

ВЛИЯНИЕ СЕЙСМОГЕННОЙ ШИРИНЫ РАЗЛОМА НА УРОВЕНЬ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

А.А. Остапчук

Проведен анализ распределения сейсмичности вдоль крупной разломной зоны Северной Калифорнии. Установлено, что линейная плотность распределения очагов сейсмических событий уменьшается с ростом сейсмогенной ширины разлома, и скорость уменьшения сейсмической активности определяется углом наклона графика повторяемости Гуттенберга-Рихтера. Показано, что наиболее активный современный деформационный процесс наблюдается в областях разлома с минимальной сейсмогенной шириной.

Введение

Многочисленные наблюдения на сейсмоактивных территориях позволяют заключить, что размеры зон активных разломов весьма ограничены. Как правило, размеры этих зон сопоставимы с размерами структурных блоков. Анализ закономерностей расположения очагов землетрясений, приуроченных к крупной разломной зоне, показывает высокую степень пространственной локализации сейсмичности [Кочарян и др., 2011].

При деформировании блочной структуры разломной зоны отдельные блоки разных иерархических уровней оказываются в различном напряженно-деформированном состоянии. При этом образуются разные подобласти – нагруженные блоки консолидации и относительно разгруженные свободные блоки [Садовский, Кочарян, Родионов, 1988]. Следует подчеркнуть, что напряженное состояние массива горных пород характеризуется существенной изменчивостью в пространстве; наблюдается кластеризация аномально напряженных зон, а распределение напряжений внутри отдельных структурных форм может иметь кусочно-однородный характер [Соболев, Завьялов, 1980; Grunthal, Stromeyer, 1992]. При этом большая часть деформации локализуется в области нарушения сплошности, а процесс деформирования контролируется фрикционным взаимодействием между бортами разрыва. Магистральный разрыв, как правило, заполнен перетертым гранулированным материалом [Chester, Chester, 1998] и имеет широкий грансостав [Кочарян и др., 2011a]. Структура и свойства материала заполнителя значительно влияют на механическую прочность разрыва, характер фрикционного взаимодействия между его бортами и вероятность возникновения динамической неустойчивости.

Лабораторное моделирование процесса прерывистого скольжения показывает, что возникновение динамических срывов связано с возможностью формирования структур, расположенных поперек плоскости простираения – нагруженных силовых «цепочек». [Sammis et al., 1987; Кочарян, Спивак, 2003]. В природе роль таких несущих элементов могут выполнять, например, «контактные области», определяющие закономерности концентрации напряжений в окрестности поверхности раздела. Их характерные размеры образуют иерархический ряд подобно размерам

блоков земной коры [Кочарян, Спивак, 2003]. Одновременное разрушение нескольких таких силовых цепочек приводит к резкому снижению сопротивления сдвигу и возникновению динамической неустойчивости. Тем самым структурированность силовых цепочек в среде будет непосредственно влиять на реализуемый режим деформирования. В зависимости от напряженно-деформированного состояния, структурированности и состава материала-заполнителя может происходить не полное, а частичное разрушение силовых цепочек, что приводит к реализации накопленной упругой деформации в виде подвижек с малыми и средними скоростями.

В настоящей работе исследуются особенности распределения сейсмичности вдоль отдельных участков разломной зоны Сан Андреас (SAF) и закономерности распределения современных сейсмических деформаций вдоль активного участка разломной зоны.

Оценка современной сейсмической активности областей разломов

Рассмотрим области активного разлома с сейсмогенной шириной W и длиной L . Многочисленные разрывные нарушения в области разломной зоны формируют ряд отдельностей разного размера. Размер этих отдельностей в несколько раз меньше размеров блоков, которые разделяет межблоковая зона. Пусть эволюция контактных областей (силовых цепочек), которые образуются и разрушаются в процессе сдвигового деформирования в межблоковой зоне, их протяженность и количество полностью определяют тип деформирования. Разрушение этих образований приводит к релаксации локальных концентраций напряжений в форме землетрясения. При этом зона разрыва силовой цепочки будет определяться как очаг землетрясения.

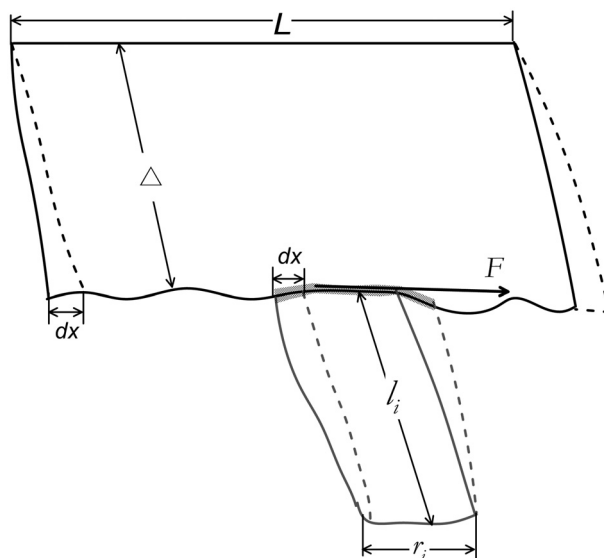


Рис. 1. Предсейсмическое деформирование геоблока и «силовой цепочки». Пунктирные линии – изменение формы деформируемых объектов. L и Δ – структурные размеры геоблока, r_i и l_i – структурные размеры «силовой цепочки». dx – абсолютная деформация тел, F – действующее усилие на контакте

На стадии подготовки сейсмического события деформирование силовых цепочек согласовано с деформированием примыкающих геоблоков, тем самым сдвиговые деформации цепочек и примыкающих блоков в окрестности контакта будут одинаковы и равны dx (рис. 1). Таким образом, силы, возникающие вследствие деформирования цепочки и геоблока, можно записать следующим образом:

$$\begin{cases} F = G_f \left(\frac{dx}{l_i} \right) \cdot r_i^2 \\ F = G \left(\frac{dx}{\Delta} \right) \cdot L r_i, \end{cases} \quad (1)$$

где G и G_f – соответственно модули сдвига геоблока и материала-заполнителя разлома, dx – величина деформации, r_i и l_i – размер сечения и протяженность «силовой цепочки», L и Δ – структурные параметры геоблока: длина геоблока L соответствует длине разлома, а Δ соответствует расстоянию до нарушения такого же ранга. Согласно [Шерман, 1983] для крупных разломов $\Delta \cong (0.25 \div 0.33) \cdot L$. Для мелких трещин параметр Δ может изменяться в более широких пределах.

В силу непрерывности поля напряжений в окрестности контакта «силовая цепочка – геоблок», соотношение между параметрами «силовой структуры» принимает вид:

$$\frac{G}{G_f} \frac{L}{\Delta} = \frac{r_i}{l_i}. \quad (2)$$

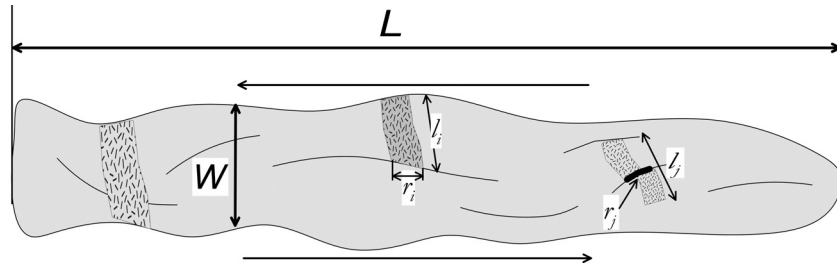


Рис. 2. Зона активного разлома с расположенными внутри «силовыми цепочками». Сечение разрыва «силовой цепочки» j соответствует очагу землетрясения размером r_j в проекции на плоскость смещения берегов разлома

Каждое разрушение «силовой цепочки» приводит к сейсмическому событию, а так как область разрыва цепочки определяется как очаг землетрясения, то параметры цепочки (области разрыва) должны быть согласованы с размером очага землетрясения (рис. 2). Тем самым, общее число возможных очагов землетрясений протяженностью r_i внутри активной разломной области $W \times L$ будет определяться количеством «силовых структур» длиной l_i , которые могут сформироваться внутри разлома шириной W , и с учетом формулы (2) будет равно:

$$N(r_i) = \frac{W}{l_i} = \frac{GL}{G_f \Delta} \cdot \frac{W}{r_i}. \quad (3)$$

Поскольку распределение напряжений и прочностных характеристик около разлома неоднородное, то и смещение берегов Δu и скачок напряжений $\Delta \sigma$ во время землетрясения являются, вообще говоря, сложными функциями пространства

и времени. В простейшем случае будем считать, что значение напряжений изменяется скачком от начальной величины σ_0 до конечной σ_1 . В таком приближении из статической модели трещины можно получить выражение для среднего скачка статических напряжений:

$$\overline{\Delta\sigma} = CG \frac{\overline{\Delta u}}{\Lambda}, \quad (4)$$

где Λ – характерный размер разрыва, C – константа, зависящая от геометрии разрыва.

Учитывая связь между магнитудой M_w и сейсмическим моментом $M_0 = G \cdot \Delta u \cdot \Lambda^2$ (Н·м) [Hanks, Kanamori, 1979]:

$$M_w = \frac{2}{3}(\lg M_0 - 9.1), \quad (5)$$

и, предполагая равенство размера очага r_i и разрыва Λ , оценим размер очага землетрясения с магнитудой M_w :

$$\lg r_i^2 = M_w + \lg \left(\frac{C \cdot 10^{9.1}}{\Delta\sigma} \right)^{2/3}. \quad (6)$$

С учетом закона повторяемости Гуттенберга-Рихтера:

$$\lg N = a - b \cdot M \quad (7)$$

число вероятностных событий с размером очага r_i , происходящих в единицу времени, можно оценить следующим образом:

$$N_i = C_0 \cdot r_i^{-2b}, \quad (8)$$

где C_0 – константа, зависящая от геометрии разрыва и скачка напряжений во время землетрясения.

Тем самым, из формул (3) и (8) получаем, что линейная плотность распределения очагов землетрясений, происходящих в единицу времени, связана с сейсмогенной шириной активного разлома соотношением:

$$\rho_L = \frac{1}{L} \int_{l_i < W} N(r_i) N_i dr = \frac{C_0}{W^{2b-1}}. \quad (9)$$

Полученная выше зависимость демонстрирует, что современная сейсмическая активность разломов зависит не только от напряженного состояния зон деструкции, но также зависит и от геометрии рассматриваемой зоны. При этом с увеличением сейсмогенной ширины зоны современных активных деформаций уменьшение сейсмической активности будет определяться углом наклона повторяемости закона повторяемости Гуттенберга – Рихтера (*b-значением*). А значит, чем выше *b-значение*, тем сильнее дифференциация в уровнях сейсмической активности областей разломов.

Анализ распределения сейсмичности вдоль участка разломной зоны Сан-Андреас

Каталог землетрясений, используемый для анализа особенностей распределения сейсмичности Северной Калифорнии, составлен по базе данных Сейсмологической

системы Северной Калифорнии (NCSS), которая включает в себя более 1000 цифровых каналов. Уровень ошибки определения эпицентра события оценивается авторами [Waldhouser, Schaff, 2008] как первые метры в горизонтальной плоскости и не хуже 100 м по глубине. Используются данные более 300 тысяч событий, которые произошли в районе, ограниченном интервалом от 35 до 43° с.ш., в период с января 1984 по май 2003 гг. В основной массе это события, происходящие в зоне ответственности одного из самых протяженных и активных геологических образований – системы разломов Сан Андреас (SAF), располагающейся между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами вдоль побережья, в основном на территории штата Калифорния (США).

На рис. 3 приведено распределение событий, содержащихся в Каталоге. В координатной плоскости: хорошо видны протяженные структуры разной ширины, в которых сконцентрировано наибольшее число точек-очагов. Для детального анализа распределения очагов в области динамического влияния были выбраны области, содержащие разломные зоны длиной от 5 до 70 км, которые идентифицируются как самостоятельные активные разломы.

Основную массу событий рассматриваемого каталога составляют землетрясения с магнитудами 1–1.5; начиная с магнитуд $M \approx 1$, график повторяемости представляет собой логарифмически-линейную зависимость:

$$\lg N = 2.32 - 0.937M, \quad (10)$$

где сумма количества событий нормирована на один год и на площадь 1000 км².

Пространственное распределение эпицентров событий демонстрирует их приуроченность к разломам, участкам их пересечения, ветвления и т.д. Для анализа

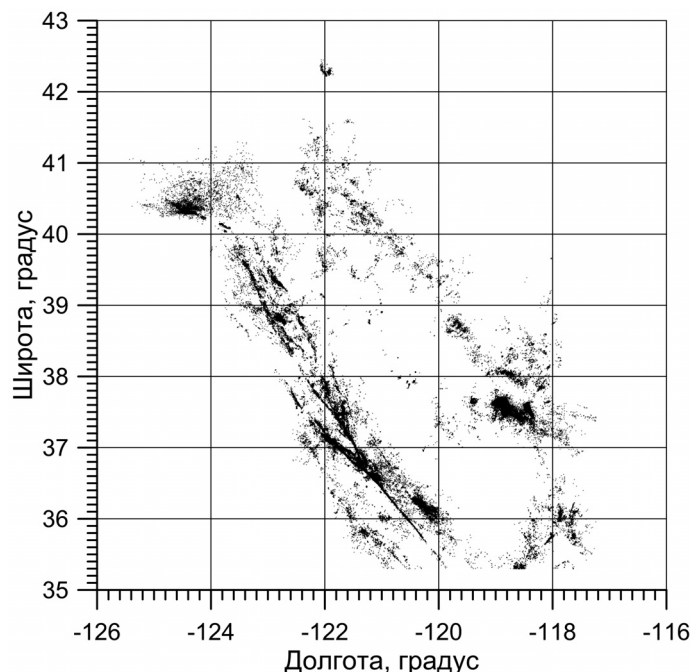


Рис. 3. Распределение событий, содержащихся в Каталоге, в координатной плоскости

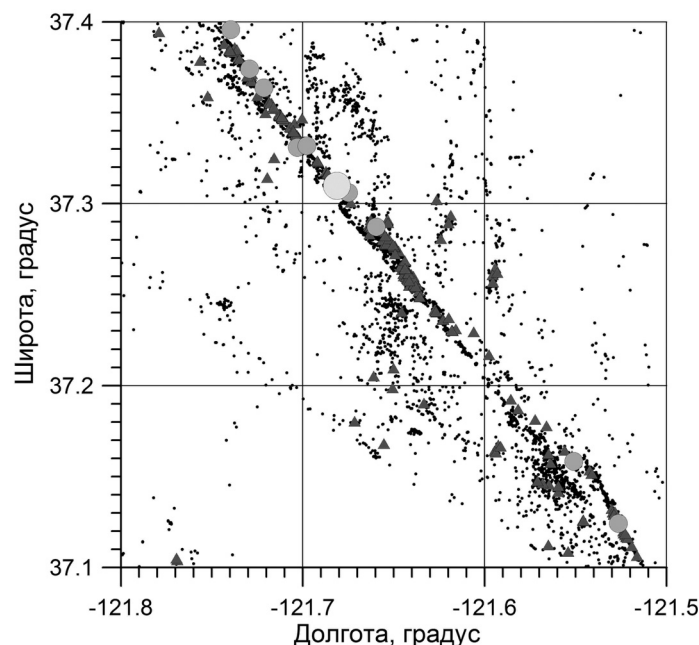


Рис. 4. Месторасположение очагов землетрясений, попавших в область, ограниченную координатами (37.4N, 121.8E) и (37.1N, 121.5E). Большой кружок – эпицентр события «Морган Хилл» (24.04.1984; 37,30986N, 121,68126E; $M = 6,2$; $h = 8,04$ км). Треугольники – события с магнитудами от 2,5 до 4, кружки – больше 4

были отобраны области, в которых очаги концентрируются вдоль протяженных структур, геометрически близких к прямой.

Рассмотрим область, ограниченную координатами (37.4N, 121.8E) и (37.1N, 121.5E). В нее попадает 11634 события (рис. 4). Расположение линии наибольшей концентрации эпицентров в выбранной области «отслеживает» местоположение разлома Калаверас и его ответвления: «оперяющие» области, напоминающие полосы Риделя [Riedel, 1929] и области расщепления вблизи концов разлома. Отметим, что именно очаги самых слабых событий – с магнитудами меньше, чем 2–2,5 – составляют основную массу рассеянных точек, не попадающих на ось разлома. При $M > 3$ практически все точки-эпицентра локализируются в узкой зоне условной оси разлома.

Среднее значение сейсмогенной ширины области, в которой расположены гипоцентры 75% событий, $W = 130 \pm 30$ м. Методика определения сейсмогенной ширины подробно описана в работе [Кочарян и др., 2010]. Анализ остальных областей активных разломов показал, что сейсмогенная ширина варьируется от 0,5 до 8 % длины.

Для определения областей наибольших современных сейсмических деформаций разлома рассмотрено распределение количества очагов землетрясений вдоль разлома с пространственным интервалом 4 км (рис. 5). Наблюдается существенная пространственная вариация количества очагов землетрясений за весь рассмотренный период времени: для наиболее активных областей количество очагов в 3 раза больше, чем для наименее активных областей на периферии. Отметим, что в центральной зоне разлома количество сейсмических событий не максимально, а в 1,2–1,5 раз меньше количества событий, происходящих в наиболее сейсмоактив-

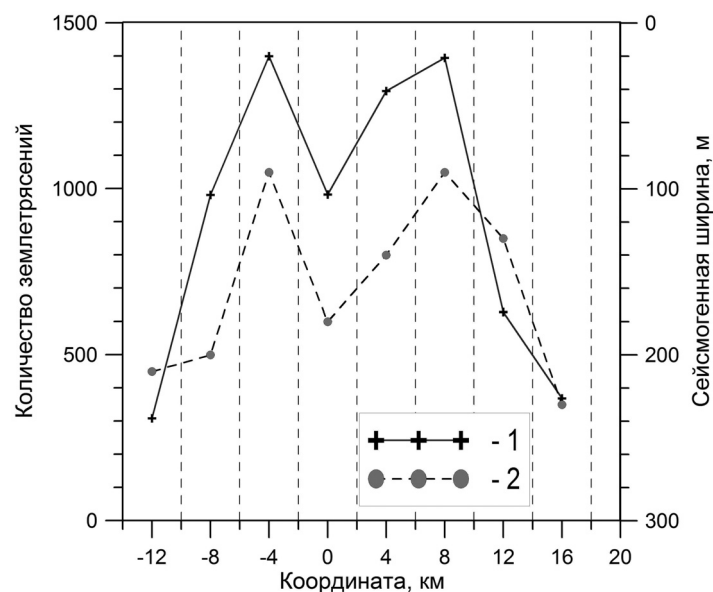


Рис. 5. Распределение количества очагов землетрясений вдоль разлома. Начало координат – эпицентр события «Морган Хилл» (24.04.1984 г.; 37.30986N, 121.68126E; $M = 6,2$; $h = 8,04$ км). Положительное направление оси соответствует юго-восточному направлению простирания разлома. Количество событий определено в полосе 4 км.

Линия 1 – количество очагов землетрясений за весь период наблюдений на участках с пространственным интервалом 4 км, Линия 2 – сейсмогенная ширина соответствующего участка

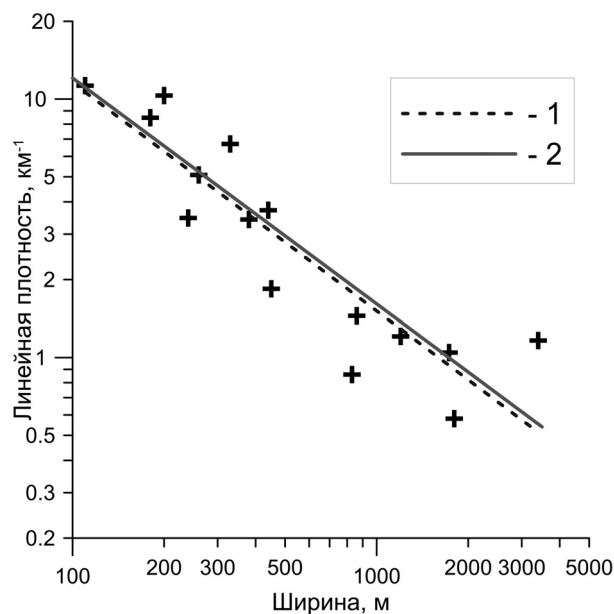


Рис. 6. Зависимость линейной плотности распределения событий от сейсмогенной ширины разлома. Линейная плотность нормирована на один год. Линия 1 – аппроксимация данных каталогов (формула (11)), линия 2 – зависимости $\rho_L = 675 \cdot W^{-0.87}$ (соответствует $b = 0,937$)

ных областях, при этом участки разлома с максимальной сейсмической активностью характеризуются наибольшей степенью локализации сейсмичности, то есть меньшей сейсмогенной шириной.

Для выявления современных разломов, входящих в разломную зону SAF, с наибольшим уровнем сейсмических деформаций, рассмотрим закономерности распределения сейсмичности на разных участках разломной зоны Сан-Андреас. Напомним, что рассматривались только структуры, геометрически близкие к прямым, при этом сейсмогенная ширина и линейная плотность распределения очагов определялись как средние значения для всего активного участка разлома SAF, нормированные на 1 год. На рис. 6 представлен график зависимости линейной плотности распределения очагов землетрясений от сейсмогенной ширины разломов. Можно видеть, что с увеличением ширины плотность событий уменьшается по степенному закону. Пунктирной линией представлена зависимость:

$$\rho_L = \frac{675}{W^{0.89}}, \quad (11)$$

которая наилучшим образом ($R^2 = 0,8$) описывает экспериментальные данные и соответствует значению $b = 0,95$.

Полученные результаты хорошо согласуются с теоретической оценкой распределения сейсмической активности, проведенной выше. А значит, наиболее активный современный деформационный процесс происходит в зонах с наименьшей сейсмогенной шириной. При этом относительное изменение величины сейсмических деформаций при переходе к зонам с большей сейсмогенной шириной будет определяться b -значением закона повторяемости Гуттенберга-Рихтера.

Выводы

Проведенный анализ закономерностей распределения очагов землетрясений, приуроченных к крупным разломным зонам, позволяет выявить современные разломы, входящие в разломную зону SAF, с наибольшим уровнем сейсмических деформаций. Показано, что на величину сейсмических деформаций области влияет не только напряженное состояние разломной зоны, но также и пространственная локализованность сейсмичности в данной области, при этом относительный уровень современных активных деформаций определяется b -значением закона повторяемости.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00780) и гранта НШ-231.2012.5 по поддержке ведущих научных школ РФ.

Литература

Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 419–440.

Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмогенная ширина разломной зоны // ДАН. 2011. Т. 437. № 2. С. 254–257.

Кочарян Г.Г., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. Экспериментальное исследование закономерностей деформирования малопрочных тонких слоев геоматериалов // Физическая мезомеханика. 2011а. Т. 14. № 6. С. 63–70.

- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.:ИКЦ «Академкнига». 2003. 423 с.
- Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н.* О механике блочного горного массива // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307.
- Соболев Г.А., Завьялов А.Д.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 69–71.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, СО АН СССР. 1983. 110 с.
- Chester F.M., Chester J.S.* Ultracataclasite structure and friction processes of the Punch-bowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. Vol. 295. P. 199–221.
- Grunthal G., Stromeier D.* The recent crustal stress field in Central Europe: Trajectories and finite element modeling // J.Geoph. Res. 1996. Vol. 80. №8. P. 11805–11820.
- Hanks T.C., Kanamori H.* A moment magnitude scale // J. Geophys Res. 1979. V. 84. P. 2348–2350.
- Riedel W.* Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentral-blatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Abhandlung B. 1929. P. 354–368.
- Sammis C.; King G.; Biegel R.* The kinematics of gouge deformation // Pure and Applied Geophysics PAGEOPH. 1987. Vol. 125. Issue 5. P. 777–812.
- Waldhauser F., Schaff D.P.* Large-scale relocation of two decades of Northern California seismicity using cross-correlation and double-difference methods // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B08311, doi: 10.1029/2007JB005479.