

37	14.05.1927	20-29	41,50	46,00	13	4,7	6,5
38	29.10.1930	01-44	43,00	46,90	5	4,4	6,5
39	5.12.1930	05-57	41,40	48,70	24	5,2	6
40	24.10.1933	16-24	42,90	45,90	10	5,2	7,5
41	25.10.1933	06-07	43,20	46,20	10	4,8	6,5
42	02.09.1936	10-01	41,70	46,50	17	4,7	6,5
43	02.09.1936	10-01	41,70	46,50	17	4,7	6,5
44	02.09.1936	11-57	41,50,	46,60	21	4,9	6,0
45	02.09.1936	13-12	41,50	46,60	22	5,3	6,0
46	19.11.1943	03-11	43,40	48,50	20	5,0	6,0
47	9.11.1948	07-32	43,40	46,60	19	5,0	6,0
48	27.02.1953	20-30	42,90	47,90	30	4,9	5,0
49	02.09.1953	00-36	41,10	47,40	5	4,9	7,0
50	16.09.1953	11-15	41,20	47,40	28	4,8	5,0
51	05.08.1955	10-20	43,00	47,20	9	4,8	6,5
52	06.05.1958	04-15	43,13	47,77	5	5,5	8,0
53	04.06.1960	12-28	42,70	47,00	9	4,3	6,0
54	20.12.1971	01-29	41,23	48,55	5	5,3	7
55	20.12.1971	01-41	41,40	48,01	12	4,9	6,5
56	05.05.1987	10-40	42,40	46,53	25	4,8	6,4
57	03.05.1988	08-41	42,40	47,80	15	4,8	6,1
58	03.05.1988	08-43	42,30	47,80	15	4,8	6,1
59	07.04.1991	08-01	41,98	46,30	10	4,6	7,0
60	10.04.1994	13-40	42,68	45,98	15	4,7	6,0

Таким образом, потенциальные возможности использования теоретических изосейст довольно велики, однако для эффективного их применения методику необходимо несколько усовершенствовать. В частности, полезно попытаться рассчитать теоретические изосейсты с учетом реальной ориентации очага землетрясения относительно дневной поверхности.

Литература.

1. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании. – Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968.- С. 95-111.
2. Шебалин Н.В. Определение глубины очага землетрясения по его магнитуде и макросейсмическим данным. Труды Института геофизики АН Грузинской ССР, 18, 1959.- С. 159-169.

О возможности прогнозирования землетрясений по площадным наблюдениям микросейсмической эмиссии

Д.Г. Таймазов

ИГ ДНЦ РАН, dangeoprog@iwt.ru

Критически анализируя состояние дел в области прогноза землетрясений, мы в ряде работ [1-5] обосновали целесообразность перехода от статистических методов оценки сейсмической опасности к детерминистическим. Идеологической базой детерминистического подхода являются общепринятые представления о сейсмическом процессе как о циклически чередующихся стадиях накопления и релаксации механических напряжений в горных породах, сопровождаемых сейсмическим излучением. Основным видом наблюдений, по которым решается обратная задача – задача прогноза землетрясений – является в этом подходе деформационные наблюдения и в первую очередь тех компонентов деформационного поля, которым свойственно изометричное (в идеале – сферически симметричное) распределение вокруг очаговой зоны (ОЗ). К таковым относятся объемные деформации, модули максимальных линейных деформаций и сдвиговые деформации. В упомянутых работах мы сосредоточились на сдвиговых деформациях, которые в подавляющем большинстве случаев ответственны за разрушения горных пород, сопровождаемые сейсмическим излучением. В частности, теоретически было показано, что по площадным наблюдениям сдвиговых деформаций \mathcal{E}_τ (или касательных напряжений τ) можно осуществить долго- и среднесрочный прогноз места и силы землетрясения.

Целью настоящей работы является рассмотрение возможности замены трудоемких и дорогостоящих деформационных наблюдений в предложенном подходе к сейсмопрогнозу регистрацией микросейсмической эмиссии, наиболее тесно связанной с деформационными процессами. Для этого воспроизведем здесь приведенные в [1-5] теоретические выкладки, поскольку в дальнейшем изложении нам потребуются помимо окончательных также некоторые промежуточные формулы.

Распределение упругой составляющей сдвиговой деформации $\varepsilon_{\tau}(r)$ в окрестности тангенциально нагруженной шарообразной ОЗ в первом приближении может быть задано выражением

$$\varepsilon_{\tau}(r) \approx \varepsilon_{\tau}(0) \cdot V / r^3, \quad (1)$$

где $\varepsilon_{\tau}(0)$ – упругая составляющая сдвиговых деформаций в центре ОЗ, $\varepsilon_{\tau}(r)$ – то же на расстоянии r от центра ОЗ, $V = (4/3) \cdot \pi \cdot r_0^3$ – объем ОЗ, r_0 – ее радиус. Учитывая приближенный характер проводимых оценок, можно принять для всего объема ОЗ $\bar{\varepsilon}_{\tau} \approx \varepsilon_{\tau}(0) \approx \varepsilon_{cr}$, а в области $r > r_0$ использовать формулу (1).

Для точек, лежащих на поверхности Земли, $r = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$, где Δ – эпицентральное расстояние, h – глубина очага, и формула (1) принимает вид

$$\varepsilon_{\tau}(\Delta, h) \approx \frac{\varepsilon_{\tau}(0) \cdot V}{(\Delta^2 + h^2)^{3/2}}. \quad (2)$$

Для эпицентра имеем

$$\varepsilon_{\tau}(0, h) \approx \frac{\varepsilon_{\tau}(0) \cdot V}{h^3},$$

откуда

$$\varepsilon_{\tau}(0) \approx \frac{\varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3}{V}. \quad (3)$$

Подставляя это выражение в (2), получим

$$\varepsilon_{\tau}(\Delta, h) \approx \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot \left(\frac{h}{\sqrt{\Delta^2 + h^2}} \right)^3. \quad (4)$$

Из этой формулы следует, что касательные напряжения в приповерхностном однородном изотропном слое земной коры, вызванные подготовкой землетрясения с ОЗ, расположенной ниже однородного слоя, имеют круговое распределение вокруг его эпицентра. Следовательно, по данным площадных наблюдений ε_{τ} можно определить эпицентр готовящегося землетрясения, а по измеренным значениям $\varepsilon_{\tau}(\Delta, h)$, $\varepsilon_{\tau}(0, h)$ и известному Δ – глубину очага h , т.е. по этим наблюдениям можно определить координаты потенциальной ОЗ.

Для других предвестников, пропорциональных ε_{τ} (например, уровня микросейсмической эмиссии), очевидно, имеет место аналогичная формула

$$A(\Delta, h) \approx A(0, h) \cdot \left(\frac{h}{\sqrt{\Delta^2 + h^2}} \right)^3, \quad (5)$$

где $A(0, h)$ и $A(\Delta, h)$ – амплитуды аномалий предвестника соответственно в эпицентре и на расстоянии Δ от эпицентра. В случае микросейсмической эмиссии в роли $A(0, h)$ и $A(\Delta, h)$ формуле (5) могут быть использованы число микроземлетрясений в фиксированном энергетическом диапазоне или их суммарные энергетические классы за заданный промежуток времени в единице объема горной породы, а также значение доминирующей в микросейсмической эмиссии частоты, которое также растет с ростом напряжений. Как и в предыдущем случае, этих данных достаточно для определения по формуле (5) координат ОЗ готовящегося землетрясения.

Чтобы уменьшить помехи, обусловленные процессами, не связанными с подготовкой землетрясения, для наблюдений микросейсмической эмиссии следует выбрать горизонтальный консолидированный слой прочных и жестких (компетентных) горных пород мощностью в несколько километров, расположенный ниже приповерхностного рыхлого и неоднородного слоя, но заведомо выше ОЗ (на глубине 3-10 км, в зависимости от геологических условий). В плане он должен охватывать зону подготовки землетрясения, представляющую собой круг с радиусом Δ_{\max} , равным расстоянию от эпицентра, на котором обнаруженный уровень деформаций составляет 10^{-8} , т.е. соизмерим с уровнем земноприливных деформаций (радиус зоны подготовки землетрясения [6]). Еще одним условием, предъявляемым к этому слою, которого можно назвать компетентным слоем, является существенное превышение скорости накопления напряжений в нем за счет процессов в ОЗ, над скоростью их релаксации за счет микросейсмической эмиссии. В противном случае регистрируемые параметры не будут адекватно отражать процесс накопления

напряжений в ОЗ.

Для оценки энергетических характеристик потенциальной ОЗ используем соотношение (3), переписав его в виде

$$\varepsilon_{\tau}(0) \cdot V \approx \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3.$$

Умножив обе его части на $\tau_{cr}/2$, где τ_{cr} – критические касательные напряжения для пород в ОЗ, получим

$$\frac{1}{2} \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0) \cdot V \approx \frac{1}{2} \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3. \quad (6)$$

С учетом $\varepsilon_{\tau}(0) \approx \varepsilon_{cr}$ (см. выше) и $(1/2) \cdot \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{cr} = w_{cr}$ [7], где w_{cr} – плотность упругой энергии в ОЗ, находим, что в левой части равенства (6) мы имеем полную упругую энергию E_{cr} , заключенную в ОЗ, так что

$$E_{cr} \approx \frac{1}{2} \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3. \quad (7)$$

Излучаемая в виде сейсмических колебаний доля этой энергии $E_S = \eta \cdot E_{cr}$, где η – сейсмический КПД очага [8]. Отсюда

$$E_S \approx \eta \cdot \frac{1}{2} \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3. \quad (8)$$

Прологарифмируя это выражение, получаем оценку энергетического класса ожидаемого землетрясения

$$K = \lg E_S \approx \lg \left[\eta \cdot 0,5 \cdot \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3 \right], \quad (9)$$

с помощью которой, используя также известную формулу Гуттенберга-Рихтера [9]

$$\lg E_S (\text{дж}) \approx 1,5M + 4,8, \quad (10)$$

можно оценить его магнитуду

$$M \approx \left(\frac{2}{3} \right) \cdot \lg \left[\tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3 \right] + \frac{2}{3} \cdot \lg \eta - 3,4. \quad (11)$$

Учитывая формулу (4), и используя соотношение $\tau_{cr} = G \cdot \varepsilon_{cr}$, где G и ε_{cr} – соответственно модуль сдвига и критические значения относительной деформации для горных пород, получим

$$M \approx \left(\frac{2}{3} \right) \cdot \lg \left[G \cdot \varepsilon_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(\Delta, h) \cdot \left(\sqrt{\Delta^2 + h^2} \right)^3 \right] + \frac{2}{3} \cdot \lg \eta - 3,4.$$

Далее, после подстановки вместо Δ радиуса зоны подготовки землетрясения Δ_{\max} и характерных для горных пород значений $G \approx 30 \text{ ГПа} = 3 \cdot 10^{10} \text{ дж/м}^3$ и $\varepsilon_{cr} \approx 10^{-4}$ [6], имеем

$$M \approx \left(\frac{2}{3} \right) \cdot \lg \left[3 \cdot 10^{10} \cdot 10^{-4} \cdot 10^{-8} \left(\sqrt{\Delta_{\max}^2 + h^2} \right)^3 \right] + \frac{2}{3} \cdot \lg \eta - 3,4.$$

(В системе СИ). Переходя на более привычные единицы измерения эпицентральных расстояний Δ и глубин очагов h – километры, получим после соответствующих преобразований формулу

$$M \approx \lg(\Delta_{\max}^2 + h^2) + \frac{2}{3} \cdot \lg \eta + 1,6, \quad (12)$$

которая в области $\Delta_{\max} \gg h$ (т.е. для сильных землетрясений) удовлетворительно согласуется с известной эмпирической формулой [6]

$$\Delta_{\max} \approx 10^{0,43M} \quad (\text{или } M \approx 2,33 \cdot \lg \Delta_{\max}) \quad (13)$$

при $\eta \approx 0,03$. Таким образом, сопоставление теоретической и эмпирической формул (12) и (13) позволило нам оценить наиболее вероятное значение сейсмического КПД для сильных землетрясений. Подставляя это значение η в (12) получим окончательную оценку

$$M \approx \lg(\Delta_{\max}^2 + h^2) + 0,6. \quad (14)$$

Преимущество формулы (14) перед (13) заключается в том, что она учитывает глубину ОЗ, что важно при обработке предлагаемой методики на более частых землетрясениях средней силы, для которых Δ_{\max} и h сравнимы между собой.

Очевидно, в пределах достижимой точности оценки магнитуды готовящегося землетрясения можно предположить, что радиус зоны подготовки землетрясения Δ_{\max} , определяемый по деформационным наблюдениям, совпадет с таковым, определенным по наблюдениям микросейсмической эмиссии. Другими словами, в формулу (14) вместо Δ_{\max} можно подставить расстояние, на котором обнаруженная аномалия в микросейсмической эмиссии сравнима с ее фоновым уровнем.

Таким образом, для прогнозирования места, силы и времени ожидаемого землетрясения по предлагаемому методу следует осуществлять следующую последовательность действий: 1) выявление областей накопления упругих тектонических деформаций в земной коре (внутренние участки взаимодействующих геоблоков или область сейсмического затишья, оконтуренная кольцевой сейсмичностью [10]); 2) выделение с использованием геологических данных компетентного слоя, перекрывающего в плане зону подготовки землетрясения; 3) создание наблюдательной сети и режимные наблюдения микросейсмической эмиссии из выделенного слоя; 4) выявление в изолиниях наблюдательных данных математическими методами, например методом, описанным в [11], статистически значимых кольцевых составляющих, оконтуривающих эпицентры потенциальных землетрясений, определение эпицентра главного толчка и глубины залегания его ОЗ по формуле (5) (прогноз места землетрясения); 5) определение радиуса зоны подготовки главного толчка как расстояния от эпицентра до самой удаленной от него изолинии уровня микросейсмической эмиссии и определение по формуле (14) его магнитуды (прогноз силы землетрясения); 6) определение времени главного толчка по форшоковой и микросейсмической активности ОЗ с использованием также других предвестников, как деформационных, так и вторичных (прогноз времени землетрясения).

Как и в случае с деформационными наблюдениями [5], ключевым звеном в предложенном подходе к прогнозу землетрясений является наблюдения предвестников не вблизи разломных зон (как это обычно принято), где амплитуды их велики, но трудно интерпретируемы, а во внутренних участках геоблоков, где амплитуды аномалий существенно меньше, но их пространственное распределение носит более регулярный, детерминированный характер, облегчающий решение обратной задачи.

Использование предлагаемой методологии прогнозирования землетрясений открывает возможность количественной оценки магнитуды будущих толчков, а также определения координат их ОЗ уже на докритической стадии подготовки, соответствующей этапу долго- и среднесрочного прогноза, и тем самым существенно повышает надежность краткосрочного прогноза времени землетрясения, поскольку позволяет заблаговременно организовать комплексные наблюдения за очаговой зоной.

На территории Дагестана наиболее вероятной зоной накопления тектонических напряжений является территория, ограниченная координатами $42^{\circ}.00-42^{\circ}.70$ с.ш. и $46^{\circ}.70-48^{\circ}.00$ в.д., на которой уже шестой год (с декабря 2000 г.) продолжается полное сейсмическое затишье (сейсмическая брешь второго рода с кольцевой сейсмичностью [10]). Центр этой зоны находится вблизи населенных пунктов Муги (Акушинский район) и Мекеги (Левашинский район). Следует отметить, что перед сейсмическим затишьем эта зона была чрезвычайно активна – за вторую половину 2000 года здесь произошло 4 землетрясения средней силы с магнитудами 3.1, 4.6, 4.6, 4.7, три из которых – в ее центральной области. Наступившее затем затишье в этой зоне, в сочетании с кольцевым распределением слабой сейсмичности в ее окрестности, наиболее адекватно интерпретируется в рамках Консолидационной модели И.П. Добровольского [12] как результат консолидации геоблоков, за которым последует формирование магистрального сейсмогенерирующего разрыва. На этой территории и следует создавать сеть для регистрации микросейсмической эмиссии и прогнозирования места и силы ожидаемого землетрясения по предлагаемой методике, а также развернуть все другие доступные нам виды наблюдений (электромагнитные, гравиметрические, гидрогеодинамические, геохимические и др.) для прогнозирования времени землетрясения.

Работа поддержана грантом Отделения наук о Земле РАН в рамках программы ОНЗ-6 "Геодинамика и механизмы деформирования литосферы".

Литература

1. Таймазов Д.Г. Аппаратурно-методические аспекты детерминистического подхода к прогнозу землетрясений // Вестник ДНЦ РАН. 2000. №6. С. 38-44.
2. Таймазов Д.Г. Механика подготовки тектонического землетрясения: обобщенная модель // Докл. междуна. научн. конф. к 275-летию РАН. Махачкала: Изд-во ДНЦ РАН, 2002. С. 296-314.
3. Таймазов Д.Г. Механика подготовки очага и детерминистический подход к прогнозу землетрясений. Материалы научно-практической конференции «Геодинамика и сейсмичность Восточного Кавказа» (2-5 сентября 2002 г.). Махачкала: 2002. С. 162-165.
4. Таймазов Д.Г. Способ прогнозирования сильных землетрясений: заявка №2004113338, кл. G 01 v 1/00, решение о выдаче патента 2006 г.
5. Таймазов Д.Г. Некоторые тектонофизические и аппаратурно-методические проблемы прогноза землетрясений. Махачкала: ИГ ДНЦ РАН, 2005. 175 с.
6. Прогноз землетрясений. Душанбе – Москва: ДОНИШ, 1984. № 3. 216 с.
7. Зубчанинов В.Г. Основы теории упругости и пластичности. М.: Высш. школа, 1990. 368 с.

8. Добровольский И.П. Сейсмический КПД тектонического землетрясения // Физика Земли. 1994. № 5. С. 87-90.
9. Гутенберг Б., Рихтер К. Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясений // Слабые землетрясения. М.: Изд-во Иностран. Лит., 1961.
10. Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.
11. Овчаренко А.В. Разделение геополей на компоненты с априорно заданными свойствами // Докл. РАН. Т.342, №4. 1995. С.537-539
12. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1984. 188 с.

О возможности повышения информативности гидрогеодинамических наблюдений на скважинах с отрицательными уровнями

Д.Г. Таймазов

ИГ ДНЦ РАН, dangeoprog@iwt.ru

Гидрогеодинамические наблюдения, включающие измерение дебита самоизливающихся скважин и регистрацию уровня воды в скважинах с отрицательным уровнем, как известно, относятся к наиболее доступным средствам деформационного мониторинга земной коры, направленного, как правило, на сеймопрогноз. Наиболее информативным и чувствительным из них, как показывает практика, является наблюдение дебита самоизливающихся скважин. Это объясняется тем, что при деформациях трещиноватых пород относительные изменения их проницаемости, определяемой степенью раскрытия путей миграции флюидов – трещин, существенно больше, чем изменения порового объема за счет деформации матрицы. Вследствие этого эффект от изменения гидродинамического сопротивления в системе коллектор-скважина оказывается намного сильнее, чем от объемных деформаций самого коллектора.

Однако аппаратно-методическое обеспечение работ по измерению дебита существенно отстает от такового в области наблюдений уровней в скважинах. В связи с этим представляет интерес возможность оценки изменений проницаемости пород с использованием данных наблюдений уровней воды в скважинах, которой и посвящена настоящая статья.

В работах [1,2] совместно анализируются временные ряды синхронных наблюдений естественных баровариаций и изменений уровней воды в пьезометрических скважинах и по изменениям функций отклика уровней воды на баровариации оценивается изменчивость состояния верхних слоев земной коры, в том числе и его напряженно-деформированного состояния (НДС). Развивая этот подход, мы в [3] предложили для этих целей, во-первых, выделить гармоническим анализом во временных рядах атмосферного давления и уровней воды в скважинах устойчивые когерентные гармоники, например суточные, во-вторых, выбрать для сравнительного анализа этих гармоник относительную амплитуду отклика (ОАО) и время запаздывания отклика (ВЗО) от самих баровоздействий, которые, по нашим теоретическим оценкам, являются наиболее чувствительными к изменениям НДС параметрами системы коллектор-скважина.

Эти оценки указывают также на зависимость передаточной функции атмосферное давление – уровень воды в скважине от условия заложения скважины (ее глубины, удаленности от разрывных нарушений, степени трещиноватости пород между коллектором и скважиной и т.д.). Это нашло практическое подтверждение и при введении нами барометрических поправок в наблюдаемые уровни: коэффициент пропорциональности в используемом для этого уравнении (в нашем случае этот коэффициент соответствует ОАО) меняется в очень широких пределах в зависимости от места заложения скважины. Так, для скважины Серебряковка в Северном Дагестане он составляет 0,18, для скважины Каспийск-115 – 0,71, а для скважины Айды в Южном Дагестане, находящейся в разломной зоне, принимает отрицательные значения. Отсюда мы делаем вывод, что ОАО и связанное с ней ВЗО, должны быть так же чувствительны к изменениям НДС, в том числе и к тем, которые связаны с подготовкой землетрясений.

В предлагаемой работе для определения ОАО и ВЗО планируется проводить гармонический анализ в скользящем временном окне (например, шириной в 1 месяц и шагом в 1 сутки) временных рядов синхронных наблюдений (например, почасовых) атмосферного давления и уровня воды в скважине. Затем предлагается выбрать устойчивые гармоники в наблюдениях атмосферного давления (например, суточные) и когерентные им гармоники в наблюдениях уровней воды в скважинах. Из сопоставления амплитуд и фаз найденных когерентных гармоник могут быть определены ОАО, как отношение амплитуды выбранной гармоники в наблюдениях уровня воды к ее амплитуде в наблюдениях атмосферного давления, и ВЗО, как сдвиг фаз между ними. Далее составляются временные ряды ОАО и ВЗО с дискретизацией, равной шагу скользящего окна (например, 1 суткам). Полученные временные ряды подвергаются повторному гармоническому анализу для выделения в них долгопериодических приливных гармоник (например, полумесячных и месячных). Сопоставляя эти гармоники с теоретическими приливными волнами в деформациях с теми же периодами (например, полумесячными M_f и месячными M_m) определяются тензочувствительности ОАО и ВЗО, с использованием которых наблюдаемые долговременные изменения последних выражаются в единицах деформаций, т.е. определяются изменения НДС земной коры.

Описанный метод определения изменений НДС земной коры предполагается реализовать на сейсмоактивной территории Дагестана с использованием 6-ти летних синхронных наблюдений атмосферного давления и пьезометрических уровней в скважинах, заложенных в пунктах с различными структурно-геологическими особенностями: "Каспийск-115" (глубина 170 м), "Айды" (глубина 250 м) и "Серебряков-