

таты, если говорить о распределении кластеров по числу точек. Этот успех инициирует ряд вопросов, например, о возможности характеризовать регионы в терминах функции $D(q)$; о прогностических свойствах вариаций этих функций: могут ли быть использованы для этих целей параметры аппроксимирующих мультифракталов; какие модели сейсмического процесса удовлетворяют ограничениям, налагаемым выявленными кластеризационными свойствами реальной сейсмичности. В отличие от Дэвиса и Фрелиха [2], мы не получили какого-либо выделенного значения обратной скорости V . Пространственно-временная кластеризация имеет смысл в целом интервале значений V . Возможно, что если рассматривать радиус кластеризации и обратную скорость зависящими от магнитуды событий, то эта неопределенность исчезнет. Но в рамках предложенных выше моделей ее устранить не удастся.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блантер Е.М., Шнирман М.Г. О "мультифрактальном" подходе к вопросу кластеризации эпицентров // Проблемы прогноза землетрясений и интерпретация сейсмологических данных. М.: Наука, 1992. С. 46–62. (Вычисл. сейсмология; Вып. 25).
2. Davis S.D., Frohlich C. Single-link cluster analysis, synthetic earthquake catalog and aftershock identification // Geophys. J. Inter. 1991. Vol. 104. P. 289–306.
3. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. С. 1–100.
4. Гейликман М.Б., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф. Мультифрактальная структура пространственного распределения сейсмичности // ДАН СССР. 1990. Т. 310, N 6. С. 1335–1338.
5. Федер Е. Фракталы. М.: Мир. 1991. 293 с.
6. Halsey T.C., Yensen M.H., Kadanoff L.P. et al. Fractal measures and their singularities: the characterization of strange sets // Phys. Rev. 1986. Vol. A33, N 2. P. 1141–1151.
7. Gardner J., Knopoff L. Is the sequence of earthquakes in S. California with aftershocks removed Poissonian? Yes // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1974. Vol. 64, N 5. P. 1363–1367.

УДК 550.31

МИГРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

А.Т. Исмаил-заде

MIGRATION OF SEISMIC ACTIVITY IN THE CASPIAN SEA

A.T. Ismail-zadeh

The migration of epicentral regions of great ($M \geq 6$) earthquakes in the western and central Caspian Sea is examined by analysis of catalogs of major earthquakes in the period 1930–1990. The analysis indicates the southeast direction of migration of the seismic activity in the region. The average migration velocity is found to be approximately 6 km per year. An attempt is made to predict earthquakes using models of tectonic stress waves due to migration of deformation in the crust and the upper mantle. These waves, appearing after events, can trigger new events in other regions. A mathematical model describing propagation of stress in the lithosphere is studied. Analytical and numerical methods indicate the variation of the migration velocity with the lithosphere thickness and effective asthenosphere viscosity. That velocity varies from 1 to 100 km per year for reasonable values of the parameters.

Изучение миграции сейсмической активности на большие расстояния представляет интерес как для понимания механизма взаимосвязи землетрясений, так и для их прогноза. Последовательность разрушительных событий вдоль Анатолийского разлома после 1939 г. является одним из наиболее убедительных случаев миграции землетрясений [1]. Пространственно-временная миграция сильных землетрясений

изучалась во многих регионах мира – Японии и Китае, на западном побережье Чили и в Центральной Америке, вдоль разлома Сан-Андреас и на Кавказе [2–6]. Скорость миграции сейсмической активности составляет 5–200 км/год, а иногда и до 1000 км/год.

Такие исследования наводят на мысль о существовании миграционной волны сейсмичности. В 70-х годах В.И. Кейлис–Борок, Ш.А. Губерман и Е.В. Вилькович [4], исследуя миграцию эпицентров сильных землетрясений вдоль крупных разломов, рассчитали скорость глобальных волн. По их представлениям, эти возмущения (*D*-волны) распространяются по Земле со скоростью 17 км/год и служат спусковым механизмом для сильных землетрясений.

Целью настоящего исследования является изучение миграции эпицентров землетрясений в Каспийском море, физическая интерпретация этого процесса и построение модели миграции сейсмической активности.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭПИЦЕНТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ

Миграция сейсмической активности западной и центральной частей Каспийского моря изучается на основе анализа каталогов сильных землетрясений за период 1930–1990 гг. Миграция эпицентров сильных землетрясений на фоне слабых событий рассматривается в тех случаях, когда сейсмическая энергия сильных толчков больше общей энергии предшествующих слабых землетрясений [2].

При изучении миграции сильных землетрясений в различных областях нижний предел магнитуд изменяется и, скорее всего, зависит от сейсмической активности исследуемого региона. В настоящей работе описывается миграция эпицентров сильных землетрясений с магнитудами $M \geq 6$ по шкале Рихтера. Эпицентральные области таких сильных землетрясений соответствуют сейсмически активным регионам, где высвобождается большая часть общей сейсмической энергии.

Данные о землетрясениях до 1975 г. были получены из нового каталога сильных землетрясений на территории СССР [7], с 1975 г. по настоящее время эти данные были любезно предоставлены Э. Агаларовой и В. Кособоковым.

На рис. 1 показано распределение эпицентров землетрясений ($M \geq 3$), которые произошли в западной и центральной частях Каспийского моря в рассматриваемый период. Большое число землетрясений имело место на западе этой области. Сильные ($M \geq 6$) глубокие землетрясения (глубина *H* больше 40 км) в 1935, 1961 и 1963 гг. произошли в западной части, а в 1986 и 1989 гг. – в центральной части Каспия. Распределение эпицентров землетрясений с июня 1931 г. по сентябрь 1989 г., представленные на рис. 2, условно разделены на три периода времени.

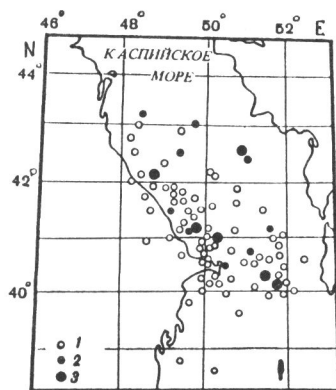
За период с июня 1931 г. по апрель 1935 г. на севере Каспийского моря произошло девять землетрясений, включая два сильных ($M \approx 6.2$). Землетрясений с рассматриваемой магнитудой в южной части исследуемого региона не было.

За период с мая 1935 г. по январь 1963 г. произошло 39 землетрясений, из которых одно сильное и одно сильнейшее ($M \approx 6.6$). Наибольшее число землетрясений приурочено к центральной части Каспийского моря. Южная часть рассматриваемой области вновь достаточно спокойна.

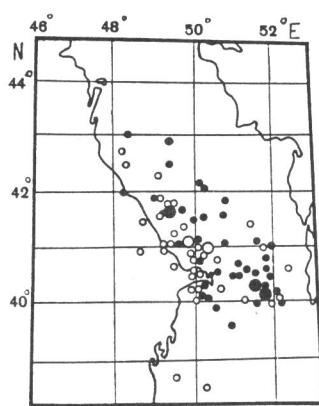
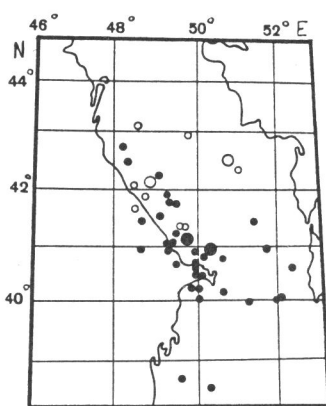
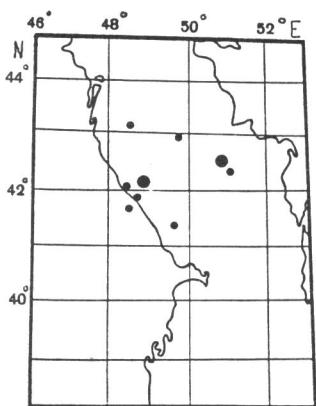
За период с февраля 1963 г. по сентябрь 1989 г. произошло 44 толчка. Большое число землетрясений распределено в двух направлениях от эпицентра сильнейшего толчка (1961 г.)" юго-восточном и северо-западном. На северо-западном направлении в 1968 г. произошло достаточно сильное землетрясение ($M \approx 5.4$), на юго-восточном –

Р и с. 1. Схематическая карта эпицентров землетрясений в Каспийском море с 1931 по 1989 г.

1 - $0 < H < 40$ км, $3 \leq M < 6$; 2 - $H \geq 40$ км, $3 \leq M < 6$; 3 - $H \geq 40$ км, $M \geq 6$



Р и с. 2. Распределение эпицентров землетрясений в Каспийском море в последовательных временных интервалах



● • Июнь 1931 — апрель 1935

○ ○ Июнь 1931 — апрель 1935

● • Май 1935 — январь 1963

○ ○ Май 1935 — январь 1963

● • Февраль 1963 — сентябрь 1989

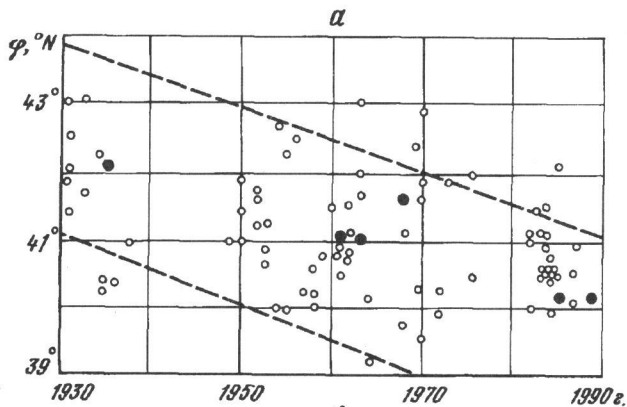
● ○ $M \geq 6$ ○ ○ $3 \leq M < 6$

два сильных толчка: в 1986 г. ($M \approx 6.1$) и в 1989 г. ($M \approx 6.0$). При этом северная часть исследуемой области была относительно спокойна.

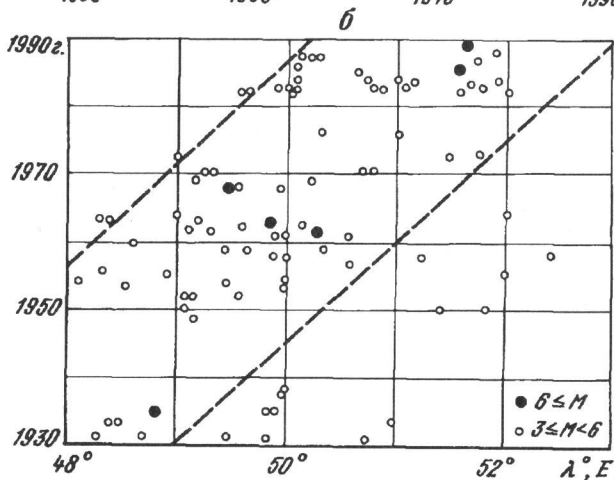
На рис. 3 показаны изменения широты и долготы эпицентров землетрясений в рассматриваемой области в течение 1931–1989 гг.

Анализ этих данных дает возможность сделать вывод, что в центральной части Каспийского моря сейсмическая активность мигрировала с северо-запада на юго-восток за период времени с 1931 по 1989 г.

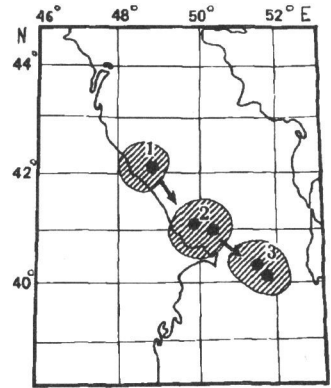
На рис. 4 схематически представлены области повышенной сейсмической активности с 1935 г. по 1989 г. и направление их миграции. Протяженность этой миграции составляет около 300 км, а средняя скорость миграции около 6 км/год. В частности, скорость миграции эпицентра сильного толчка в 1935 г. к эпицентру землетрясения в 1961 г. составляла 6.1 км/год, к эпицентру землетрясения 1963 г. – 4.6 км/год, скорость миграции сильнейшего толчка в 1961 г. к эпицентру землетрясения в 1989 г. была равна 5.7 км/год.



Р и с. 3. Широта (а) и долгота (б) эпицентров землетрясений как функции времени



Р и с. 4. Области сейсмической активности (заштрихованы) и сильные землетрясения в периоды времени: июнь 1931 – апрель 1935 (1), май 1935 – январь 1963 (2), февраль 1963 – сентябрь 1989 (3)



Сопоставление геолого-геофизических разрезов исследуемой территории Каспийского моря и линейментов на космотектонической карте с найденным юго-восточным направлением миграции сейсмической активности приводит к выводу, что данная миграция осуществляется вдоль системы разломов.

ФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРОЦЕССА МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Изучению миграции землетрясений, деформаций и напряжений в земной коре и верхней мантии отводится особое место в теории прогноза землетрясений. Шольц [8] дает физическую интерпретацию прогноза землетрясений на основе миграции коровых деформаций. Он полагает, что фронт деформаций, появившийся в результате сильного землетрясения, мигрирует в земной коре и достигает областей с высокой сейсмической энергией (или иначе, областей, готовых к землетрясению). Распространение деформаций, а вместе с ними напряжений в земной коре и верхней мантии, является спусковым механизмом (или триггером) землетрясений в таких областях. Следует заметить, что этот гипотетический фронт, достигая области с высокой сейсмической энергией и вызывая в ней землетрясение, порождает новый фронт деформаций, который, накладываясь на уже существующий, ослабляет или усиливает начальный фронт. Медленно перемещающиеся по литосфере фронты деформаций, или волны тектонических напряжений, могут вызывать новые землетрясения в зонах подготовки.

Таким образом, оценив сейсмическую энергию района, зная направление и скорость миграции деформаций (скорость волн тектонических напряжений), можно с некоторой вероятностью прогнозировать землетрясение в этой районе. Какова вероятность успешного прогноза, сказать непросто. Это объясняется тем, что фронт деформаций, достигнув зон подготовки, может увеличить его сейсмическую энергию, не вызвав при этом землетрясения. Например, мощные подземные ядерные взрывы не всегда провоцируют землетрясение и чаще приводят к еще большему росту напряжений в среде.

МОДЕЛЬ МИГРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Теория тектонических диффузионных волн берет начало с простой математической модели, предложенной Эльзассером [9] и получившей дальнейшее развитие в работах Райса [10]. В [11, 12] построена модель распространения волн тектонических напряжений. Показано, что при наличии подвижки литосферы по мантии Земли возможны трансляционные волны. В этих работах решение задач о распространении напряжений получено при некоторых допущениях, а именно: не учитывалась инерционность среды и литосфера приближенно заменялась тонкой пластиной. В предлагаемой модели мы избавляемся от этих допущений.

В изучаемой модели вязкоупругий слой (литосфера) лежит на вязкоупругом полупространстве (астеносфере). Среда описывается реологическим законом Максвелла. В этих слоях определены следующие величины: ρ – плотность; μ – модуль сдвига; T – модуль сдвига; H – толщина верхнего слоя; $v = (v_1, v_2, v_3)$ – вектор скорости; u – смещение, которое связывается со скоростью уравнением $v_3 = du/dt$; P – динамическое давление; g – ускорение силы тяжести; σ_{ij} – девиатор тензора напряжений; $\delta_{13} = \delta_{23} = 0$, $\delta_{33} = 1$. Уравнения движения максвелловской несжимаемой среды с переносом плотности представляются в виде [13]

$$\rho[\partial v_i / \partial t + v_j \partial v_i / \partial x_j] = -\partial P / \partial x_i + \partial \sigma_{ij} / \partial x_j - \rho g \delta_{i3},$$

$$\partial \rho / \partial t + v_1 \partial \rho / \partial x_1 + v_2 \partial \rho / \partial x_2 = 0, \quad \nabla \cdot v = 0,$$

$$[\partial / \partial t + 1 / T] \sigma_{ij} = \mu [\partial v_i / \partial x_j + \partial v_j / \partial x_i], \quad i, j = 1, 2, 3.$$

На контактной границе между слоями потребуем непрерывности скорости, касательных и вертикальной составляющей нормальных напряжений с учетом скачка плотности:

$$v_1|_1^2 = v_2|_1^2 = v_3|_1^2 = 0,$$

$$[\partial v_3 / \partial x_1 + \partial v_1 / \partial x_3]|_1^2 = [\partial v_3 / \partial x_2 + \partial v_2 / \partial x_3]|_1^2 = 0,$$

$$[-(\partial / \partial t + 1 / T)P + 2\partial v_3 / \partial x_3]|_1^2 = -[(\partial / \partial t + 1 / T)\rho g u]|_1^2,$$

где $f|_1^2 = f(x_3 + 0) - f(x_3 - 0)$. На верхней границе отсутствуют внешние усилия:

$$v_3 = 0; \quad [-(\partial / \partial t + 1 / T_2)P + 2\partial v_3 / \partial x_3] = -[(\partial / \partial t + 1 / T_2)\rho_2 g u].$$

Здесь и далее индексы 1 и 2 обозначают нижний и верхний слой соответственно. Данные уравнения и граничные условия сводятся к задаче нахождения собственных значений дифференциального оператора [14]. Эта задача, в свою очередь, ведет к расчету нулей аналитической функции. С помощью алгоритма, предложенного в [13], рассчитаны зависимости собственных значений (инкрементов преобразования Лапласа) от волнового числа и других параметров задачи.

Установлено, что при отсутствии инверсии плотности начальное возмущение на границе литосферы и астеносферы возбуждает медленные затухающие гравитационные волны. С уменьшением времени релаксации астеносферы скорость распространения этих волн увеличивается. При $T_1 \ll T_2$ скорость волны становится порядка нескольких километров в год и можно говорить о волнах тектонических напряжений. Из представленных в таблице значений скорости волн тектонических

H, км	T ₁ , с	
	10 ⁸	10 ⁷
50	2.13	12.75
75	4.11	37.26
100	6.04	60.37

напряжений, полученных с помощью численного решения задачи, видно, что скорость распространения таких волн зависит от толщины литосферы и эффективной вязкости астеносферы. Численные расчеты показывают, что в зонах субдукции скорости тектонических волн больше, чем в континентальной литосфере.

* * *

В результате проведенных исследований выявлена юго-восточная миграция сейсмической активности в западной и центральной частях Каспийского моря. Найдена средняя скорость миграции сильных землетрясений ($M > 6$, $H > 40$ км), составляющая 6 км/год. Дана физическая интерпретация процесса такой миграции. Построена теоретическая модель, определяющая миграцию землетрясений. Установлено, что скорость миграции зависит от толщины литосферы и времени релаксации астеносферы.

Автор выражает благодарность Б.М. Наймарку, М.М. Раджабову, М.Г. Шнирману за ряд полезных советов и замечаний при обсуждении результатов работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Richter C.F. Elementary seismology. San Francisco: Freeman and Cooper. 1958. 768 p.
2. Mogi K. Migration of seismic activity // Bull. Earth. Res. Inst. 1968. Vol. 46. P. 53–74.
3. Wood M.D., Allen S.S. Recurrence of seismic migration along the Central California segment of the San Andreas fault system // Nature. 1973. N 244. P. 213–215.
4. Вилькович Е.В., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И. Волны тектонических деформаций на крупных разломах // ДАН СССР. 1974. Т. 219, 1 1. С. 77–80.
5. Вилькович Е.В., Шнирман М.Г. О миграции очагов землетрясений вдоль крупных разломов и зон Беньоффа // Методы и алгоритмы интерпретации сейсмологических данных. М.: Наука, 1980. С. 19–24. (Вычисл. сейсмология; Вып. 13).
6. Бабазаде О.Б. Сейсмогеодинамика очаговых зон и их связь с возникновением сильных землетрясений // Современная динамика литосферы континентов. М.: Институт Земной Коры Сибирского Отделения АН СССР. 1988. С. 90.
7. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 535 с.
8. Scholz C.H. A physical interpretation of the Haicheng earthquake prediction // Nature. 1977. N 267. P. 121–124.
9. Elsasser W.H. Convection and stress propagation in the upper mantle // Appl. Modern Phys. Earth and Planet. Inter. N.Y.: Wiley, 1969. P. 223–246.
10. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
11. Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Теория быстрых тектонических волн // Прикл. матем. и мех. 1985. Т. 49. Вып. 3. С. 462–469.
12. Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение тектонических волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. N 10. С. 3–13.
13. Наймарк Б.М., Исмаил-заде А.Т. Гравитационная устойчивость вертикально-неоднородной среды с максвелловской реологией // Теория и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М.: Наука, 1989. С. 71–80. (Вычисл. сейсмология; Вып. 22).
14. Исмаил-заде А.Т. Гравитационная неустойчивость и распространение тектонических волн в двухслойной модели верхней мантии Земли // Современные методы интерпретации сейсмологических данных. М.: Наука, 1991. С. 218–226. (Вычисл. сейсмология; Вып. 24).