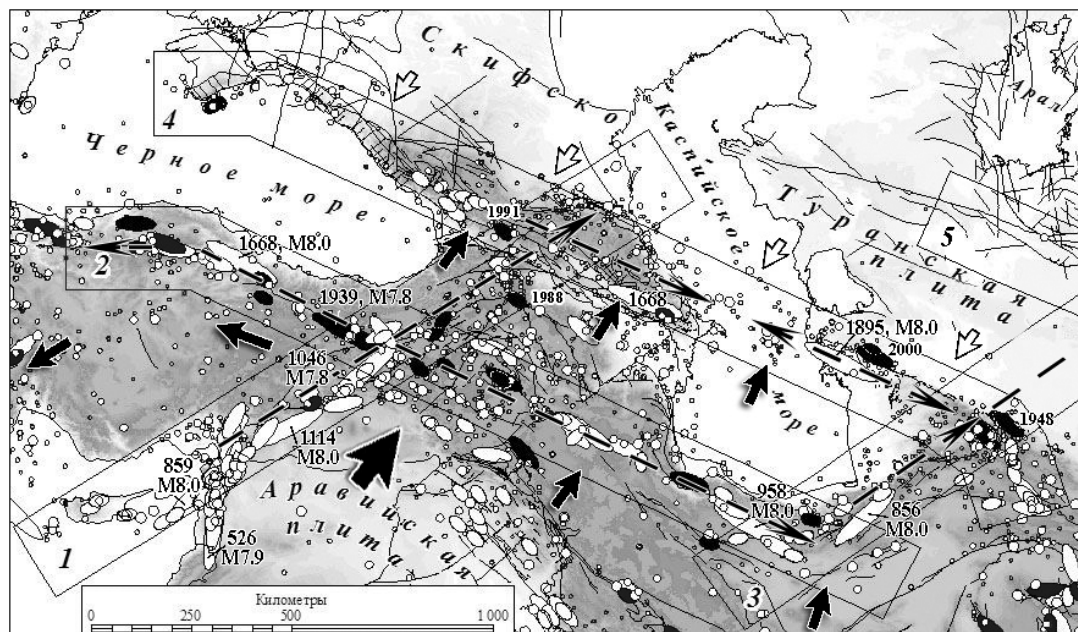


Рис. 5. Расположение профилей (полос), охватывающих сейсмолинеаменты, вдоль которых изучалось пространственно-временное и энергетическое развитие СГД-процессов (фрагмент рисунка из [Уломов и др., 2006]). Профили: 1 – Кипр–Кавказ, протяженность 1870 км; 2 – Анатолия–Эльбурс, 2270 км; 3 – Эльбурс–Туран, 1520 км; 4 – Крым–Копетдаг, 2500 км; 5 – Южный Тянь-Шань, 2520 км. Жирными черными стрелками указано направление геодинамического перемещения различных структур, белыми – реакция Скифо-Туранической платформы на сжимающие усилия со стороны Аравийской литосферной плиты (крупная стрелка) и альпийских структур Иран–Кавказ–Анатолийского региона. Возле некоторых из очагов проставлены даты их проявления. Очаги землетрясений, произошедших позже 1900 г., закрашены черным цветом.

Исследования пространственно-временного развития СГД-процессов проводились вдоль профилей, охватывающих наиболее четко структурированную сейсмичность и соответствующие ей линеamentные структуры [Уломов, Данилова и др., 2006]. Некоторые из результатов этих исследований приведены на рис. 5, где очаги землетрясений показаны в той же легенде, что и на рис. 1, а полосами оконтурены линеamentные структуры, сейсмогеодинамический режим которых изучался.

Как видно, профили Кипр–Кавказ (1) и Эльбурс–Туран (3) вытянуты вдоль направления действия геодинамических сил со стороны Аравийской плиты, а три других – Анатолия–Эльбурс (2), Крым–Копетдаг (4) и западная часть Южного Тянь-Шаня (5) – поперек них. Было также показано, что ориентация линеamentных структур в значительной степени предопределяет особенности их сейсмогеодинамического развития. Долгосрочный прогноз крупных землетрясений осуществлялся путем анализа кумулятивных графиков, характеризующих накопление во времени числа соответствующих сейсмических событий, нормированных по интервалам магнитуд. Подробный анализ полученных результатов приведен в [Уломов, Данилова и др., 2006]. Ниже сообщаются сведения о крупных землетрясениях, произошедших лишь в пределах Кипр–Кавказского и Крым–Копетдагского профилей, наиболее важных для решения задач долгосрочного прогноза крупных землетрясений в потенциальных очагах на юге европейской части России.

Профиль Кипр–Кавказ (1) является ключевым для оценки сейсмической опасности на Северном Кавказе и в Предкавказье. Он начинается от Кипра, совпадает с простиранием Восточно-Анатолийского разлома и пересекает в северо-восточном направлении Кавказ, достигая акватории Каспийского моря. Сеймотектоника этого сегмента центральной

части Альпийского–Гималайского складчатого пояса была объектом многих исследований и достаточно хорошо изучена в сейсмическом отношении.

Сведения о крупных землетрясениях с $M > 7.0$ в юго-западной части профиля Кипр–Кавказ имеются за период, превышающий 3 тыс. лет (с 1356 г. до н.э.). За исторический период (526–1114 гг.) здесь выявлено четыре землетрясения с $M \geq 7.8$ (526 г., $M=7.9$; 859 г., $M=8.0$; 1046 г., $M=7.8$; 1114 г., $M=8.0$), однако с 1900 г. до сих пор не произошло ни одного землетрясения с магнитудой $M \geq 6.8$. Крупные землетрясения с $M=7.3$ и с $M=7.0$ возникли в центральной части профиля в 1872 и 1893 гг., а в период 1900–2004 гг. заметно активизировалась его северо-восточная половина, где имели место многочисленные землетрясения с $M \geq 6.8$ в 1905, 1924, 1939, 1966, 1971 гг., случившиеся на территории Турции. Самым крупным было Эрзинджанское землетрясение 1939 г. с $M=7.8$. В 1988 и 1991 гг. произошли разрушительные землетрясения в Армении (Спитак) и Грузии (Рача–Джава). Характерной особенностью проявления сейсмичности вдоль всего рассматриваемого профиля явилось интенсивное высвобождение сейсмической энергии на протяжении семи столетий (500–1200 гг.), сменившееся таким же по продолжительности относительным сейсмическим затишьем (1200–1900 гг.).

Преобладающее число очагов землетрясений вдоль всего профиля располагаются в пределах верхней части земной коры (рис. 6). Незначительное количество слабых землетрясений на участке Кипра объясняется лишь их отсутствием в использованном нами каталоге. Северо-восточное же окончание профиля Кипр–Кавказ действительно характеризуется резким снижением уровня сейсмичности при переходе к акватории Каспийского моря.

Вдоль профиля отчетливо выделяется три участка с заглубленными до 100–150 км гипоцентрами. Первый – на юго-востоке Турции и в районе Кипра, второй – на пересечении этого профиля с профилем Анатолия–Эльбурс, в районе Эрзинджана, и третий – в восточной части Большого Кавказа, в Сунженском прогибе.

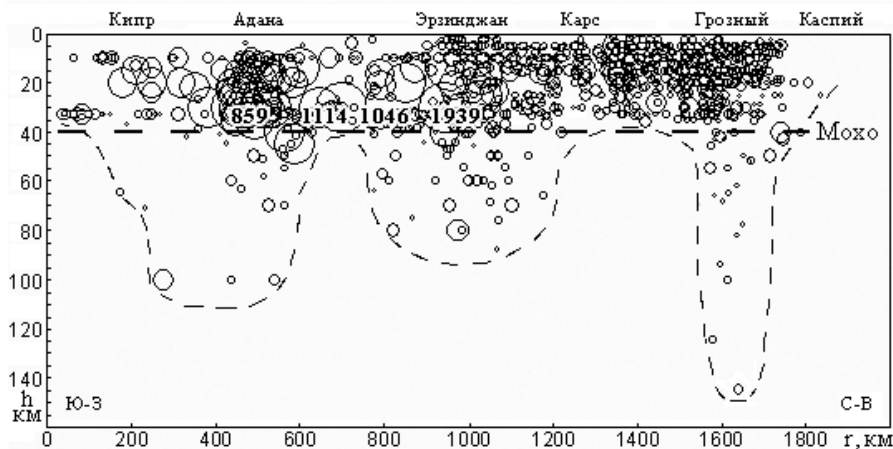


Рис. 6. Распределение по глубине h (км) гипоцентров землетрясений вдоль профиля Кипр–Кавказ. Расстояние r (км) отсчитывается от юго-западного окончания профиля. Кружками увеличивающегося диаметра показаны гипоцентры землетрясений разных магнитуд – от $M = 3.5 \pm 0.2$ до $M = 8.0 \pm 0.2$. Датами помечены наиболее крупные сейсмические события с $M = 8.0 \pm 0.2$ (см. также рис. 5). Горизонтальным пунктиром условно показана граница Моховичича. Тонкой пунктирной линией так же условно оконтурена нижняя граница заглубленных очагов землетрясений.

Вопрос о наличии на Кавказе отдельных зон с сейсмическими очагами в верхней мантии неоднократно обсуждался в литературе [Лебедева, 1958; Цхакая, 1962; Полякова, 1985 и др.]. В публикациях авторов этой статьи было показано, что природа подобных сейсмических событий связана с зоной, простирающейся от Копетдага, через центральный Каспий, вдоль Большого Кавказа вплоть до Крыма [Уломов, Полякова, Меведева, 1999б, 2002; Уломов, 2003; Ulomov et al., 2003]. Т.М. Лебедева [1958] при обработке инструментальных данных за период 1911–1958 гг. выделила несколько землетрясений с очагами ниже земной коры, в их числе землетрясение 1954 г. в Сунженском прогибе, с гипоцентром

тром на глубине около 80 км. Шебалин Н.В. (1961) и Цхакая А.Д. [1962] так же указывали на наличие на Кавказе отдельных очагов в верхней мантии. Однако эти данные впоследствии были переработаны и в «Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР» [Новый..., 1977] они были включены как внутрикоровые. Только один очаг землетрясения 10.08.1912 г. в этом издании каталога имел глубину 50 км и магнитуду $M=5.7$. Позже при подготовке для задач ОСР-97 «Специализированного каталога землетрясений Северной Евразии» (ред. Кондорская Н.В., Уломов В.И., 1995) в каталоге вновь появились сведения о заглубленных очагах на Кавказе, в том числе в районе Терско–Сунженского прогиба. К ним относятся, в частности, землетрясения с $M=4.3$, произошедшие 17.07.1976 г. на глубине 125 км, и 18.01.1978 г. с глубиной очага 94 км ($M=3.4$).

Профиль Крым–Копетдаг (4) детально исследовался нами в предыдущих работах [Уломов и др., 1999; 2002; Уломов, 2003; Ulomov, Mokhtari et al., 2003; Уломов и др., 2005]. Как и линеамент Анатолия–Эльбурс (2), он является поперечным к направлению действующих геодинамических сил со стороны Аравийской плиты, и включает в себя два оффшорных участка – прибрежную северо-восточную область Черного моря и центральную часть Каспия. Этот профиль, в целом достаточно четко прослеживаемый по геолого-геофизическим и сейсмологическим данным, можно разделить на четыре части. Его западная часть простирается от Крыма до середины Большого Кавказа и характеризуется относительно малым числом слабых и умеренных землетрясений при наличии палеосейсмологических свидетельств об очень крупных древних сейсмических событиях с $M\approx 7.0$ севернее Сухуми (эллипсы в этой части Большого Кавказа на рис. 5). Сюда же следует отнести и сильное Ялтинское землетрясение 1927 г. с $M=6.8$, а также другие аналогичные по величине сейсмические события, в том числе Анапское землетрясение 800 г. до н.э. ($M=6.5$), два Керченских землетрясения – 63 г. до н.э. ($M=6.4$, Понтикапейское), 275 г. ($M=6.4$) и 1879 г. ($M=6.0$, Нижнекубанское). Имеются сведения о сейсмических событиях 1100 и 1750 гг. с $M=7.0\pm 0.2$, случившихся на северо-западе Большого Кавказа. Здесь произошли Тебердинское землетрясение 1905 г. ($M=6.4$), Чхалтинское 1963 г. ($M=6.4$) и Рача-Джавское 1991 г. ($M=6.9$) в местах, где ранее землетрясений подобной величины не было известно. Наиболее активной, как уже отмечалось, является восточная часть Северного Кавказа. Третий, оффшорный, участок занимает центральную часть Каспийского моря, а четвертый относится к Копетдагу и области пересечения с профилем Эльбурс–Туран (3).

Самые крупные землетрясения вдоль этого профиля произошли по обе стороны от Каспийского моря: в 1668 г. ($M=7.8$) – в районе Шемахи, в юго-восточных отрогах Большого Кавказа, и в 1895 г. на западе Туркмении, южнее города Красноводск ($M=7.9$). В XX – начале XXI вв. здесь же возникли Казанджикское 1946 г. ($M=7.0$) и Балханское 2000 г. ($M=7.3$) землетрясения. На Копетдагском участке профиля за исторический период известны землетрясения 943 г. ($M=7.6$), 1209 г. ($M=7.4$), 1389 г. ($M=7.3$), 1405 г. ($M=7.6$). В XX в. возникли Гифанское (Гермабское) 1929 г. ($M=7.2$) и Ашхабадское 1948 г. ($M=7.3$) землетрясения. В 1902 г. по другую сторону Каспия произошло очередное Шемахинское землетрясение ($M=6.9$). Активен в сейсмическом отношении участок в акватории Каспийского моря, соединяющий полуострова Челекен и Апшерон. Здесь в 1911, 1931, 1935, 1986 и 1989 гг. произошли землетрясения с $M=6.0$ – 6.5 .

Вертикальный разрез вдоль профиля Крым–Копетдаг приведен на рис. 7, где горизонтальный и вертикальный масштабы, как и условные изображения очагов, аналогичны изображенным на рис. 6. Как и вдоль профиля Кипр–Кавказ, здесь наибольшими глубинами очагов характеризуется восточная часть Большого и Северного Кавказа (район города Грозный). Достаточно протяженный участок заглубленных до 100 км очагов прослеживается далее на восток, включая акваторию Каспийского моря и его западное побережье. Подошва земной коры (граница Мохоровичича) вдоль каждого из рассматриваемых здесь профилей (рис. 6 и 7) показана условно в виде горизонтальной пунктирной линии. В действительности же она, как и земная поверхность, имеет рельеф. Наименьшие глубины ее

залегания свойственны Южному Каспию [Уломов и др., 1999; 2002; Уломов, 2003; Уломов, Mokhtari et al., 2003; Уломов и др., 2005].

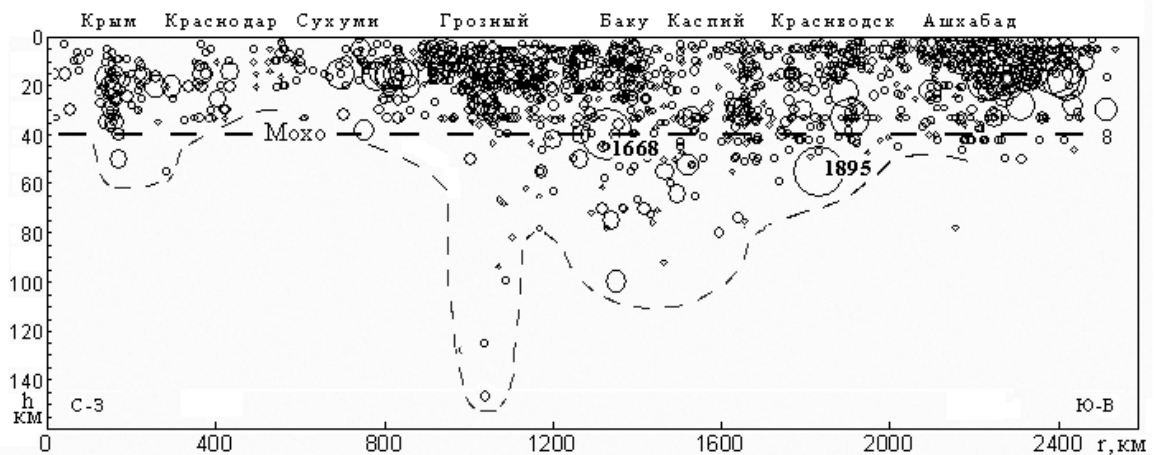


Рис. 7. Распределение по глубине h (км) гипоцентров землетрясений вдоль профиля Крым–Копетдаг. Расстояние r (км) отсчитывается от северо-западного окончания профиля. Остальные обозначения те же, что и на рис. 6.

Сейсмический режим линеаментов

На рис. 8 приведены графики повторяемости землетрясений с магнитудами от $M=4.0 \pm 0.2$ до 8.0 ± 0.2 в пределах каждого из рассматриваемых профилей. Вдоль оси абсцисс отложены значения M в интервалах ± 0.2 и с шагом 0.5 единицы магнитуды, вдоль оси ординат – десятичные логарифмы среднегодового числа N соответствующих сейсмических событий. Жирными точками показана наблюдаемая частота возникновения таких землетрясений. Экспоненциальные зависимости $N(M)$, представленные в логарифмическом масштабе в виде отрезков прямых линий, получены аппроксимацией точечных значений методом максимального правдоподобия. Их уравнения приведены в нижней части каждого из графиков на рис. 8.

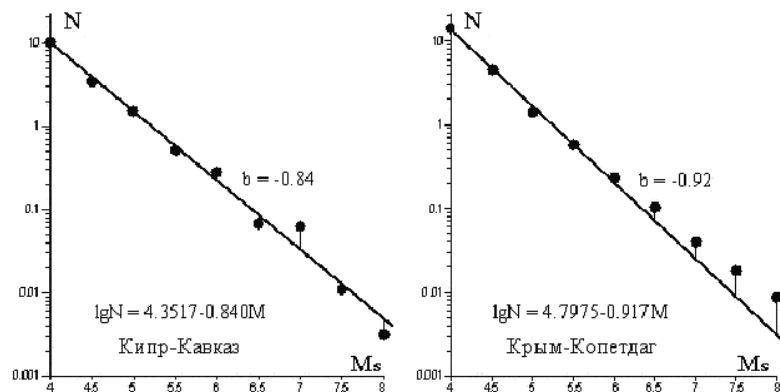


Рис. 8. Графики повторяемости землетрясений с $M=4.0 \pm 0.2 \div 8.0 \pm 0.2$ в пределах Кипр–Кавказского и Крым–Копетдагского линеаментов.

Как видно, углы наклона b отрезков аппроксимирующих прямых имеют вполне реалистичные значения, что подтверждает правомерность выбора размеров площадей рассматриваемых профилей, длина которых обусловлена протяженностью реликтовых зон субдукции, которым они обязаны своим происхождением, а ширина – областью сейсмогеодинамического влияния магистральных разломов каждого из линеаментов.

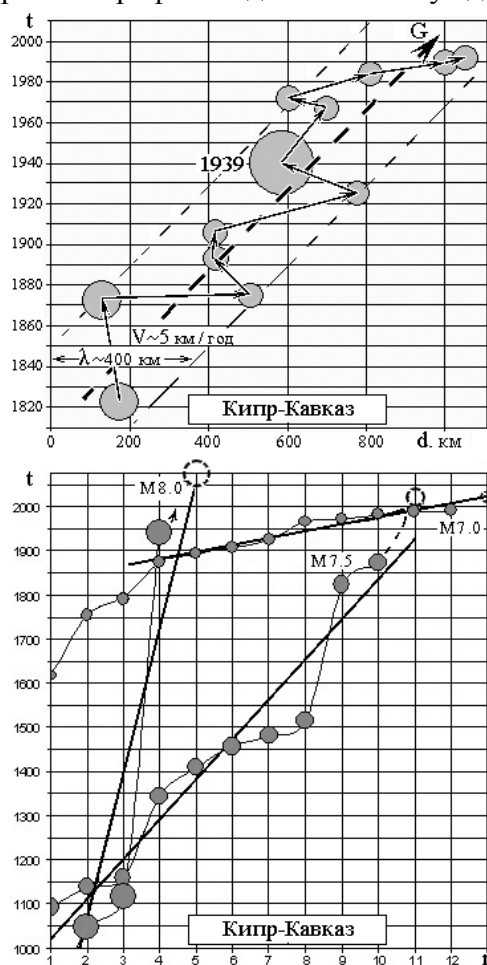
Ранее, в работе [Уломов, Шумилина, 1999] было показано, что практически во всех регионах Северной Евразии крупные землетрясения возникают гораздо чаще, чем это следовало бы им при логлинейной экстраполяции графиков повторяемости слабых и умеренных землетрясений в сторону больших магнитуд. Природа такого явления обусловлена процессами разломообразования в среде, которая с глубиной увеличивают свои плотност-

ные, прочностные и динамические характеристики. Таким образом, очаги крупных землетрясений, простираясь на большие глубины, возникают других условиях, по сравнению с менее крупными очагами, которые происходят ближе к земной поверхности. В случае же однотипной среды ее дробление подчинялось бы фрактальным закономерностям, и логарифмические графики были бы действительно прямолинейными [Уломов, 1974].

В рассматриваемом случае наиболее ярко это явление нашло отражение на графике для профиля Крым–Копетдаг, где все точечные значения для числа землетрясений с $M > 6.5$ расположены выше аппроксимирующей прямой. (Напомним, что одностороннее отклонение точечных значений числа событий больших магнитуд от аппроксимирующей прямой обусловлено методом максимального правдоподобия, который в отличие от среднеквадратичной аппроксимации учитывает статистику и веса событий). Для профиля же Кипр–Кавказ эта закономерность, казалось бы, и не выдерживается. Однако заниженные значения для числа землетрясений с $M = 7.5 \pm 0.2$ и $M = 8.0 \pm 0.2$ могут указывать на дефицит таких сейсмических событий вдоль этого профиля, что лишь подчеркивает потенциальную опасность возникновения таких землетрясений и может иметь непосредственное отношение к их прогнозированию в потенциальном очаге на северо-восточном окончании Кипр–Кавказского линеамента.

Миграция сейсмической активизации

Явления миграции сейсмической активизации вдоль каждого из представленных на рис. 5 профилей детально обсуждены в предыдущей работе авторов с позиций распро-



странения вдоль сейсмических линеаментов деформационных G-волн (геонов), провоцирующих срывы зацепов в разломах и возникновение землетрясений. Наиболее ярко и однонаправлено миграция проявляется на продольных по отношению к действующим силам профилях и разнонаправлено – на поперечных. К первым относятся профиль Кипр–Кавказ, ко вторым – Крым–Копетдаг [Уломов, Данилова и др., 2006].

В верхней части рис. 9 представлено пространственно-временное распределение сейсмических очагов с $M = 7.0 \pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 , возникших вдоль профиля Кипр–Кавказ, начиная с 1820 г. Вдоль оси абсцисс отложены расстояния, начиная с юго-западного окончания этого профиля, а по оси ординат – время (годы) возникновения сейсмических событий в его пределах. Кружками разного диаметра помечены моменты возникновения всех известных землетрясений с указанными магнитудами.

Рис. 9. Миграция сейсмической активизации (вверху) и последовательность возникновения сейсмических событий в интервалах магнитуд $M = 7.0 \pm 0.2$, 7.5 ± 0.2 и 8.0 ± 0.2 вдоль профиля Кипр–Кавказ. Каждому интервалу магнитуд соответствует кружок меньшего, среднего и максимального диаметра.

Тонкими стрелками соединены события в последовательности их возникновения, а жирной пунктирной стрелкой показано обобщенное направление миграции сейсмических очагов, происходящей со скоростью около $V = 5$ км/год в пределах деформационной волны λ длиной около 400 км, ограниченной на ри-

сунке параллельными пунктирными линиями. Жирная стрелка фактически является годографом перемещения деформационной G-волны.

Менее упорядоченно развиваются миграционные процессы вдоль поперечного профиля Крым–Копетдаг, и здесь они не рассматриваются. Достаточно подробно эти явления анализируются в работе [Уломов, Данилова и др., 2006], где указано и на другие неопределенности в представлениях о сейсмичности этого профиля. Так, например, сведения о Шемахинском землетрясении 1668 г. с $M=7.8$ во многом гипотетичны и признаются не всеми сейсмологами. Подозрительными являются и данные о тройном землетрясении с $M=7.0$ в 1100 г. и т.п. С некоторой уверенностью можно говорить лишь о юго-восточном тренде в сторону Казанджикского землетрясения 1946 г. ($M=7.0$) и относительно недавнего землетрясения с $M=7.3$ в отрогах Большого Балхана, на западе Туркмении. Не исключено также, что с Красноводским землетрясением 1895 г. связано возникновение Ашхабадского 1948 г., и другие сейсмических событий в его окрестностях, сближенных во времени. Весьма обособленно расположен очаг Ялтинского землетрясения 1927 г. ($M=6.8$) на западном окончании профиля и т.п.

Зная скорость V перемещения G-волны, можно осуществлять долгосрочный прогноз землетрясений в указанных интервалах магнитуд, а также район наиболее вероятного их возникновения.

Следует обратить внимание на то, что вдоль профиля Кипр–Кавказ на протяжении почти 250 лет прослеживается четкая (особенно после землетрясения 1939 г.) миграция в северо-восточном направлении всей совокупности очагов землетрясений рассматриваемых магнитуд. Два последних землетрясения с $M=7.0 \pm 0.2$ произошли на территории Армении (Спитак, 1988 г.) и Грузии (Рача–Джава, 1991 г.). Угроза дальнейшей миграции в том же направлении сохраняется и по сей день.

Последовательность возникновения землетрясений

Последовательное накопление сейсмических событий в заданных интервалах магнитуд на профиле Кипр–Кавказ и их прогноз на будущее иллюстрируется в нижней части рис. 9. По аналогии с обычными годографами сейсмических волн, вдоль оси ординат этого графика отложено время (t , годы), а по оси абсцисс – порядковые номера землетрясений в каждой из хронологических последовательностей. Прямые линии аппроксимируют всю совокупность событий соответствующих магнитуд, а кривые получены на основе сплайновой интерполяции исходных точечных данных. Углы наклона прямых линий, определяют величину средних периодов повторяемости землетрясений данных магнитуд в каждой из последовательностей событий. Темными кружками показаны уже произошедшие землетрясения, белыми – прогнозируемые, время возникновения которых вычисляется на основе экстраполяции аппроксимирующих прямых или сплайнов.

Если бы сейсмические события возникали равномерно во времени, то все они располагались бы строго вдоль прямых линий, и предсказывать время возникновения очередных землетрясений было бы несложно. Вместе с тем, хотя реальная картина и не столь идеальна, но и она характеризуется ярко выраженными закономерностями. Чем выше аппроксимирующая линия (или ее участок), тем выше скорость накопления событий, т.е. выше частота их появления и, соответственно, короче период повторяемости. И наоборот, более крутые участки соответствуют понижению скорости и более редкому возникновению землетрясений. Поэтому-то и с ростом магнитуды графики становятся круче, а с ее уменьшением – положе. Практически всем сплайновым кривым свойственно «волновое» начертание, по-видимому, отражающее современную общую геодинамику всего Иран–Кавказ–Анатолийского региона и отдельных его частей. Так, вслед за увеличением частоты повторения землетрясений наблюдается более редкое их возникновение, а иногда – продолжительное сейсмическое затишье.

Другим обстоятельством, на которое следует обратить внимание, является пересечение графиками оси ординат. Так, если углы их наклона объективно отражают средние

долговременные (а в случае кривых – кратковременные) величины периодов повторяемости землетрясений соответствующих магнитуд, то абсолютный уровень графиков накопления событий по оси времен несколько искусственен, поскольку определен выбором представительных исходных данных, обусловленных полнотой или неполнотой используемых каталогов землетрясений. Это отчетливо видно на графике для $M=7.0 \pm 0.2$, который построен для более уверенного по своей сейсмической представительности интервала времени, начинающегося с 1874 г. Аномальный спад графика в интервале 1616–1874 гг. иллюстрирует неполноту этой части каталога землетрясений. Экстраполяция этого графика до очередного порядкового номера таких землетрясений указывает на 20-летний прогностический срок (с 2013 по 2036 гг.) наиболее вероятного возникновения землетрясения с магнитудой $M=7.0 \pm 0.2$ на этом профиле.

Продолжая анализировать процесс накопления сейсмических событий вдоль профиля Кипр–Кавказ, следует обратить внимание на 133-летнее отсутствие здесь землетрясений с $M=7.5 \pm 0.2$. Последнее из них случилось в 1872 г. на юге Турции. Вероятность возникновения следующего достаточно высока. Нельзя исключить и более продолжительное сейсмическое затишье, как это уже наблюдалось между 1513 и 1824 гг. после часто возникающих до этого момента землетрясений с $M=7.5 \pm 0.2$. Сказать что-либо более определенное о прогнозе сейсмических событий с $M=8.0 \pm 0.2$ вдоль рассматриваемого профиля сейчас трудно. Последним из них было Эрзинджанское землетрясение 1939 г. До этого, как видно, после двух аналогичных землетрясений 1046 г. ($M=7.8$) и 1114 г. ($M=8.0$) в юго-восточной Турции, на протяжении более 800 лет таких событий не наблюдалось.

Очевидно, что прогнозы возникновения землетрясений в рассматриваемых интервалах магнитуд относятся ко всей площади профиля Кипр–Кавказ. Вместе с тем, с учетом сейсмической миграции и выявленного местоположения потенциальных очагов можно более определенно говорить о конкретном месте и интервале времени ожидания прогнозируемого землетрясения.

Прогноз сейсмического эффекта

Ожидаемый сейсмический эффект от одного из потенциальных очагов землетрясений с $M=7.0$ (интервал 6.8-7.2) в восточной части Северного Кавказа иллюстрирует рис. 10. Очаги известных землетрясений с магнитудой от 6.0 ± 0.2 до 8.0 ± 0.2 показаны здесь в той же легенде, что и на предыдущих картах. Протяженным прямоугольником оконтурен профиль Кипр–Кавказ, а пунктиром со стрелкой указано направление миграции сейсмической активизации вдоль него за последние 200 лет. Изосейсты сейсмического эффекта изображены в идеализированной форме в виде концентрических окружностей, между которыми цифрами указана средняя величина сейсмической интенсивности в баллах, полученная расчетным путем.

Как видно, сейсмический эффект в эпицентральной области может достигнуть 8-9 баллов. Сотрясения интенсивностью 3-4 балла будут ощущаться на всей территории Кавказа, а силой 3 и менее баллов – далеко за его пределами, в Крыму, северном Иране, на западе Турции и Туркмении. Не исключено, что такое событие, как уже было сказано, произойдет в интервале 2013–2036 гг. Не исключено так же, что местом его возникновения окажется район выделенного потенциального очага (рис. 10).

Что касается периода T повторяемости землетрясений с магнитудой $M_{\max} = 7.0$ в пределах этого потенциального очага, то величину T можно определить на основе «индивидуальных» графиков повторяемости, составленных для площади в виде круга, описанным радиусом $R = \delta_{M_{\max}} / 2$ вокруг эпицентра ПОЗ. По числу сейсмических событий разных магнитуд с $M < M_{\max}$, приходящихся на одно «индивидуальное» событие с M_{\max} , определяется величина $T_{M_{\max}}$ [Уломов, 1987, 1988]. Такие графики были построены нами как по обобщенной формуле (2) так и по формуле (5) для выявленной величины δ_M (см. табл. 2). В первом случае за радиус круга был принят $R=100$ км и получен период $T \approx 400$

лет повторяемости землетрясений с $M_{\max} = 7.0$, во втором случае при $R=40$ км продолжительность периода повторяемости сократилась до $T \approx 350$ лет, что должно соответствовать Северному Кавказу, принадлежащему Иран–Кавказ–Анатолийскому региону. Как уже отмечалось, какие-либо сведения о землетрясениях с такой магнитудой для этой области пока отсутствуют.

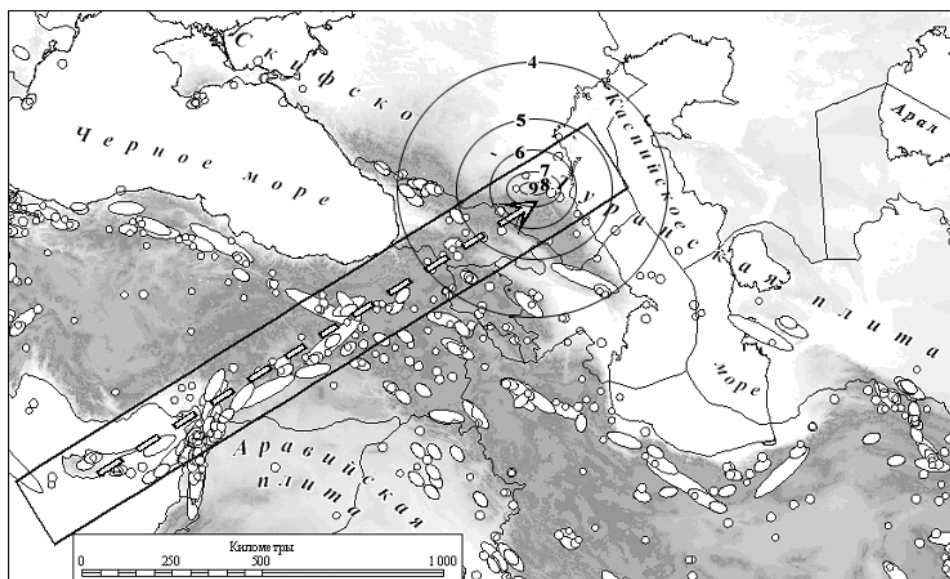


Рис. 10. Ожидаемый сейсмический эффект от одного из потенциальных очагов землетрясений с $M=7.0$ в восточной части Северного Кавказа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Местоположение основных структурных элементов Северного Кавказа и Предкавказья, приведены на рис. 11, заимствованном в некотором упрощении из работы [Mikhailov et al., 1999], где анализируется глубинный геодинамический механизм формирования предгорных впадин, в том числе и Северного Предкавказья.

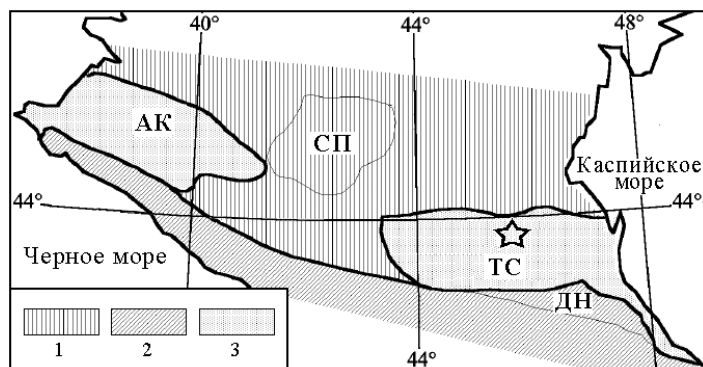


Рис. 11. Тектоническая схема Северного Предкавказья (модификация из [Mikhailov et al., 1999]). 1 – эпилеозойская Скифская платформа, 2 – горные сооружения Большого Кавказа, 3 – современные предгорные прогибы: Азово-Кубанский (АК), Терско-Сунженский (ТС); СП – Ставропольское поднятие, ДН – Дагестанский надвиг. Звездочкой показано местоположение эпицентра землетрясения с $M=5.1$, произошедшего 12 октября 2006 г. в пределах Терско-Сунженского прогиба в 50 км севернее города Грозный с очагом на глубине 145 км (географические координаты эпицентра: 43.76 с.ш., 45.68 в.д., по данным ГС РАН).

Терско-Сунженский прогиб, расположенный в его восточной части и явившийся основным объектом наших исследований, в отличие от простого по своему геологическому строению Азово-Кубанского прогиба, отличается сложным строением. Структура земной коры этого прогиба, основанная на данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), гравиметрии и имеющейся геологической информации, до сих пор изучена недостаточно. Вместе с тем, именно этот район характеризуется наиболее заглубленными очагами землетрясений. И какие бы представления о геодинамике этого аномального участка

не существовали (реликт зоны субдукции [Уломов, 1993а] или результат конвекции в верхней мантии [Mikhailov et al., 1999]), восточная часть Северного Предкавказья и Большого Кавказа с его Дагестанским надвигом является аномальной. Как было показано на рис. 6, на двух из трех таких аномальных участках, характеризующихся заглубленными сейсмическими очагами, уже имели место крупнейшие землетрясения с магнитудами до $M = 8.0 \pm 0.2$.

Уместно обратить внимание и на определенную активизацию сейсмических процессов в этом районе, наблюдаемую в последнее время. Самым свежим тому примером служит землетрясение с $M=5.1$, произошедшее 12 октября 2006 г. в пределах Терско-Сунженского прогиба, в 50 км севернее города Грозный. Его эпицентр изображен в виде звездочки на рис. 11. Большая глубина (около 150 км) гипоцентра указывает на геодинамическую активизацию достаточно мощного сейсмоактивного слоя, что в свою очередь так же может указывать на большую магнитуду потенциального землетрясения. По данным Геофизической службы РАН (г. Обнинск), за период с 2000 г. по октябрь 2006 г. в Терско-Сунженском прогибе было зарегистрировано еще несколько слабых землетрясений с заглубленными очагами.

О реалистичности сейсмической угрозы этому району Северного Кавказа свидетельствуют и построения, выполненные в настоящей статье на основе применения метода преимущественных межэпицентральных расстояний (МЭР) между очагами крупных землетрясений Иран-Кавказ-Анатолийского региона. В результате изучения особенностей развития сейсмогеодинамических процессов вдоль профиля Кипр-Кавказ показано, что с большой вероятностью очередное землетрясение с $M=7.0 \pm 0.2$ может произойти между 2013 и 2036 гг. и вызвать 9-балльные сотрясения в эпицентральной области. Совершенно не исключено, что оно случится и раньше. Аналогичный интервал времени можно принять и для проявления одного из двух потенциальных очагов землетрясений с $M=7.5 \pm 0.2$, сейсмический эффект от которого может быть значительно сильнее. Вероятность его возникновения так же достаточно велика, поскольку при среднем периоде 85 лет повторяемости таких событий вдоль профиля Кипр-Кавказ вот уже 134 года они здесь отсутствуют. Совершенно не исключено, что и это землетрясение произойдет на северо-восточном окончании профиля.

Исследования будут продолжены и распространены на Черноморское побережье Большого Кавказа, где расположены объекты, имеющее общегосударственное значение, в числе которых крупнейшие курорты и Ростовская атомная станция. Получат развитие исследования взаимосвязи региональной и глобальной сейсмогеодинамики.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 04-05-64912) и программы Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы», направление 1 «Сейсмические процессы и катастрофы».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лебедева Т.М. Землетрясения на Кавказе с очагами под земной корой // Тр. ИГ АН Груз. ССР. 1958, Т. 17. С. 139-159
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Полякова Т.П. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. М.: Наука. 1985, 160 с.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очагов коревого землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-27.
- Солонко В.П. Палеосейсмология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. N 9. С. 3-16.
- Уломов В.И. Деформация горных пород в области очага Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. N 9. С. 22-30.
- Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: ФАН. 1974. 218 с.
- Уломов В.И. О соотношении размеров очагов и областей подготовки землетрясений // ДАН УзССР, 1987, №9. С. 39-40.

- Уломов В.И. Очаговая сейсмичность и долгосрочный прогноз землетрясений // Сб. Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии, 1988. Ташкент: ФАН. С. 32–87.
- Уломов В.И., Фади́на Р.П., Ярмухамедов А.Р. Плотность вероятности местоположения очагов землетрясений в Узбекистане // Геолого-геофизические исследования сейсмоопасных зон. Фрунзе: Илим. 1989. С. 140.
- Уломов В.И. Глобальная упорядоченность сейсмогеодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993а, С. 24–44.
- Уломов В.И., Полякова Т.П., Шумилина Л.С., Чернышева Г.В., Медведева Н.С., Саваренская О.Е., Степанова М.Б. Опыт картирования очагов землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993б, С. 99–108.
- Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993в. № 4. С. 43–53.
- Уломов В.И. Моделирование зон возникновения очагов землетрясений на основе решеточной регуляризации // Физика Земли. 1998. № 9. С. 20–38.
- Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 6–22.
- Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8 000 000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ. 1999а. 57 с.
- Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. 1996. №12. С. 76–82.
- Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. О долгосрочном прогнозе сильных землетрясений в Средней Азии и в Черноморско-Каспийском регионе // Физика Земли. № 4. 2002. С. 31–47.
- Уломов В.И. Объемная модель динамики литосферы, структуры сейсмичности и изменений уровня Каспийского моря // Физика Земли, 2003, №5. С. 5–17.
- Уломов В.И. О роли горизонтальных тектонических движений в сейсмогеодинамике и прогнозе сейсмической опасности // Физика Земли. № 9. 2004. С. 14–30.
- Уломов В.И., И.П.Кузин, О.Н.Соловьева, Т.П.Полякова, Н.С.Медведева. О миграционных сейсмогеодинамических процессах в Центральном Каспии и в сопредельных структурах Кавказа и Копетдага // Физика Земли. №2. 2005. С. 13–22.
- Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П. О сейсмогеодинамике линейментных структур горного обрамления Скифско-Туранской плиты // Физика Земли. №7. 2006. С. 17–33.
- Хромовских В.С. Корреляция параметров сейсмодислокаций с магнитудой и балльностью // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Шебалин Н.В. Оценка размеров и положения очага Ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным // Ташкентское землетрясение 1966. Ташкент: ФАН, 1971. С. 68–79.
- Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 53 с.
- Цхакая А.Д. О глубинах кавказских землетрясений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, №5. С. 577–584.
- Ambraseys N.N., Zatopek A. The Varto Ustukran (Anatolia) earthquake of 19 August 1966, Bull. Seismol. Soc. Amer. 1968. Vol. 58, N 1. P. 47–102.
- Ambraseys N.N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone // Tectonophysics. 1970. Vol. V. N 2/3. P. 143–165.
- Ambraseys N.N. Studies in historical seismicity and tectonics // Earthquake Inform. Bull. 1980. Vol. 12. N1.
- Bonilla M.G. Surface faulting and related effects // Earthquake Engineering (ed. R.L. Weigel). Prentice-Hall. Inc. New Jersey. 1970.
- Dambara T. Vertical movements of the Earth's crust in relation to the Matsushire earthquake // J. Yeard Soc. Japan. 1966. N 12. P. 18–45.
- Iida K. Earthquake energy and earthquake fault // J. Earth Sci. Nagoya University. 1959. N 7. P. 98–107.
- Iida K. Earthquake magnitude, earthquake fault and source dimensions // Ibid. 1965. N 13. P. 115–132.
- Matsuda T. Magnitude and recurrence interval of earthquake from a fault, Zisin // J. Seismol. Soc. Japan. 1975. N 28. P. 269–283.
- Mikhailov V.O., Timoshkina E.P., Polino R. Foredeep basins: the main features and model of formation. Tectonophysics v. 308, 1999a. pp. 345–360.
- Otsuka M. Earthquake magnitude and surface fault formation // J. Phys. Earth. 1964. N 12. P.19–24.
- Otsuka M. Earthquake magnitude and surface fault formation, Zisin// J. Seismol. Soc. Japan. 1965. Vol. 18. : N 1 P. 1–8.
- Press F. Dimensions of the source region for small shallow earth quakes // VESIAC Confer. Report 7885-1-X. 1967. P. 155–163.
- Special catalogue of earthquakes of the Northern Eurasia (SECNE), Editors N.V.Kondorskaya and V.I.Ulomov, 1995. <http://socrates.wdcb.ru/scetac/> and <http://www.seismo.ethz.ch/gshap/neurasia/nordasiacat.txt>
- Tocher D. Earthquake energy and ground breakage // Bull. Seismol. Soc. Am. 1958. N 48. P. 147–153.

- Ulomov V.I., Mokhtari M., Polyakova T.P., Medvedeva N.S. Geodynamic origin of variations of seismic regime of Caspian area and level of Caspian Sea // Abstracts of 4-th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, SEE4. 12-14 May, 2003. Tehran, Islamic Republic of Iran. Paper No: 119. p. 33.
- Wyss M., Brune J.N. Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in California-Nevada region // J. Geophys. Res. 1968. N 73. P. 4681–4694.

АННОТАЦИЯ

Северный Кавказ характеризуется самой высокой сейсмичностью в европейской части России. Выявление здесь потенциальных сейсмических очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений имеют чрезвычайное значение для оценки сейсмической опасности и сейсмического риска в этом густонаселенном и промышленно развитом регионе страны. Объектом исследований явились сопредельные с этой территорией сейсмогенные структуры Иран–Кавказ–Анатолийского и Центрально-Азиатского регионов, обуславливающие особенности региональной сейсмичности и геодинамическое взаимодействие с сопредельными областями Скифской и Туранской платформ. Определены наиболее вероятные места потенциальных очагов землетрясений с магнитудой $M = 7.0 \pm 0.2$ и $M = 7.5 \pm 0.2$ на Северном Кавказе. Оценен возможный макросейсмический эффект одного из них. Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН «Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы», направление «Сейсмические процессы и катастрофы», и Российского фонда фундаментальных исследований (грант 04-05-64912).