

УДК 531:550.3

МЕТОД НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ПЕРЕМЕННЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ НАПРЯЖЕНИЯМИ
НА ГРАНИЦАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В.М. Ившин¹, Е.В. Ившина²

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН 683006, Петропавловск-Камчатский*

² *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119992, Россия, Москва,*
e-mail: ivt@kcs.iks.ru

Введение

В статье рассматриваются вертикальные градиенты смещения, возникающие в поверхностном слое земной коры на глубине пятидесяти метров. Представлены результаты наблюдений за этими градиентами, которые в течение многих лет велись на Камчатке с помощью специальных геомеханических датчиков. Показывается, что данные наблюдения позволяют следить за изменением в недрах Земли давления, напряжения растяжения и горизонтального тангенциального напряжения в вертикальной плоскости.

Способ обнаружения переменных тектонических напряжений

Поверхностный слой земной коры сложен трещиноватыми и пористыми породами. С глубиной трещиноватость и пористость пород уменьшается, вследствие чего на некоторой глубине модуль общей деформации горных пород становится практически равным модулю упругости [5]. Это означает, что поверхностный слой земной коры представляет собой слой остаточных деформаций.

Рассмотрим, как деформируется данный слой на глубине пятидесяти метров в сейсмоактивных районах во время фонового сейсмического режима. В этот период в условиях реального рельефа местности всегда можно найти площадки, на которых на глубине пятидесяти метров вес вышележащих пород будет значительно больше приливных сил, тектонических сил и сил, обусловленных изменением атмосферных и гидросферных условий. Напряженное состояние в этом случае описывается соотношениями [9]:

$$S = \xi S_h = S_h - (1 - \xi) S_h, \quad (1)$$

где S - горизонтальное нормальное напряжение в произвольном направлении, S_h - вертикальное нормальное напряжение, ξ - коэффициент бокового давления.

Напряженное состояние (1) представляет собой сумму всестороннего равномерного давления $p_h = S_h$ и горизонтального напряжения растяжения $\sigma = -(1 - \xi) S_h$. Под действием всестороннего равномерного давления p_h элементарный объем поверхностного слоя принимает уплотненное стационарное состояние, а под действием напряжения растяжения σ деформируется в некотором направлении l со скоростью $\dot{\epsilon}_l$. На основании опытов Трутона [4] эту скорость можно представить в виде:

$$\dot{\epsilon}_l = \frac{\sigma}{\lambda}, \quad (2)$$

где λ - коэффициент вязкости при растяжении.

В соотношении (2) σ и λ зависят от глубины, поэтому деформация в направлении l за время t вызывает в поверхностном слое изменение вертикального градиента смещения. Чтобы определить величину изменения этого градиента в некоторой точке поверхностного слоя, проинтегрируем (2) по времени t и направлению l от точки, где смещение равно нулю, до выбранной точки и продифференцируем полученное выражение по глубине h . Найдем:

$$\gamma_l = \left(\frac{\partial \bar{\sigma}_l}{\partial h} - \frac{1}{\lambda_l} \frac{\partial \bar{\lambda}_l}{\partial h} \bar{\sigma}_l \right) \frac{l}{\lambda_l} t, \quad (3)$$

где γ_l - величина изменения вертикального градиента смещения в некоторой точке поверхностного слоя в направлении l за время t ; $\bar{\sigma}_l$, $\bar{\lambda}_l$ - средние значения напряжения растяжения σ и коэффициента вязкости λ на отрезке интегрирования l .

В скальных породах коэффициент вязкости чрезвычайно велик. Поэтому при любых реальных значениях $\partial \bar{\lambda}_l / \partial h$ и $\bar{\sigma}_l$ на глубине пятидесяти метров можно положить:

$$\frac{1}{\lambda_l} \frac{\partial \bar{\lambda}_l}{\partial h} \bar{\sigma}_l \ll \frac{\partial \bar{\sigma}_l}{\partial h}. \quad (4)$$

В этом случае из (4) находим:

$$\gamma_l \approx \frac{l}{\lambda_l} \frac{\partial \bar{\sigma}_l}{\partial h} t. \quad (5)$$

В рыхлых отложениях с увеличением глубины происходит переход от разрушенных структур к неразрушенным, и производная коэффициента вязкости может достигать весьма

большой величины. В результате этого при относительно невысоком коэффициенте вязкости на глубине пятидесяти метров становится справедливым неравенство:

$$\frac{1}{\bar{\lambda}_l} \frac{\partial \bar{\lambda}_l}{\partial h} \bar{\sigma}_l \gg \frac{\partial \bar{\sigma}_l}{\partial h}. \quad (6)$$

Тогда, как видно из (5), изменение градиента смещения будет равно:

$$\gamma_l \approx -\frac{l}{\bar{\lambda}_l^2} \frac{\partial \bar{\lambda}_l}{\partial h} \bar{\sigma}_l t. \quad (7)$$

Рассмотрим теперь, как деформируется слой остаточных деформаций на глубине пятидесяти метров в сейсмоактивных районах на указанных выше площадках при появлении на них достаточно высоких равномерно распределенных тектонических напряжений.

Тектоническое давление вызовет одноосную горизонтальную деформацию:

$$\varepsilon_n = \varepsilon_v = \frac{p}{K}, \quad (8)$$

где ε_n , ε_v и p - соответственно деформация в направлении n , объемная деформация и тектоническое давление, K - коэффициент объемного сжатия.

Вследствие того, что коэффициент K зависит от глубины h , деформация в направлении n создает в поверхностном слое вертикальный градиент смещения γ_n . Проинтегрировав (8) в направлении n от точки, где тектоническое смещение равно нулю, до некоторой точки и продифференцировав полученное выражение по глубине, имеем в этой точке:

$$\gamma_n = -\frac{n}{\bar{K}_n^2} \frac{\partial \bar{K}_n}{\partial h} \bar{p}_n, \quad (9)$$

где \bar{p}_n , \bar{K}_n - средние значения тектонического давления p и коэффициента объемного сжатия K на отрезке интегрирования n .

Нормальное тектоническое напряжение растяжения может вызвать одноосную горизонтальную деформацию:

$$\dot{\varepsilon}_m = \frac{\sigma_m}{\lambda}, \quad (10)$$

где $\dot{\varepsilon}_m$, σ_m - скорость деформации и тектоническое напряжение растяжения в направлении m , λ - коэффициент вязкости при растяжении.

Так как коэффициент λ зависит от глубины h , деформация в направлении m создает в поверхностном слое вертикальный градиент смещения γ_m . Проинтегрировав соотношение (10) по времени t и направлению m от точки, где тектоническое смещение равно нулю, до некоторой точки и продифференцировав полученное выражение по глубине, найдем в данной точке:

$$\gamma_m = -\frac{m}{\bar{\lambda}_m^2} \frac{\partial \bar{\lambda}_m}{\partial h} \bar{\sigma}_m t, \quad (11)$$

где $\bar{\sigma}_m$, $\bar{\lambda}_m$ - средние значения тектонического напряжения растяжения σ_m и коэффициента вязкости λ на отрезке интегрирования m .

Тангенциальные тектонические напряжения вызывают сдвиговые деформации. Для горизонтального тангенциального напряжения, действующего на вертикальную плоскость, можем написать:

$$\frac{\partial u}{\partial r} = \frac{\tau}{G}, \quad (12)$$

где τ - горизонтальное тангенциальное напряжение, G - модуль сдвига, u - горизонтальное смещение, r - нормальное к смещению u горизонтальное направление.

В соотношении (12) G зависит от глубины. Поэтому под действием горизонтального тангенциального напряжения в поверхностном слое возникает вертикальный градиент смещения γ . Интегрируя (12) по направлению r от точки, где нормальное к данному направлению смещение равно нулю, до точки наблюдения и дифференцируя полученное выражение по глубине h , найдем:

$$\gamma = -\frac{r}{G^2} \frac{\partial \bar{G}}{\partial h} \bar{\tau}, \quad (13)$$

где $\bar{\tau}$, \bar{G} - средние значения тектонического тангенциального напряжения τ и модуля сдвига G на отрезке интегрирования r .

Полученные выше соотношения (5) и (7) свидетельствуют, что в сейсмоактивных районах во время фонового сейсмического режима вертикальные градиенты смещения поверхностного слоя земной коры на глубине пятидесяти метров являются линейными функциями времени. Отсюда на основании соотношений (9), (11) и (13) можно заключить, что непрерывные наблюдения за изменением вертикальных градиентов смещения на глубине пятидесяти метров позволят обнаружить в недрах Земли переменные тектонические напряжения, а именно: давление, напряжение растяжения и горизонтальное тангенциальное напряжение в вертикальной плоскости.

Результаты наблюдения за переменными тектоническими напряжениями

Геофизические исследования структуры вулканов показали, что под вулканами существуют локальные неоднородности, отличающиеся от вмещающей среды пониженными скоростями сейсмических волн. Протяженность по вертикали этих аномальных тел достигает ста километров, а горизонтальные размеры варьируют от нескольких километров до первых десятков километров [8]. Поскольку расстояние между вулканами равно всего нескольким десяткам километров, локальные неоднородности делают вулканический пояс с его глубинными корнями упругим геологическим телом. Вследствие этого фронтальная часть Курило-Камчатской островной дуги, расположенная между субдуцирующей Тихоокеанской плитой и вулканическим поясом, под нагрузкой Тихоокеанской плиты перед сильным землетрясением в сейсмофокальной зоне должна изгибаться на вулканическом поясе в горизонтальной плоскости так же, как изгибается длинная балка на упругом основании под действием поперечной силы [7]. Данная балка в окрестности точки приложения силы прогибается в направлении силы, а на симметричных расстояниях от этой точки, зависящих от коэффициента податливости основания и жесткости балки на изгиб, прогибается, но заметно слабее, в направлении, противоположном направлению силы. Следовательно, фронтальная часть Курило-Камчатской островной дуги под нагрузкой Тихоокеанской плиты в районе очага сильного землетрясения будет прогибаться в сторону вулканического пояса, а на удалении от очага вдоль вулканического пояса будет незначительно прогибаться в сторону океана. В результате этого в вулканическом поясе вблизи очага должна возникнуть область довольно сильного сжатия, а вдали от очага - симметричные области относительно слабого растяжения. Давление в области сжатия и напряжение растяжения в областях растяжения будут меняться во времени в соответствии с изменением нагрузки океанской плиты в общем случае нелинейно.

Фронтальная часть Курило-Камчатской островной дуги как балка в горизонтальной плоскости имеет кривизну, отличную от нуля. Такая балка, как известно, изгибается и под действием продольных сил [6]. Поэтому есть основания ожидать, что фронтальная часть Курило-Камчатской островной дуги под действием продольной нагрузки, которая может возникнуть в районе ее торца в Японском море перед сильным землетрясением на границе Евразийской и Североамериканской континентальных плит, будет изгибаться в

горизонтальной плоскости. Данный изгиб, в случае отсутствия связи между вулканическим поясом и фронтальной частью островной дуги, привел бы к смещению последней относительно вулканического пояса. В реальных условиях изгиб фронтальной части Курило-Камчатской островной дуги под действием продольной нагрузки вызовет в вулканическом поясе Камчатки в общем случае нелинейно меняющееся во времени горизонтальное тангенциальное напряжение в вертикальной плоскости, которое будет препятствовать ее смещению относительно вулканического пояса.

Появление тектонических напряжений в вулканическом поясе при изгибе фронтальной части Курило-Камчатской островной дуги было использовано для проверки на опыте сформулированного выше способа обнаружения переменных тектонических напряжений. С этой целью в вулканическом поясе Камчатки в районе Петропавловска-Камчатского в скальном массиве и в рыхлых отложениях на глубине пятидесяти метров были созданы геомеханические датчики, представляющие собой прочно связанную со средой вертикальную гильзу, в которой для преобразования механического сигнала в электрический закреплен скважинный наклонномер модели НИВ-1 [3]. Геомеханический датчик позволяет измерять углы отклонения продольной оси датчика от отвесной линии в плоскости меридиана и в плоскости первого вертикала, характеризующие вертикальные градиенты смещения в этих плоскостях.

Геомеханический датчик, созданный в скальном массиве, предназначался для обнаружения переменного тектонического давления. Наблюдения с его помощью начались осенью 1990 г. Во время этих наблюдений 2 марта 1992 г. в Авачинском заливе произошло землетрясение с $M = 7.1$. Расстояние проекции очага землетрясения на вулканический пояс до Петропавловска-Камчатского было незначительным [2]. Поэтому вулканический пояс в районе Петропавловска-Камчатского перед данным землетрясением испытывал сжатие, которое должно было создать в нем нелинейно меняющееся во времени тектоническое давление.

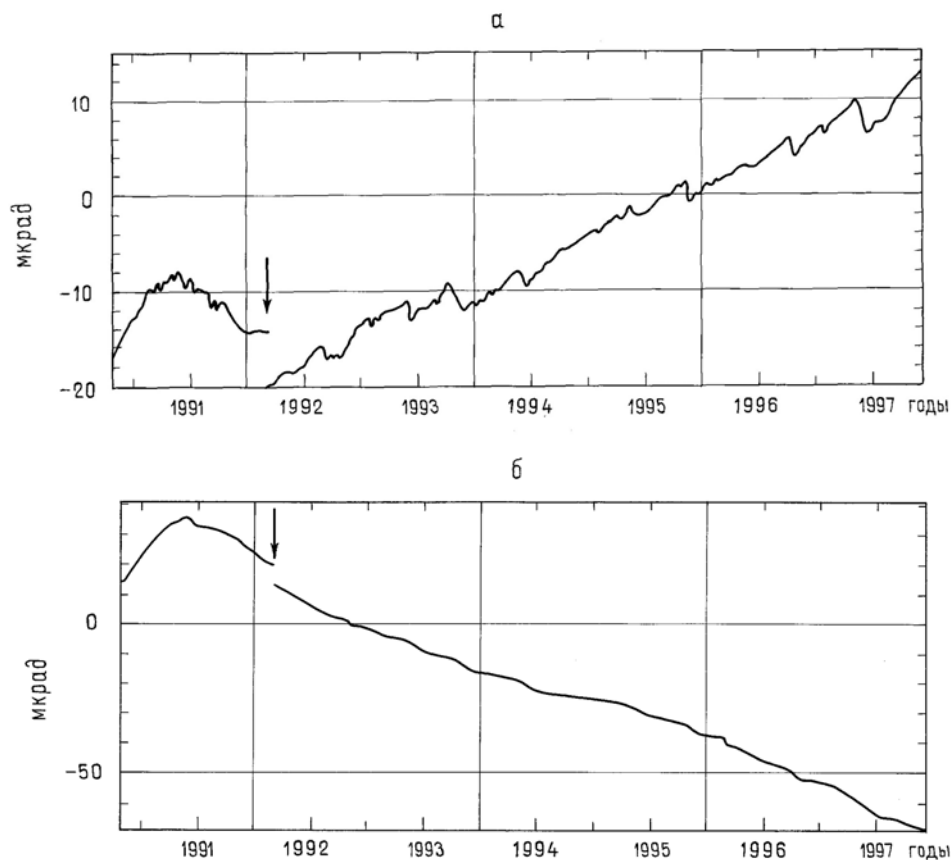


Рис. 1. Временные ряды вертикальных градиентов смещения в плоскости меридиана (а) и в плоскости первого вертикала (б), полученные в Петропавловске-Камчатском в скальном массиве. Стрелкой указан момент сильного землетрясения с $M = 7.1$, которое произошло 2 марта 1992 г. в Авачинском заливе.

На рис. 1а,б приведены временные ряды вертикальных градиентов смещения, полученные с помощью геомеханического датчика за семь лет непрерывных наблюдений. Горизонтальные оси на рисунке являются осями времени, вертикальные - осями градиентов смещения. На рисунке видно, что перед Авачинским землетрясением вертикальные градиенты смещения менялись во времени нелинейно, а после землетрясения в фоновых сейсмических условиях – линейно. Полученные результаты свидетельствуют, что перед Авачинским землетрясением в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского геомеханический датчик зафиксировал появление, как и следовало ожидать, нелинейно меняющегося во времени давления.

Геомеханический датчик, созданный в рыхлых отложениях предназначался для обнаружения переменных тектонических напряжений растяжения и горизонтального тангенциального напряжения в вертикальной плоскости. Наблюдения с помощью этого датчика были начаты весной 1992 года. Во время наблюдений 5 декабря 1997 года у тихоокеанского побережья Камчатки недалеко от Кроноцкого полуострова произошло сильное землетрясение с $M = 7.8$. Расстояние проекции очага землетрясения на вулканический пояс до Петропавловска-Камчатского было большим. Оно равнялось примерно 150 км [1]. Поэтому вулканический пояс в районе Петропавловска-Камчатского перед данным землетрясением испытывал растяжение, которое должно было создать в нем нелинейно меняющееся во времени тектоническое напряжение растяжения.

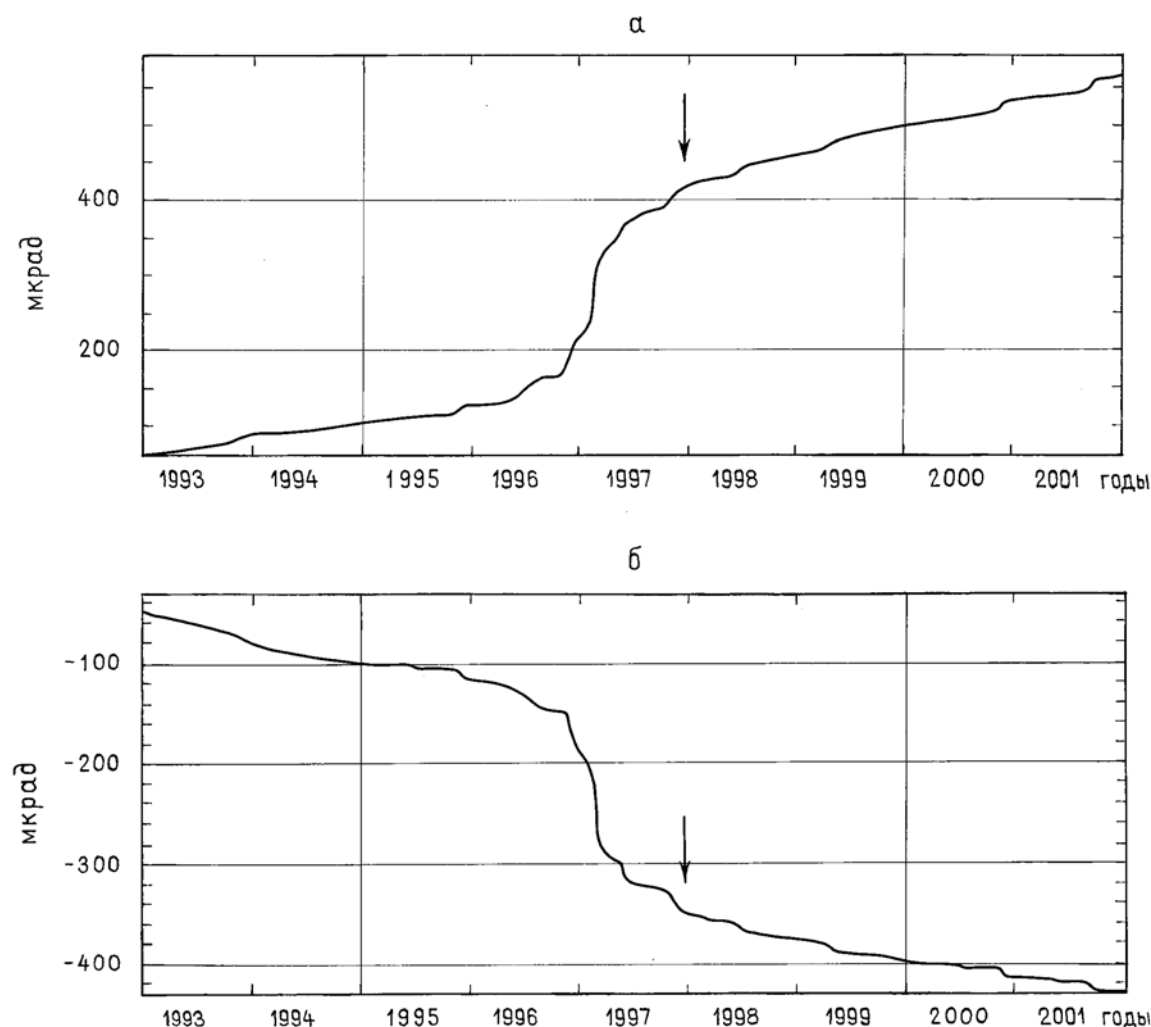


Рис. 2. Временные ряды вертикальных градиентов смещения в плоскости меридиана (а) и в плоскости первого вертикала (б), полученные в Петропавловске-Камчатском в рыхлых отложениях. Стрелкой указан момент сильного землетрясения с $M = 7.8$, которое произошло 5 декабря 1997 г. вблизи Кроноцкого полуострова.

На рис. 2а,б приведены временные ряды вертикальных градиентов смещения, полученные с помощью геомеханического датчика за девять лет непрерывных наблюдений (координатные оси на этом рисунке такие же, как и на рис.1). На основании указанных временных рядов можно заключить, что скорости вертикальных градиентов смещения в рыхлых отложениях в течение всего времени наблюдения, за исключением 1996 и 1997 годов, были постоянны, а в 1996 и 1997 годах медленно нелинейно менялись, как менялись вертикальные градиенты смещения в скальном массиве в 1990-1992 гг. Это означает, что перед Кроноцким землетрясением в вулканическом поясе в районе Петропавловска-Камчатского геомеханический датчик зафиксировал появление напряжения растяжения, которое менялось во времени примерно так же, как менялось тектоническое давление в скальном массиве перед Авачинским землетрясением.

Во время наблюдений с помощью геомеханического датчика, созданного в рыхлых отложениях, имело место еще одно событие. 12 июля 1993 года у юго-западного побережья острова Хоккайдо произошло сильное землетрясение с $M = 7.9$. Землетрясение было вызвано субширотной силой сжатия в разломе меридионального направления, на дне Японского моря в зоне сочленения Евразийской и Североамериканской плит. Очаг землетрясения располагался в районе торца фронтальной части Курило-Камчатской островной дуги. Длина его в направлении С-Ю равнялась 150 км, в направлении З-В - 50 км [10]. Следовательно, перед Хоккайдским землетрясением на фронтальную часть Курило-Камчатской островной дуги действовала продольная нагрузка, вызывающая ее изгиб. Поэтому перед данным землетрясением в вулканическом поясе Камчатки в вертикальной плоскости, направленной вдоль пояса, должно было появиться нелинейно меняющееся во времени горизонтальное тангенциальное напряжение.

На рис. 3а,б показан сигнал, который был записан с помощью геомеханического датчика в 1993 г. (координатные оси на рисунке те же, что и на рис. 1). На рисунке видно,

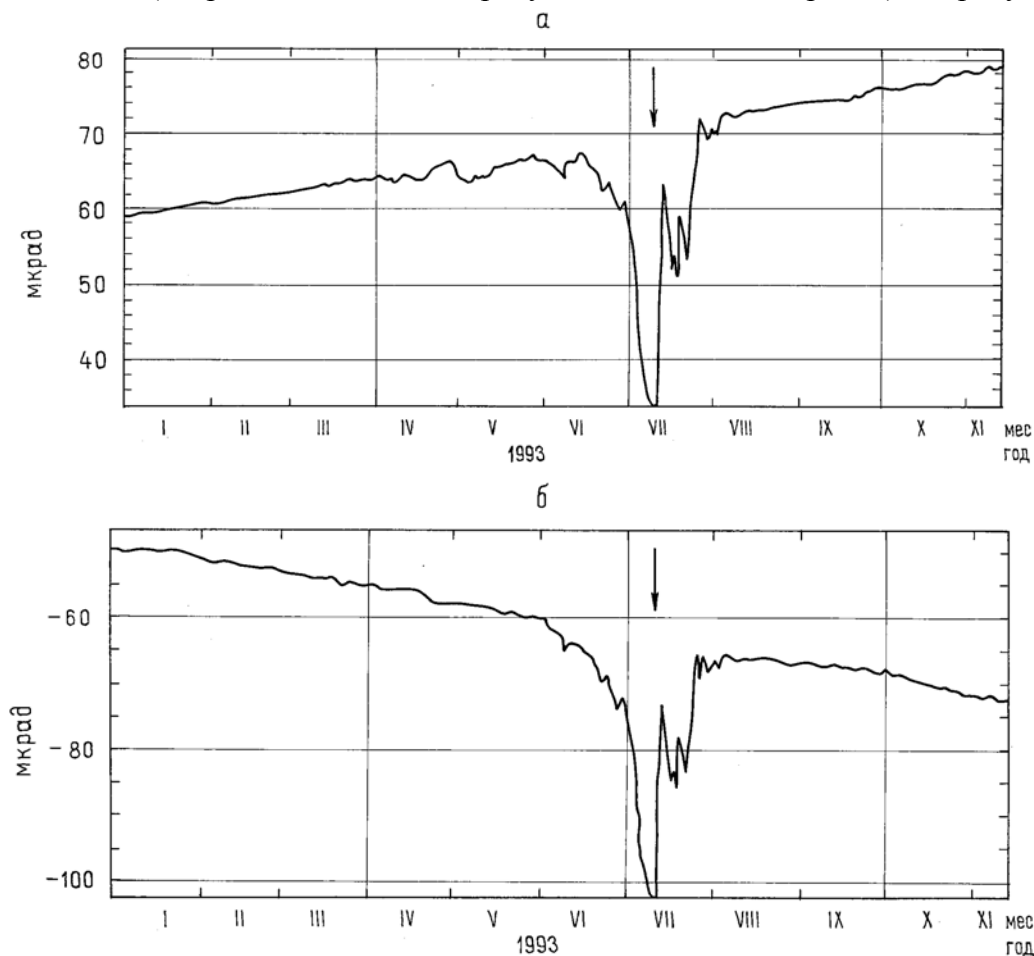


Рис. 3. Временные ряды вертикальных градиентов смещения в плоскости меридиана (а) и в плоскости первого вертикала (б), полученные в Петропавловске-Камчатском. Стрелкой указан момент Хоккайдского землетрясения с $M = 7.9$ 12 июля 1993 г.

что медленное линейное изменение вертикальных градиентов смещения в мае 1993 года перешло в быстрое нелинейное. Так продолжалось до Хоккайдского землетрясения 12 июля 1993 г., когда произошел скачок градиентов смещения. За скачком последовали аperiodические колебания, которые продлились до августа 1993 г. После этого изменение вертикальных градиентов смещения снова стало линейным. Полученный сигнал свидетельствует, что перед Хоккайдским землетрясением в вулканическом поясе Камчатки в районе Петропавловска-Камчатского в вертикальной плоскости, направленной вдоль пояса, геомеханический датчик зафиксировал, как и ожидалось, появление нелинейно меняющегося во времени горизонтального тангенциального напряжения.

Вывод

Проведенные исследования показали, что непрерывные наблюдения с помощью геомеханических датчиков за изменением вертикальных градиентов смещения поверхностного слоя земной коры на глубине пятидесяти метров позволяют обнаружить в недрах Земли следующие переменные тектонические напряжения: давление, напряжение растяжения и горизонтальное тангенциальное напряжение в вертикальной плоскости. При этом наблюдения в скальном массиве дают возможность не только обнаружить данные напряжения, но и определить характер их изменения во времени, поскольку, как следует из соотношения (5), тектонические напряжения, однородные на достаточно больших площадях, не влияют на вертикальные градиенты смещения, обусловленные силой тяжести. Таким образом, непрерывно наблюдая с помощью геомеханических датчиков за изменением вертикальных градиентов смещения в скальном массиве, можно следить за изменением указанных выше тектонических напряжений: в зонах субдукции и коллизии - за изменением давления, в рифтовой зоне - за изменением напряжения растяжения, в зоне трансформного разлома - за изменением горизонтального тангенциального напряжения в вертикальной плоскости.

Список литературы

1. Гусев А.А., Левина В.И., Салтыков В.А., Гордеев Е.И. Сильное Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 года: основные данные, сейсмичность очаговой зоны, механизм очага, макросейсмический эффект // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года / Под ред. Гордеева Е.И., Иванова Б.В., Викулина А.В. Петропавловск-Камчатский, 1998. С. 32-49.
2. Зобин В.М., Гордеев Е.И., Левина В.И. и др. Камчатское землетрясение 2 марта 1992 г. (магнитуда $M_L=7.1$) в Авачинском заливе и связанные с ним явления // Вулканология и сейсмология. 1996. № 6. С. 48-61.
3. Ившин В.М. Скважинный наклономер НИВ-1 // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 105-112.
4. Рейнер М. Деформация и течение. М.: Гостехиздат, 1963. 382 с.
5. Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С. и др. Грунтоведение. М.: Издательство Московского университета, 1973. 388 с.
6. Тимошенко С.П. Соппротивление материалов. Т.1. М.: Гос.изд. физ.-мат. литературы, 1960. 380 с.
7. Тимошенко С.П. Соппротивление материалов. Т. 2. М.: Наука, 1965. 480 с.
8. Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск: Наука, 1974. 88 с.
9. Цитович Н.А. Механика грунтов. М.: Высшая школа, 1968. 260 с.
10. Шаторная Н.В. Сильные землетрясения мира // Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. М.: Изд-во НИИ-Природа, 1999. С. 129-133.