

УДК 550.311+556.3

ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАЗЛОМНЫХ ЗОН ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ – МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

© 2023 г. И. В. Шатунов^{1,2, *}¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, Москва, Россия²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), Долгопрудный, Россия

*E-mail: shatunov.iv@phystech.edu

В статье приводится обзор современных сведений о гидрогеологических характеристиках разломных зон. Рассмотрены различные аспекты этой проблемы – от численных методов оценки гидравлических свойств и их определения различными методами до эволюции данных свойств в результате различных процессов. Приведены характерные значения проницаемости для участков разломных зон, расположенных на различной глубине. Подчеркивается сложность строения разломных зон и влияние структурного фактора на флюидодинамику верхней части земной коры. Характерные значения проницаемости для разломных зон составляют от 10^{-11} до 10^{-15} м², средние значения проницаемости для зоны влияния и зоны дробления – 10^{-13} и 10^{-15} м² соответственно. Подчеркнута тенденция снижения проницаемости с глубиной и локализации в породах, подвергшихся метаморфизму, выделены наиболее и наименее проницаемые породы по генезису для различных разломных зон в приповерхностной части земной коры, рассмотрена взаимосвязь проницаемости разлома с его типом.

Ключевые слова: разломные зоны, проницаемость, флюидодинамика верхней части земной коры, точечные и объемные методы исследования гидравлических свойств, ядро разлома, зона дробления разлома.

Для цитирования: Шатунов И.В. Гидравлические свойства разломных зон приповерхностной части земной коры – методы и результаты исследований. Состояние вопроса // Динамические процессы в геосферах. 2023. Т. 15. № 4. С. 25–43. http://doi.org/10.26006/29490995_2023_15_4_25

Введение

Флюид, являясь неотъемлемым компонентом подземного пространства, оказывает большое влияние на многие происходящие в земной коре процессы, зачастую являясь триггером их активизации, а иногда и первопричиной возникновения. Перетоки и миграция флюидов играют важнейшую роль при обмене энергией и массой между различными геосферами. В земной коре эти процессы наиболее активно происходят на границах структурных блоков, которые ассоциируются с разломными зонами разных иерархических уровней [Кочарян, 2016].

Разлом – довольно неустойчивый в гидрогеологическом отношении объект сильно подверженный влиянию подземных вод. Под воздействием флюида и гидравлические, и механические свойства разломных зон могут сильно изменяться, что в свою очередь может отразиться на динамике деформирования разлома, как структурной составляющей массива горных пород.

Разломная зона – динамически меняющаяся неоднородная и анизотропная гидрогеологическая структура, для полного описания свойств которой требуется довольно большое число параметров и зависимостей. Вследствие этого возникают трудности с предсказанием проницаемости отдельных участков в случае отсутствия прямых измерений [Lunn et al., 2008]. Отдельно следует подчеркнуть возможность чрезвычайно быстрого (в геологическом смысле) изменения гидравлических свойств

разлома, что может быть обусловлено различными причинами – от дилатансии/компрессии геоматериала в процессе деформирования, до процессов геотермального залечивания [Yang et al., 2021].

Исследования разломных зон с точки зрения их влияния на гидрогеологию конкретных участков земной коры давно показали свою необходимость при проектировании и эксплуатации различных предприятий горнодобывающей промышленности [Янникова и др., 2021]. В последнее время все более значимыми оказываются исследования, направленные на изучение роли флюида в сложном процессе динамического деформирования разломных зон. Активно развивается как численное моделирование гидрогеологических процессов, в частности, фильтрации и распределения токовых линий в разломной зоне [Bense et al., 2006], так и лабораторных исследований [Барышников и др., 2022; Зенченко и др., 2023; Al-Hinai et al., 2008] и др. Наиболее достоверную информацию о строении и гидравлических свойствах разломных зон получают при проведении разнообразных исследований «*in situ*» как на обнажениях, так и при бурении скважин, пересекающих зоны разломов. Однако подобные исследования также имеют ряд ограничений таких, как ограниченность сведений об истинной морфологии исследуемого участка, как следствие – сложность выбора оптимальной расчетной схемы при обработке данных. Также большую роль играет возможность изменения напряженно-деформированного состояния разлома вследствие создания градиентов давления флюида, а также сложность оборудования, подходящего для проведения работ и возможность появления различных неисправностей при его эксплуатации, в результате чего полученные значения исследуемых параметров могут быть сильно искажены [Doan et al., 2006]. В настоящей статье рассмотрены некоторые сведения, касающиеся основных гидравлических свойств пород в разломных зонах, характера их изменения в результате эволюции разлома, а также влияние вариаций гидравлических характеристик на динамику деформирования разлома.

Параметры количественного описания гидравлических свойств разломных зон

Поведение флюида в разломе во многом определяется гидравлическими свойствами вмещающих пород. Одним из главных параметров, влияющих на роль разлома в структуре потока подземных вод, является проницаемость k (*permeability*) – параметр, определяющий способность породы к фильтрации сквозь нее жидкости или газа при наличии градиента напора (или перепада давления). Как известно, проницаемость зависит от пористости среды, которая представлена совокупностью открытых и закрытых пор и трещин в единице объема.

В зоне влияния разлома в скальных породах массоперенос происходит преимущественно по трещинам, тогда как в ядре разлома, сложенном преимущественно дисперсными породами, может наблюдаться довольно сложная картина, в связи с наличием крупных включений отторженных и сильнодеформированных пород протолита в общем матриксе ядра. Заполнитель (глинка трения, *fault gouge*), которым выполнена основная зона скольжения (*Principal Slip Zone, PSZ*), может быть представлен как супесчаным, так и суглинистым материалом с различной проницаемостью в зависимости от исходного субстрата. В целом наблюдается тенденция к повышению проницаемости в зоне влияния разлома по сравнению с протолитом и резкое ее снижение в ядре разлома, сложенном сильнодеформированными уплотненными породами. Закономерность распределения характерных значений проницаемости в зоне разлома представлена на рис. 1. Стоит отметить, что даже на глубине всего лишь 500 м проницаемость резко падает по мере удаления от ядра разлома [Brixel et al., 2020].

Большой вклад в проницаемость разломной зоны вносит, в частности, характер сети пор/трещин и их размер [Tondi et al., 2016], масштаб и тип разлома, характер и эволюция деформаций, гидрогеохимия, эволюция Р-Т условий и величина отношения (k_{\max}/k_{\min}) и направление k_{\max} и k_{\min} [Caine et al., 1996]. При этом результаты исследования керн, выполненные в петрофизических лабораториях, показывают, что в среднем проницаемость по горизонтали для пород, не подвергшихся деформации, преобладает над таковой по вертикали в среднем в 2 раза [Ерменков и др., 2020]. Направление распространения основных сетей трещин зависит от соотношения главных сжимающих напряжений [Тагильцев, 2003]. Также наблюдается устойчивая связь между значениями проницаемости и величиной порового

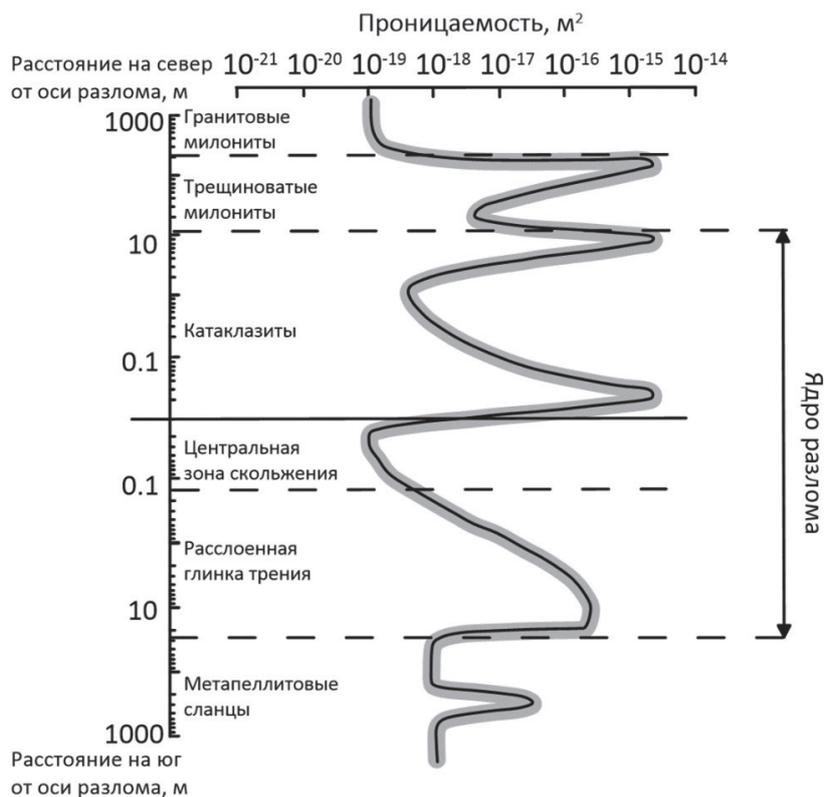


Рис. 1. Распределение проницаемости на примере разлома *Medium Tectonic Line* по данным [Wibberley, Shimamoto, 2003]

давления: при высоком поровом давлении, близко по своим значениям к литостатическому давлению, поры будут оставаться открытыми, в противном случае пустоты закроются из-за эффекта ползучести [Renard et al., 2000].

Проницаемость может быть оценена по измерению геометрических параметров пустотного пространства:

$$k'_{Tp} = \frac{b^2}{12} \cos^2 \alpha, \quad (1)$$

где b – раскрытость трещины, м; α – угол между направлением трещины и направлением течения флюида, град [Голф-Рахт, 1986]. На практике трещиноватость подобным способом рассчитывается при изучении керна или шлифов, что детально с описанием необходимых замеров и поправочных коэффициентов описано в работах Е. С. Ромма [Ромм, 1966; Белоновская, 2006]. Здесь следует иметь в виду сложную зависимость гидравлической апертуры трещины от давления [Cook, 1992].

Также проницаемость может быть определена путем создания градиента давления:

$$k = q\mu \frac{dx}{dp}, \quad (2)$$

где q – расход на единицу площади, м/с; μ – динамическая вязкость флюида, Па·с; p – давление, Па.

Проницаемость напрямую связана с рядом других численных характеристик гидравлических свойств пород, использование которых удобно в тех или иных ситуациях.

В практических гидрогеологических задачах чаще всего используется коэффициент фильтрации, м/с (*hydraulic conductivity*) – параметр, учитывающий также и свойства флюида:

$$K = k \frac{\rho g}{\mu}, \quad (3)$$

где g – ускорение силы тяжести, м/с²; ρ – плотность, кг/м³.

Также, для описания свойств водоносного пласта в целом целесообразно использование параметра водопроницаемости, м²/с (*transmissivity*):

$$T = Kh, \quad (4)$$

где h – мощность пласта или обводненной части водоносного горизонта, м.

Коэффициент пьезопроводности k^* (*hydraulic diffusivity*) описывает скорость изменения напора (гидростатического давления) в пласте [Мироненко, 1996] и зависит от упругих свойств скелета горной породы и насыщающего ее флюида.

В практике расчета распространения флюидного потока используется уравнение:

$$\frac{\partial p_f}{\partial t} = k_{ij}^* \frac{\partial^2 p_f}{\partial x_i \partial x_j}, \quad (5)$$

где p_f – поровое давление флюида, Па; k_{ij}^* – ij -компонент тензора пьезопроводности, м²/с; t – время, с; x_i – пространственная координата.

Тензор пьезопроводности пропорционален тензору проницаемости k_{ij} :

$$k_{ij}^* = \frac{M k_{ij}}{\eta}, \quad (6)$$

где M – параметр, пропорциональный модулю Био, η – кинематическая вязкость флюида, м²/с.

На практике обычно используются соотношения:

$$k^* = \frac{k}{\mu(\phi\beta_{ж} + \beta_c)}. \quad (7)$$

Здесь ϕ – пористость, $\beta_{ж}$ – сжимаемость флюида, Па⁻¹, β_c – сжимаемость скелета, Па⁻¹; β^* – упругость породы, Па⁻¹. Поскольку сжимаемостью скелета чаще всего можно пренебречь, то выражение (7) упрощается:

$$k^* = \frac{k}{\mu\phi\beta}. \quad (7a)$$

Считается, что значение коэффициента пьезопроводности является наибольшим в плоскости простирания главного разлома (при наличии ряда опережающих вторичных разломов), следовательно, здесь следует ожидать наиболее быстрое распространение возмущения по сравнению с остальными зонами [Yamashita, Tsutsumi, 2018]. Значения коэффициента пьезопроводности пород протолита могут быть ниже на порядки [Guo et al., 2021]. Значение пьезопроводности может увеличиваться при повышении давления в разломе, например, за счет инъекции флюида, что также может отразиться на скорости распространения возмущения [Guglielmi et al., 2015].

Также установлено, что пьезопроводность снижается с уменьшением размеров зерен глины трения, однако увеличивается с повышением температуры и снижением вязкости поровой воды [Wibberley, 2002]. В разломах, которым свойственна геотермальная активность, оцененное значение

пьезопроводности обычно выше, чем у разломов, не обладающих подобными свойствами, однако ниже оценок, позволяющих говорить об индуцированной миграции сейсмичности [Guo et al., 2021].

Прямые и косвенные методы оценки гидравлических свойств

Для определения проницаемости пород используется множество методов, многие из которых успешно опробованы в нефтегазовой геологии и гидрогеологии. Выделяют методы определения объемной (*bulk*) проницаемости, использующие в качестве объекта исследования толщи водонасыщенных пород или их участки, и точечной (*matrix*) проницаемости, при которой исследуются отдельные образцы породы.

Особенностью изучения гидрогеологических свойств разломных зон является необходимость применения разных методов для исследования различных участков разлома из-за значительной изменчивости вещественного состава заполнителя в общем матриксе ядра разлома. Кроме того, не всегда есть возможность проведения полноценных исследований «*in situ*» вследствие сложных геологических условий или большой глубины залегания исследуемого участка разломной зоны.

На рис. 2 приведена схема опробования разломной зоны (пример кустовой откачки с регистрацией изменения уровня воды как в возмущающей, так и наблюдательных скважинах). В соответствии с заданными режимами водоотбора из эксплуатационной скважины могут быть определены фильтрационные параметры в зоне влияния разлома на разном расстоянии от ядра. При бурении наблюдательных скважин может быть произведен поинтервальный отбор образцов керна для определения изменения проницаемости пород в зоне влияния разлома по глубине. Параметры, рассчитанные по данным откачки графиков прослеживания снижения и восстановления уровня, учитывают обводненность различных типов трещин, включая магистральные: экзогенного, тектонического и петрогенетического типов. По результатам лабораторных исследований проницаемость определяется только в пределах локальной трещиноватости образцов керна.

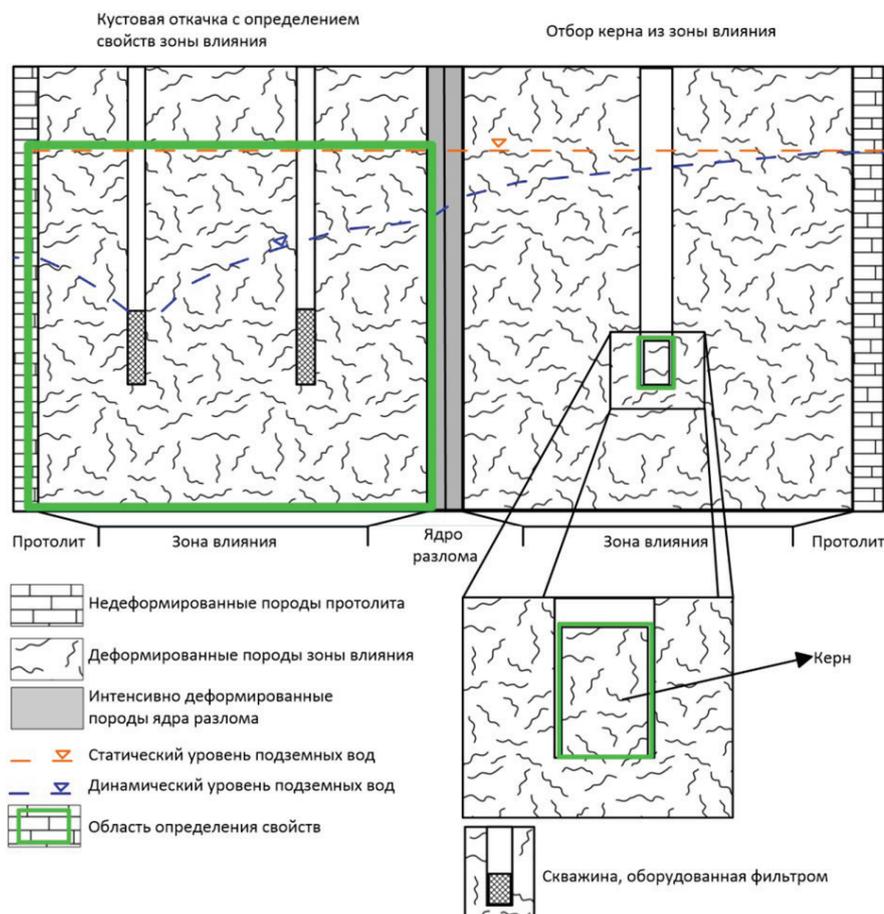


Рис. 2. Схема опробования зоны влияния разлома: водопроводимость и объемная проницаемость зоны влияния «*in situ*» рассчитывается по данным откачки, по результатам лабораторных определений образцов керна, отобранных при бурении скважин, – точечные (матричные) фильтрационные свойства водовмещающих пород. Зелеными прямоугольниками выделена область определения основных параметров

Многие «классические» гидрогеологические полевые методы относятся к методам определения объемной проницаемости и основаны на определении проницаемости на основе уравнения Дарси путем создания возмущения в водоносном горизонте, вызывающем изменение градиента давления и влекущее изменение характера движения флюида в водоносной толще [Scibek, 2020]. Однако их использование для исследования проницаемости разломных зон накладывает ряд ограничений.

В первую очередь, это довольно сильная неоднородность разломной зоны как по нормали к плоскости разлома, так и по простиранию. Ширина некоторых зон может изменяться на порядки, в результате чего сильно ограничивается применение обычных гидрогеологических методов, позволяющих получать наиболее достоверные значения фильтрационных параметров в условиях однородности, изотропности и достаточного представленного масштаба испытываемых водоносных толщ.

Во-вторых, возможность изменения напряженно-деформированного состояния массива в результате изменения уровня вод в горизонтах. При откачках и последующем снижении уровня в скважинах происходит закономерный рост эффективных напряжений. При проведении наливов и нагнетаний эффективные напряжения, наоборот, снижаются. Данные работы целесообразно проводить для оценки комплексной реакции разлома на изменение режима фильтрации флюида.

В некоторых, наиболее благоприятных для исследований случаях, скважина пересекает как зону влияния, так и ядро разлома. Ограничивая пакерами довольно короткие участки, удастся с помощью импульсных испытаний (быстрого подъема давления и измерения времени его снижения до начальных значений) оценить гидравлические характеристики испытываемого участка, например, [Brixel et al., 2020 a,b].

Методы точечного изучения проницаемости используются при исследовании проницаемости кернов пород в лаборатории. Следует иметь в виду, что проницаемость матрицы породы может быть на несколько порядков меньше, чем объемная проницаемость той же самой породы, которая включает в себя сеть трещин в низкопористых хрупких породах [Scibek, 2020].

Пример измерения относительной проницаемости, проводимого с использованием метода затухания газового импульса на образцах, водонасыщенность которых варьировалась с помощью паровых камер, приведен в [Al-Hinai et al., 2008]. Лабораторные испытания образцов на проницаемость могут носить комплексный характер. Помимо исследования зависимости проницаемости от давления и пористости под воздействием стационарного или импульсного потока, испытания могут производиться в сухих и влажных условиях на установках трехосного сжатия, допускающих одновременное приложение разнонаправленных сил к образцу для изучения фильтрации флюида под действием моделируемых тектонических напряжений [Chen et al., 2009].

Уникальные исследования проведены при изучении пород Кольской сверхглубокой скважины. Было проведено лабораторное определение проницаемости образцов керна, отобранных до глубины 8–11 км, при которых образец породы помещался в P-T условия, соответствующие глубине его залегания. Были выявлены эффекты инверсии проницаемости и температуры, вызванные особенностью микротрещин, в частности, соотношением их сторон. Большая часть образцов амфиболитов и гнейсов имела проницаемость ниже, чем 10^{-17} м². Также характерной чертой является анизотропия проницаемости, которая увеличивалась с повышением температуры до достижения максимума в 200° С, а затем уменьшалась [Zharikov et al., 2003]. Стоит отметить, что при бурении скважины был выявлен ряд аномальных механически нарушенных и высокопроницаемых слоев, отличавшихся повышенной флюидонасыщенностью. При этом отмечались интенсивные перетоки флюида вплоть до самых больших глубин [Родкин, Рундквист, 2018].

Более полную информацию о характере происходящих процессов дает комплексирование геологических и геофизических методов исследования. Совместно с проведением откачек проводилась электротомография, с помощью которой было оценено распределение проводимости в зоне разлома, расположенного в районе Синьчан, провинции Бэйшань, Китай [Lu et al., 2021].

Совместное применение полевых наблюдений, исследование структуры отобранных образцов, георадарное профилирование при проведении откачек позволяет уточнить расположение и

протяженность низкопроницаемых структур, приуроченных к деформационным поясам, проницаемость которых на четыре порядка меньше проницаемости вмещающих пород [Medeiros et al., 2010].

Определенное число исследований посвящено изучению значений пьезопроводности глинки трения как объемным методом «*in situ*», например, при проведении кустовых откачек в зоне магистрального сместителя разлома *Chelungpu* [Doan et al., 2006], так и при проведении лабораторных определений образцов, отобранных из керна скважин и обнажений [Ружич и др., 2023].

Получили развитие методы исследований разлома путем инъекции флюида в плоскость разлома с регистрацией изменения порового давления в отдельной наблюдательной скважине, определением значения давления повторного открытия разлома [Huang et al., 2014; 2019].

Широкое распространение получили методы косвенного изучения проницаемости, основанные на изучении геометрических закономерностей порового пространства и измерения их по результатам исследования шлифов и полевого описания [Ustinov et al., 2022; Bense et al., 2003]. Геохимические и минералогические оценки палеопроницаемости пород разлома позволяют реконструировать процесс эволюции разлома по наличию отдельных минералов и компонентов в пустотном пространстве. Например, высокое содержание глины в сочетании с жилами и открытыми трещинами может служить индикатором того, что в син- и постдеформационный этап эволюции разлом выступал в роли проводяще-непроводящей структуры – глинка трения в ядре действует как барьер, открытые трещины зоны дробления действуют как каналы, зачастую преимущественно параллельно простиранию разлома [Caine et al., 1996].

Также в последнее время используются методы, основанные на регистрации и интерпретации отклика флюдонасыщенного коллектора на различные естественные возмущения. В частности, данные прецизионного гидрогеологического мониторинга используются для оценки водопроводимости и проницаемости коллектора на основе приливного анализа вариаций порового давления в скважинах под влиянием земных приливов [Горбунова и др., 2021] или же изучение барометрических колебаний в ненасыщенной толще для оценки расхода воздуха по зонам разлома [Ishii et al., 2021]. Причем значения гидравлической проводимости, рассчитанные по приливному анализу и барометрическому давлению, близки к результатам обычного испытания нагнетанием, однако для их применения при исследовании других объектов требуются уточнения геолого-гидрогеологических свойств и проверка применяемой модели [He et al., 2023]. Данные методы целесообразно применять для мониторинга гидродинамического состояния водонасыщенных толщ, входящих в структуру разлома, в виду их низкого влияния на механические свойства разлома.

С помощью косвенных методов исследования, например, испытаний миграционного характера, можно провести уточнение выбранной расчетной схемы или получить информацию о естественном гидрогеологическом режиме разлома. Испытания проводятся путем запуска различных индикаторов, появление или изменение концентрации которых можно регистрировать в различных пунктах наблюдения. Подобным образом было проведено исследование *Fractured Rock Research Site (FRRS)* в штате Вирджиния, США. С поверхности и через скважины были запущены индикаторы KCl и KBr, появление регистрировалось в скважинах и естественных водопоявлениях ниже по потоку, мониторинг осуществлялся с помощью метода дифференциального электрического сопротивления и отбора проб [Rugh, Burbey, 2007].

Как отмечалось выше, для оценки проницаемости могут быть использованы данные о миграции очагов землетрясений и распространении облака афтершоков. Средняя величина проницаемости может быть оценена для случая систематического перемещения с определенной скоростью V очагов роя землетрясений:

$$V = \frac{k\Delta\rho}{\eta} \phi, \quad (8)$$

где k – проницаемость, $\Delta\rho$ – разница в плотностях вмещающих пород и флюида, η – вязкость, ϕ – пористость [Родкин, Рудквист, 2018].

При исследовании разломной зоны *Matsushiro* после сейсмической активности, вызванной закачкой флюида под высоким давлением, проницаемость определена в диапазоне от 10^{-14} до 10^{-13} м² [Ohtake, 1974]. Проницаемость разлома *Nojima* в аналогичных условиях после инъекции составила 10^{-14} до 10^{-13} м² [Tadokoro et al., 2000]. При исследовании последовательности афтершоков, произошедших на севере Италии в 1997 г., проницаемость разломной зоны составила $4 \cdot 10^{-11}$ м² [Miller et al., 2004]. По результатам изучения последовательности афтершоков, произошедших в Антофагасте, Северное Чили, в 1995 г. с магнитудой 8.0, значение проницаемости пород составило 10^{-14} до 10^{-15} м². Оцененное значение проницаемости по результатам анализа отклика водонасыщенного коллектора на естественное возмущение (приливный анализ) составило $4 \cdot 10^{-13}$ м² [He et al., 2023].

Установлено, что проницаемость имеет наибольшее значение в направлении простирания крупных разломов (по сравнению с вмещающими породами), что соответствует тенденции миграции жидкости высокого давления по ранее существовавшим разломам, которые согласуются с сейсмологическими наблюдениями [Yukutake et al., 2011; Shelly et al., 2013].

Подобным образом могут быть определены и коэффициенты пьезопроводности, оцениваемые на основе скорости распространения фронта индуцированной сейсмичности (облака афтершоков) в предположении выполнения модели диффузии порового давления (пьезопроводности), которая соответствует корреляции продолжительности предвестников землетрясений и масштаба зоны афтершоков [Николаевский, 1982; Scholz, 2019]. Значения пьезопроводности, определенные сейсмологическими методами по результатам исследования различных объектов и событий, представлены в табл. 1.

Таблица 1.

Результаты сейсмологического определения коэффициента пьезопроводности сейсмологическими методами [Yamashita, Tsutsumi, 2018]

Событие	Значение пьезопроводности, м ² /с
1983 г., инъекция флюида <i>Fenton Hill</i> , штат Нью-Мексико	0.17
1989 г., рой землетрясений <i>Mammoth Mountain</i> , штат Калифорния	0.2–0.8
1994 г., инъекция флюида в скважине <i>KTB</i> , Германия	~ 0.1
2000 и 2008 гг., рой землетрясений в западной Богемии, центральная Европа	~ 0.3
2001 г., рой землетрясений <i>Agios Ioanis</i> , Греция	~ 0.1
2002 г., рой землетрясений <i>Mt. Hochstaufen</i> , Германия	~ 0.75
2009 г., рой землетрясений, <i>Hakone</i> , Япония	0.5–1.0
2009 г., рой землетрясений, <i>Mount Rainier</i> , штат Вашингтон	~ 1
2010 г., рой землетрясений <i>Madison Plateau</i> , Йеллоустоун	~ 1.5

Проницаемость разломных зон

Проницаемость трещиноватых пород может быть рассмотрена как на макро-, так и на микроуровнях. Запроницаемость на макроуровне отвечают крупные межблоковые трещины, раскрытие которых вблизи свободной поверхности может превышать десятки сантиметров, в особенности для сильновыветрелых

карбонатных пород [Горбунова, 1985]. Более мелкие трещины, насыщающие собой разделенные блоки, также участвуют в транспортировке и накоплении флюида [Мироненко, 2001], однако учет емкости и диффузионной способности отдельных блоков используется только при расчетах миграции определенных компонентов флюида.

Проницаемость пород разлома во многом зависит от проницаемости «материнских пород», на которую влияют их петрографический состав, ранее воздействовавшие тектонические напряжения, степень изменения в результате воздействия метаморфических процессов (температурных, контактовых и др.).

На рис. 3 приведены значения проницаемости, полученные объемным способом целиком для различных разломных зон (без выделения отдельных элементов), построенные по [Scibek, 2020], – базы данных, собранные по результатам исследования разломных зон по всему миру.

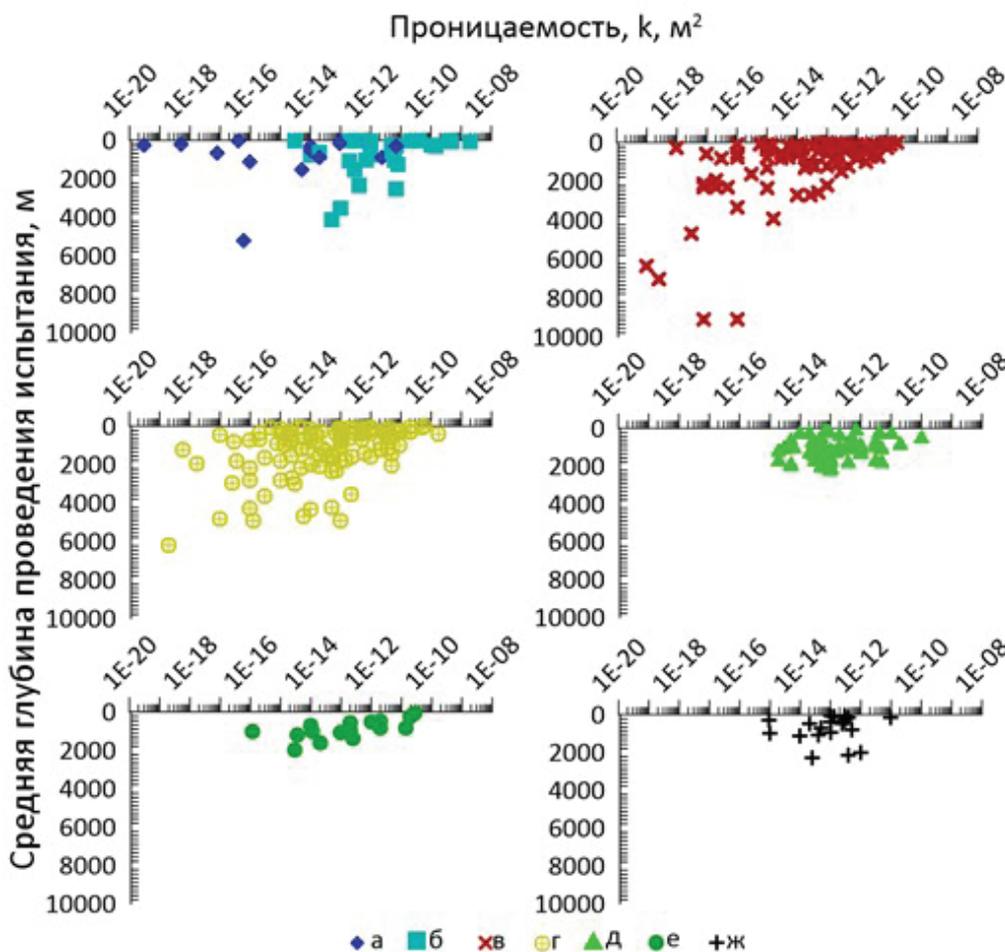


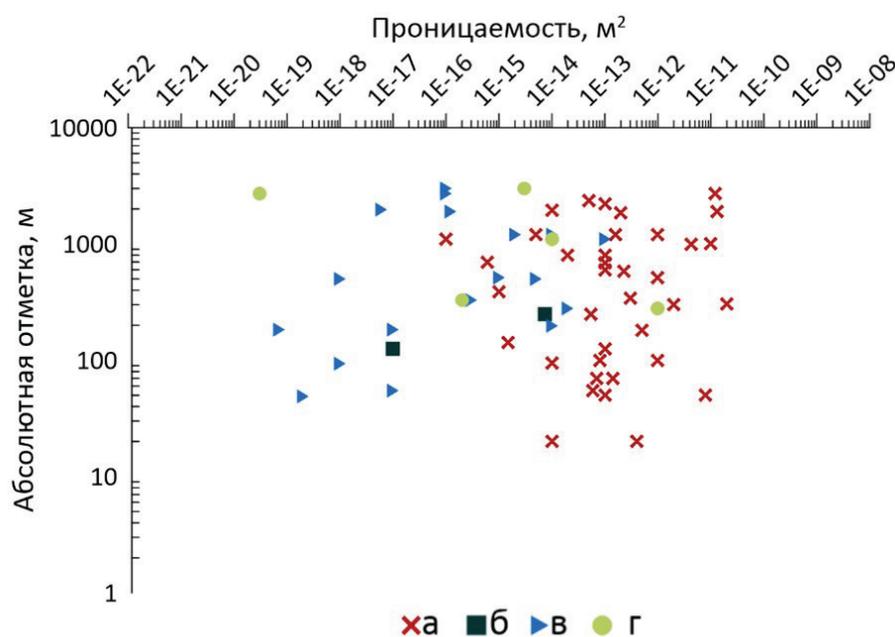
Рис. 3. Распределение проницаемости, полученное объемным методом для разломных зон целиком (*fault zone bulk permeability*), в зависимости от их глубины залегания с классификацией по петрографическому составу (по данным [Scibek, 2020]): а – глинистые породы, б – карбонатные и эвапоритовые, в – метаморфические, г – магматические интрузивные, д – магматические эффузивные, е – вулканокластические, ж – осадочные крупнообломочные

При проведении сравнения проницаемости пород, залегающих в приповерхностных условиях, выделяются два полярных облака точек, характерных для глинистых и для карбонатных пород. Значения проницаемости глинистых пород группируются в интервале от 10^{-20} до 10^{-12} м², тогда как характерные значения для проницаемости карбонатных пород колеблются в интервале от 10^{-14} до 10^{-8} м². Самый широкий разброс в значениях проницаемости, в особенности по глубине (в том числе за счет большого числа проведенных исследований для этих типов пород), имеют метаморфические породы, наиболее глубоко определенные точки соответствуют исследованиям *KTB Drillhole*.

Значения, характерные для магматических интрузивных пород, также имеют довольно большой разброс от 10^{-18} до 10^{-8} м² в приповерхностных условиях и довольно большой разброс по глубине в среднем до 6000 м, максимум – до 8000 м. Значения, полученные при исследовании эффузивных пород, исследованных в некоторых разломных зонах, сгруппированы несколько по иному, в частности, минимальные значения проницаемости достигают 10^{-15} м².

На конечный характер значения проницаемости в первую очередь оказывает влияние вещественный состав, следствием которого является характер как структуры пород в массиве, так и деформирования и разрушения при протекании процессов деформирования разломных зон. Например, в приповерхностных условиях карбонатные породы (известняки, мергели) будут демонстрировать хрупкий характер разрушения, тогда как глинистые породы – пластичный, что отражается на формировании новых пустот, в первом случае – трещин. Помимо этого стоит учитывать наложение разломных деформаций на уже сформированную трещиноватость карбонатных пород.

Например, на рис. 4 видна преимущественная группировка значений проницаемости метаморфических пород, определенной объемным методом, в массиве в пределах 10^{-18} – 10^{-14} м² (4 порядка), в зоне трещиноватости (дробления) – 10^{-14} – 10^{-11} м² (3 порядка).



При рассмотрении характера распределения проницаемости по глубине в зависимости от типа разлома (рис. 5) можно отметить, что породы разломов взбросов могут обладать несколько большей проницаемостью по сравнению со сбросами со значительным перемещением одного блока относительно другого по латерали. Скорее всего, данная взаимосвязь типа разлома и проницаемости связана с типом деформированных в результате образования разлома пород. Наиболее глубоко залегающими являются низкопроницаемые породы, связанные со сдвиго-сбросами в сильно метаморфизованных породах. Также с типом разлома в большей степени будет коррелировать анизотропия проницаемости пород разлома, вызванная различием в направлении главных напряжений [Тагильцев, 2003]

На рис. 6 приведены гистограммы распределения объемной проницаемости разломных зон для нескольких интервалов глубин, построенные по данным [Scibek, 2020]. Если для глубин менее 2500 м наиболее вероятное значение проницаемости лежит в диапазоне 0.01–1 Д, то на более глубоких горизонтах равновероятны значения от 10^{-6} до 1 Д. При этом исчезают области высокой проницаемости с $k > 1$ Д, которые довольно часто встречаются на малых глубинах.

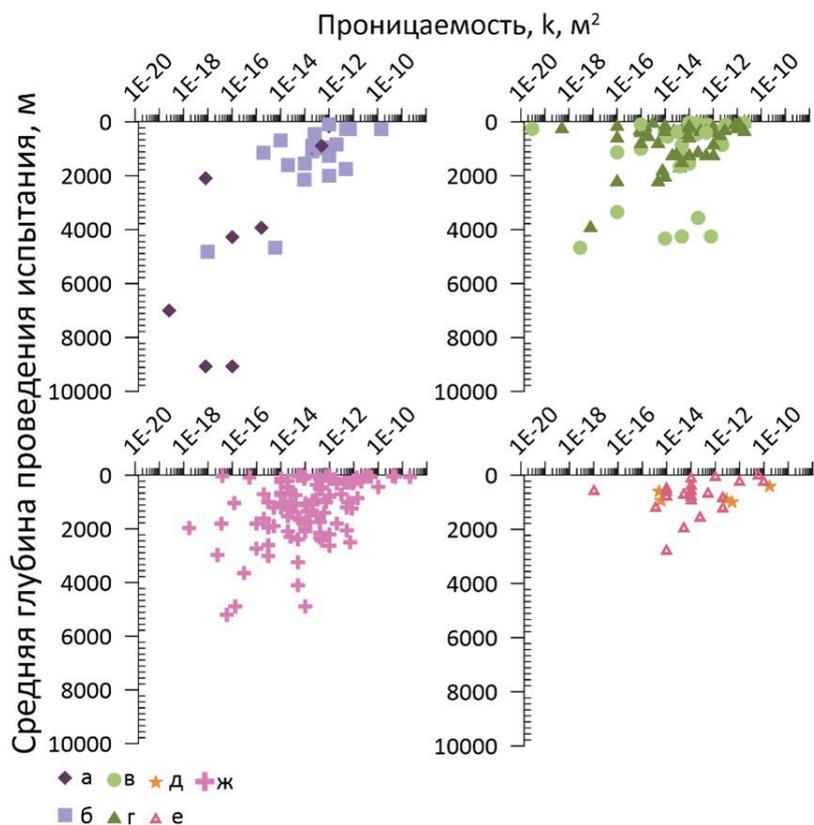


Рис.5. Распределение проницаемости, полученное в результате исследования разломных зон от их глубины залегания с классификацией по типу разлома (по данным [Scibek, 2020]): а – взброс, б – сдвигоброс, в – сброс с пологим углом падения, г – сдвиг, д – разлом вдоль дайки или широкой жилы, е – смешанного типа, ж – сброс

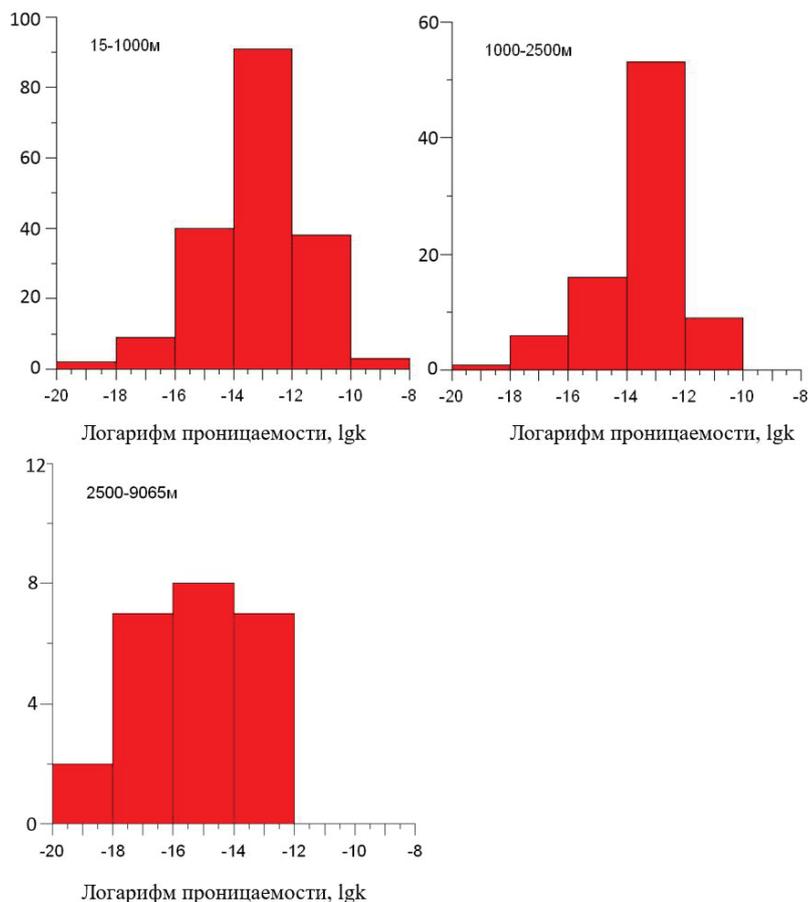


Рис. 6. Гистограммы распределения логарифма объемной проницаемости разломных зон для нескольких интервалов глубин (по данным [Scibek, 2020])

Традиционно в строении разломной зоны выделяют протолит или ненарушенную материнскую породу, зону дробления и ядро разлома. Структура разломной зоны является одним из определяющих факторов гидрогеологической роли разлома [Caine et al., 1996]. По нормали к плоскости разлома проницаемость обычно увеличивается по направлению к ядру, сложенному низкопроницаемыми породами. Активизация разлома может сопровождаться процессами динамометаморфизма, которые приводят к изменению проницаемости пород в ядре и зоне дробления по сравнению с породами протолита. Зона дробления сложена деформированными и разрушенными породами, имеет большую проницаемость, чем породы протолита, в среднем на два порядка [Scibek, 2020].

В приповерхностной части в интервале глубин 500–1000 м (рис. 7) наблюдается большой разброс значений проницаемости ядра разлома как по результатам измерений, полученных на образцах, так и с использованием объемных методов – от 10^{-8} до 10^{-20} м². С ростом глубины разброс становится несколько меньше, что может быть объяснено снижением количества проводимых исследований. Отметим, что данные по объемным измерениям ядра разлома ограничены глубинами 700–1000 м.

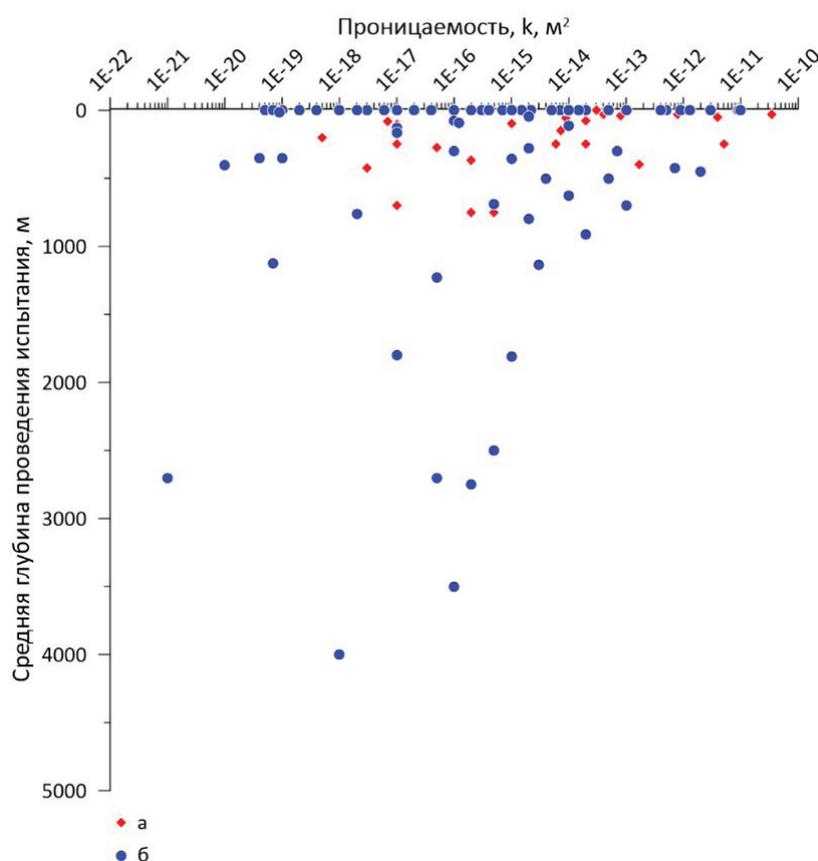


Рис. 7. Распределение проницаемости с глубиной для пород ядра разлома полученной по результатам лабораторных определений и объемных измерений (по данным [Scibek, 2020]): а – проницаемость, определенная объемным методом, б – проницаемость, определенная точечным методом

Величина проницаемости зоны влияния быстро снижается по мере удаления от ядра разлома. Так, по данным [Brixel et al., 2020a], на удалении 5–6 м от ядра разлома (глубина измерений около 500 м) объемная проницаемость снижается на 7 порядков. Аналогичные результаты приводятся и в других исследованиях [Wibberley, Shimamoto, 2003] и др. Это, очевидно, связано с экспоненциальным снижением степени трещиноватости по мере удаления от зоны скольжения [Кочарян, 2016].

Структурная неоднородность разломной зоны может проявляться и на более высоком уровне, что также непосредственно отражается на проницаемости. В зоне влияния активного разлома *Arima*–

Takatsuki Tectonic Line наблюдается коллаж трещиноватых пород протолита, нерастворенных и слоистых катаклазитов; в ядре разлома – многообразие катакластических пород от глинки трения до брекчий. Кроме того, развиты асимметричные вспомогательные разломы по обе стороны от главной плоскости. Ширина зоны влияния также претерпевает изменение по простиранию и может различаться на порядки в зависимости от того, какие породы пересекают разлом. Области, расположенные в вершинах распространяющихся разломов, по мере его развития могут становиться подобными зоне влияния по своим гидравлическим свойствам [Evans et al., 1997]. В итоге данный разлом может рассматриваться как довольно сложная многоуровневая гидрогеологическая структура, свойства которой могут меняться во времени [Lin, Yamashita, 2013].

Проницаемость под воздействием множества факторов может изменяться во времени, что отражается на различных аспектах существования разломной зоны. Например, при достаточном уровне цементации, возникающей в результате осаждения минералов на стенки трещин, породы зоны влияния разлома по своим фильтрационным свойствам становятся малоотличимы от пород протолита. По завершении цементации из-за повышения механической жесткости и прочности пород возможно смещение границы этой зоны. Поток жидкости становится ограниченным в зоне, близкой к ядру разлома [Williams et al., 2016].

Гидравлические структуры разломных зон в зависимости от морфологии и проницаемости

Изменение проницаемости и пространственный характер ее распределения по элементам разломной зоны определяет гидрогеологическую роль разломной зоны.

Разломная зона с учетом проницаемости и морфологии может выступать как следующая гидрогеологическая структура:

– *локализованные (сосредоточенные) проводящие структуры* – присутствует локализованная плоскость скольжения вдоль одной криволинейной поверхности или дискретно сегментированных плоскостей, ядро разлома отсутствует или слабо развито;

– *рассредоточенные проводящие структуры* – рассредоточенные плоскости скольжения по поверхностям и трещинам, ядро разлома отсутствует или слабо развито в виде дискретных или прерывистых полос;

– *локализованные барьеры* – сосредоточенная плоскость скольжения в пределах зоны катаклаза, хорошо развитые катаклазиты в ядре разлома. В качестве барьера разломная зона может выступать в случае, если породы зоны разлома, в частности, ядро разлома имеют проницаемость на несколько порядков ниже, чем проницаемость деформированной зоны и протолита, анизотропия проницаемости отсутствует. С вещественной точки зрения такая ситуация может наблюдаться в разломах с ядром, сложенным сильнодеформированными и интенсивно перетертыми породами. Появление барьера на пути подземных вод в виде ядра разлома может послужить причиной распространения вод вдоль разлома [Bense et al., 2013];

– *комбинированные проводяще-непроводящие структуры* – деформации в пределах сосредоточенной зоны катаклаза и распределенной зоны вспомогательных (вторичных) структур, хорошо распределенные катаклазиты ядра разлома [Caine et al., 1996].

По данным исследования множество разломных зон (30% всех разломов) представлены непроводящими структурами, фильтрация отсутствует во всех элементах разлома на уровне существенном для рассмотрения, 50% – проводящие структуры; фильтрация происходит как в зоне влияния, так и в ядре разлома и 20% представляют собой структуру комбинированного типа с проводящей зоной влияния и непроводящим ядром [Scibek et al., 2018].

Как проводящая структура разлом чаще всего рассматривается в контексте проводимости по вертикали, причем как для нисходящих, так и для восходящих потоков. На территории Восточно-Европейской платформы существует ряд источников углекислых, азотных термальных и радоновых

вод, характерных для глубоко залегающих водоносных горизонтов, приуроченных к зонам разломов. В долинах рек Сибирской платформы, заложенных по разломам неоген-четвертичного возраста, часто можно встретить выходы рассолов или соленых вод, также характерных для глубоко залегающих водоносных горизонтов. Наиболее обводненными разломами считаются молодые разломы, к которым приурочены месторождения пресных термальных и минеральных вод. Благодаря поднимающемуся по разлому углекислому газу и азоту, могут формироваться гидротермы, также они могут обогащаться из вмещающих пород кремнеземом, фтором, водородом и другими компонентами. Причем дебиты источников и скважин в зонах тектонических нарушений превышают в 5–10 раз водообильность подземных вод, приуроченных к зонам экзогенного выветривания.

Воды, фильтрующиеся через разлом, обычно имеют инфильтрационный генезис, глубина проникновения данных вод может составлять до нескольких километров, где они уже сменяются седиментогенными, метаморфогенными и магматогенными водами [Кирюхин и др., 1988; 2005].

Отдельно стоит упомянуть связь между вещественным составом пород и их фильтрационными параметрами. При рассмотрении ядра разлома, в частности, глинки трения отдельно выделяют глинки, сложенные гранулированными материалами, состоящими из неокатанных обломков, и глинки трения, содержащие филлосиликатные минералы. Зоны разломов, выполненные глинистыми минералами (монтмориллонитом, вермикулитом), представленными слоистыми/листовыми силикатами (биотитом, мусковитом, флогопитом), обладают более низкой проницаемостью, чем таковые, сложенные глиной трения, богатой кварцем и/или каркасными силикатами [Caine et al., 1996]. Гидрогеологические особенности глинистых пород, в составе которых преобладают глинистые минералы, могут проявляться в виде фильтрационной консолидации.

Изменчивость литолого-фациального состава разломных зон определяет анизотропию гидравлических свойств, разлом может выступать в роли проводящей структуры в одном направлении и непроводящей в другом. Зачастую субгоризонтальная проводимость зоны влияния разлома сменяется на субвертикальную проводимость ядра. По результатам моделирования распределения токовых линий в песчано-глинистой толще [Bense et al., 2006], разделенной нормальным сбросом, видно, что зона разлома, сложенная относительно низкопроницаемыми породами, выступает в роли проводящей зоны в субвертикальном отношении, позволяя перетекать водам из различных горизонтов, и в то же время, препятствуя их субгоризонтальной фильтрации.

С учетом анизотропии проницаемости и снижения значения проницаемости в субгоризонтальном отношении на порядок по сравнению с субвертикальным, данная закономерность становится более выраженной.

Важным следствием неоднородности по проницаемости может стать неоднородность порового давления в массиве, обусловленная неоднородностью вещественного состава, пористостью, и наложением на них диффузионных процессов, связанных с миграцией флюида. Было высказано предположение, что в разломе Сан-Андреас флюид находится в герметичных отсеках под различным поровым давлением [Lockner, Byerlee, 1995]. В отсеках с низким поровым давлением глина трения уплотняется и литифицируется. При нарушении ее целостности и снятии давления вся система блоков, имеющих различное поровое давление, может стать нестабильной. Значительное падение порового давления усиливает разлом и приводит к внезапному увеличению времени повторения землетрясений [Yang et al., 2021].

При исследовании ряда сейсмических событий, приуроченных к разлому Гай-Гринбриер с октября 2010 по июль 2011 гг., выявлено, что наличие высокопроницаемых зон способствует рассеиванию давления по глубине, что вызывает резкое увеличение порового давления на глубинах в несколько раз больших, чем глубина нагнетательных скважин, через которые осуществлялась инъекция вод нефтяной добычи, при том, что существующая анизотропия проницаемости могла ограничивать миграцию вод через разлом и способствовала их перемещению на глубину. Рассчитанные значения кулоновского напряжения возрастали, начиная с вершины разлома, распространяясь на большую глубину и в юго-западном направлении, что согласуется с миграцией сейсмичности в данном разломе [Yehya et al., 2018].

Заключение

В гидрогеологическом отношении разломы представляют собой довольно сложную неоднородную систему, фильтрационные свойства которой могут значительно изменяться как вдоль простирания, так и по нормали к осевой зоне. Роль разломов в структуре потока подземных вод и в транспортировке флюида зависит от литолого-фациального состава заполнителя и проницаемости пород, слагающих зону трещиноватости и ядро. Среднее значение объемной проницаемости разломных зон колеблется от 10^{-11} до 10^{-15} м², средние значения проницаемости для зоны влияния и ядра разлома составляют 10^{-13} и 10^{-15} м² соответственно.

Проницаемость имеет закономерную тенденцию к уменьшению значений с глубиной. В приповерхностной части наличие глинистого заполнителя в составе разломной зоны определяет наименьшие значения проницаемости. Закономерность в повышении проницаемости в зоне влияния разлома по сравнению с породами протолита, в результате происходящих деформаций, может послужить причиной для появления флюидопроводящей структуры, способствуя распространению флюида как вдоль него, так и в субвертикальном направлении. Ядро разлома, сложенное сильно деформированными, перетертыми породами, имеет значения проницаемости на порядки меньшие, чем у пород зоны влияния и даже протолита и зачастую выступает в качестве барьера для мигрирующих флюидов.

Отмеченная двойственность разломных зон, которая может проявляться в виде гидрогеологически активных и непроницаемых структур, обуславливает актуальность и необходимость продолжения изучения фильтрационных свойств разломов с привлечением и комплексированием современных методов измерений.

К нерешенным задачам исследований фильтрационных свойств разломных зон можно отнести:

- разработку численных оценок массопереноса дисперсного материала, отлагаемого в разломных зонах;
- комплексную оценку влияния гидрогеологических процессов на различные аспекты эволюции разломных зон.

Многокомпонентность подземного пространства, сложность строения разломов, множество приуроченных к ним процессов различного характера и генезиса, которые накладываются друг на друга, затрудняют определение гидравлических свойств, однако в виду развития и внедрения новых технологий и методов проведения подобных работ данная задача не кажется трудновыполнимой.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-17-00204).

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность анонимному рецензенту за ценные советы, замечания и исправления.

Список литературы

Барышников Н.А., Зенченко Е.В., Турунтаев С.Б. Применение метода регуляризации квадратичного отклонения для анализа результатов лабораторных исследований нелинейных фильтрационных потоков // *Динамические процессы в геосферах.* 2022. Т. 14. № 1. С. 85–92. https://doi.org/10.26006/22228535_2022_14_1_85

Белоновская Л.Г. Трещиноватость горных пород и разработанные во ВНИИГРИ основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа // *Нефтегазовая геология: Теория и практика.* 2006. № 1.

Голф-Рахт Т.Д. Основы нефтепромышленной геологии и разработки трещиноватых коллекторов. М. : Недра, 1986. – 608 с.

Горбунова К.А. Карстоведение. Вопросы типологии и морфологии карста: Учебное пособие по спецкурсу / Перм. ун-т. Пермь. 1985. – 88 с.

- Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Батухтин И.В., Петухова С.М. Реакция водонасыщенных коллекторов на динамическое воздействие (по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод) *Физика Земли*. 2021. № 5. С. 74–90. <https://doi.org/10.31857/S0002333721050070>
- Зенченко Е. В., Зенченко П. Е., Начев В. А. Совместный акустический и деформационный мониторинг трещины гидроразрыва в лабораторном эксперименте // *Физика Земли*. 2023. № 3. С. 148–157. <https://doi.org/10.31857/s0002333723030134>.
- Кирюхин В.А. Общая гидрогеология: Учебник / В.А. Кирюхин, А.И. Коротков, А.Н. Павлов. Л. : Недра, 1988. – 359 с.
- Кирюхин В.А. Региональная гидрогеология: Учебник. СПб. : СПГИ(ТУ). 2005. – 344 с.
- Коровин М.О. Методика количественной оценки латеральной анизотропии фильтрационно-ёмкостных свойств терригенных коллекторов на базе комплексного анализа геолого-геофизических данных : автореф. дисс.... канд. геолого-минералогических наук / М. О. Коровин. Томск. 2017.
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М. : ГЕОС. 2016. – 424 с.
- Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения / Райс Дж. Механика очага землетрясения. М. : Мир, 1982. С. 133–215.
- Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный : Интеллект. 2018.– 288 с.
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Шилько Е.А. Разномасштабные неоднородности в сегментах сейсмоактивных разломов и их влияние на режимы скольжения // *Физическая мезомеханика*. 2024 (в печати).
- Тагильцев С.Н. Основы гидрогеомеханики скальных массивов: Учебное пособие. Екатеринбург : Изд. УГГГА. 2003. – 88 с.
- Янникова С.А., Янников А.М., Стручкова А.С. Моделирование гидродинамического режима метегероичерского водоносного комплекса после возобновления добычных работ на месторождении «Мир» // *Вестник ВГУ: Серия Геология*. 2022. № 1. С. 90–99. <https://doi.org/10.17308/geology.2022.1/9103>
- Al-Hinai S., Fisher Q.J., Al-Busafi B., Guise P., Grattoni C.A. Laboratory measurements of the relative permeability of cataclastic fault rocks: An important consideration for production simulation modelling // *Marine and Petroleum Geology*. 2008. Vol. 25 (6). P. 473–485. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.07.0>
- Balsamo F., Storti F. Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Croton basin, southern Apennines. Italy. *Mar. Pet. Geol* 2010. 27, 822837. <http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016>
- Bense V.F., Person M.A. Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers // *Water Resources Research*. 2006. Vol. 42 (5). <http://doi.org/10.1029/2005wr004480>
- Bense V.F., Gleeson T., Loveless S.E., Bour O., Scibek J. Fault zone hydrogeology // *Earth-Science Reviews*. 2013. Vol. 127. P. 171–192. <http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.0>
- Bense V.F., Van den Berg E.H., Van Balen R.T. Deformation mechanisms and hydraulic properties of fault zones in unconsolidated sediments; the Roer Valley Rift System, The Netherlands // *Hydrogeology Journal*. 2003. Vol. 11 (3). P. 319–332. <http://doi.org/10.1007/s10040-003-0262-8>
- Brixel B., Klepikova M., Jalali M.R., Lei Q., Roques C., Krietsch H., Loew S. Tracking fluid flow in shallow crustal fault zones: 1. Insights from single-hole permeability estimates // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. P. e2019JB018200. <http://doi.org/10.1029/2019jb018200>
- Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B. Fault zone architecture and permeability structure // *Geology*. 1996. Vol. 24 (11). P. 1025. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:fzaaps>2.3.co](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:fzaaps>2.3.co)
- Chen T.-M.N., Zhu W., Wong T., & Song S.-R. Laboratory Characterization of Permeability and Its Anisotropy of Chelungpu Fault Rocks // *Pure and Applied Geophysics*. 2009. Vol. 166 (5–7). P. 1011–1036. <http://doi.org/10.1007/s00024-009-0497-y>
- Del Sole L., Antonellini M., Soliva R., Ballas G., Balsamo F., Viola G. Structural control on fluid flow and shallow diagenesis: Insights from calcite cementation along deformation bands in porous sandstones. EGU. 2020. <http://doi.org/10.5194/se-2020-81>
- Dimmen V., Rotevatn A., Peacock D.C.P., Nixon C.W., Nærland K. Quantifying structural controls on fluid flow: Insights from carbonate-hosted fault damage zones on the Maltese Islands // *Journal of Structural Geology*. 2017. Vol. 101. P. 43–57. <http://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.05.012>
- Doan M., Brodsky E., Kano Y., Ma K. In situ measurement of the hydraulic diffusivity of the active Chelungpu Fault, Taiwan // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33 (16). <http://doi.org/10.1029/2006gl026889>

- Evans J., Forster C., Goddard J. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones // *Journal of Structural Geology*. 1997. Vol. 19 (11). P. 1393–1404. [http://doi.org/10.1016/s0191-8141\(97\)00057-6](http://doi.org/10.1016/s0191-8141(97)00057-6)
- Guglielmi Y., Elsworth D., Cappa F., Henry P., Gout C., Dick P., Durand J. In situ observations on the coupling between hydraulic diffusivity and displacements during fault reactivation in shales // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. Vol. 120 (11). P. 7729–7748. <http://doi.org/10.1002/2015jb012158>
- Guo H., Brodsky E., Goebel T., Cladouhos T. Measuring Fault Zone and Host Rock Hydraulic Properties Using Tidal Responses // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48 (13). P. e2021GL093986. <https://doi.org/10.1029/2021GL093986>
- He G., Shi Z., Rasmussen T., Qi Z. Fault Zone Hydraulic Parameter Estimation by Passive Methods Using Natural Forces // *Water Resources Research*. 2023. Vol. 59. <http://doi.org/10.1029/2022WR033377>.
- Huang Z., Zeng W., Zhao K. Experimental investigation of the variations in hydraulic properties of a fault zone in Western Shandong, China // *Journal of Hydrology*. 2019. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.063>
- Huang Z., Jiang Z-Q., Qian Z-W., Cao D-T. Analytical and experimental study of water seepage propagation behavior in the fault // *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. 2014. Vol. 11 (4). P. 361–370. <https://doi.org/10.13168/AGG.2014.0017>
- Ishii E. The highest potential transmissivities of fractures in fault zones: Reference values based on laboratory and in situ hydro-mechanical experimental data // *Engineering Geology*. 2021. Vol. 294. P. 106369. <http://doi.org/10.1016/j.enggeo.2021.106369>
- Lin A., Yamashita K. Spatial variations in damage zone width along strike-slip faults: An example from active faults in southwest Japan // *Journal of Structural Geology*. 2013. Vol. 57. P. 1–15. <http://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.10.006>
- Lockner D.A., Byerlee J.D. An Earthquake Instability Model Based on Faults Containing High Fluid-pressure Compartments. In: Wang, R., Aki, K. (eds) // *Mechanics Problems in Geodynamics Part I. Pageoph Topical Volumes*. 1995. P. 717–745. Birkhäuser Basel. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-9065-6_18
- Lu D., Huang D., Xu C. Estimation of hydraulic conductivity by using pumping test data and electrical resistivity data in faults zone // *Ecological Indicators*. 2021. Vol. 129. P. 107861. <http://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107861>
- Lunn R.J., Shipton Z.K., Bright A.M. How can we improve estimates of bulk fault zone hydraulic properties? // *Geological Society, London, Special Publications*. 2008. Vol. 299 (1). P. 231–237. <http://doi.org/10.1144/sp299.14>
- Medeiros W.E., do Nascimento A.F., Alves da Silva F.C., Destro N., Demétrio J.G. A. Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: Two examples from Tucano Basin, NE Brazil // *Journal of Structural Geology*. 2010. Vol. 32 (11). P. 1783–1791. <http://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.019>
- Rugh D.F., Burbey T.J. Using saline tracers to evaluate preferential recharge in fractured rocks, Floyd County, Virginia, USA // *Hydrogeology Journal*. 2007. Vol. 16 (2). P. 251–262. <http://doi.org/10.1007/s10040-007-0236-3>
- Scholz C.H. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge. UK : Cambridge University Press. 2019. – 517 p. <https://doi.org/10.1017/9781316681473>
- Scibek J. Multidisciplinary database of permeability of fault zones and surrounding protolith rocks at world-wide sites // *Scientific Data*. 2020. Vol. 7 (1). <http://doi.org/10.1038/s41597-020-0435-5>
- Scibek J., Gleeson T., McKenzie J.M. The biases and trends in fault zone hydrogeology conceptual models: global compilation and categorical data analysis // *Geofluids*. 2016. Vol. 16 (4). P. 782–798. <http://doi.org/10.1111/gfl.12188>
- Tondi E., Rustichelli A., Cilona A., Balsamo F., Storti F., Napoli G., Giorgioni M. Hydraulic properties of fault zones in porous carbonates, examples from central and southern Italy // *Italian Journal of Geosciences*. 2016. Vol. 135 (1). P. 68–79. <http://doi.org/10.3301/ijg.2015.08>
- Ustinov S., Ostapchuk A., Svecherevskiy A., Usachev A., Gridin G., Grigor'eva A., Nafigin I. Prospects of Geoinformatics in Analyzing Spatial Heterogeneities of Microstructural Properties of a Tectonic Fault // *Appl. Sci*. 2022. Vol. 12. P. 2864. <https://doi.org/10.3390/app12062864>
- Wibberley C.A.J. Hydraulic diffusivity of fault gouge zones and implications for thermal pressurization during seismic slip // *Earth, Planets and Space*. 2002. Vol. 54 (11). P. 1153–1171. <http://doi.org/10.1186/bf03353317>
- Wibberley C.A.J., Yielding G., Di Toro G. Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review // *Geological Society, London, Special Publications*. 2008. Vol. 299 (1). P. 5–33. <http://doi.org/10.1144/sp299.2>
- Williams R.T., Goodwin L.B., Mozley P.S. Diagenetic controls on the evolution of fault-zone architecture and permeability structure: Implications for episodicity of fault-zone fluid transport in extensional basins // *Geological Society of America Bulletin*. 2016. Vol. 129 (3–4). P. 464–478. <http://doi.org/10.1130/b31443.1>
- Yamashita T., Tsutsumi A. Involvement of Fluids in Earthquake Ruptures. 2018. <http://doi.org/10.1007/978-4-431-56562-8>

Yang Z., Yehya A., Iwalewa T.M., Rice J.R. Effect of permeability evolution in fault damage zones on earthquake recurrence // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. Vol. 126. P. e2021JB021787. <https://doi.org/10.1029/2021JB021787>

Yehya A., Yang Z., Rice J.R. Effect of fault architecture and permeability evolution on response to fluid injection // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. Vol. 123. P. 9982–9997. <https://doi.org/10.1029/2018JB016550>

Zharikov A.V., Vitovtova V.M., Shmonov V.M., Grafchikov A.A. Permeability of the rocks from the Kola superdeep borehole at high temperature and pressure: implication to fluid dynamics in the continental crust // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 370 (1–4). P. 177–191. [http://doi.org/10.1016/s0040-1951\(03\)00185-9](http://doi.org/10.1016/s0040-1951(03)00185-9)

HYDRAULIC PROPERTIES OF FAULT ZONES OF THE NEAR-SURFACE PART OF THE EARTH'S CRUST – METHODS AND RESEARCH RESULTS. A REVIEW

© 2023 I. V. Shatunov^{1, 2, *}

¹*Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Moscow, Russia*

**E-mail: shatunov.iv@phystech.edu*

The article provides an overview of current information on the hydrogeological characteristics of fault zones. Various aspects of this problem are considered, from numerical methods for evaluating hydraulic properties and determining them by various methods to the evolution of these properties as a result of various processes. The characteristic permeability values for sections of fault zones located at different depths are given. The complexity of the structure of fault zones and the influence of the structural factor on the fluid dynamics of the upper part of the Earth's crust are emphasized. The characteristic permeability values for fault zones range from 10^{-11} to 10^{-15} m², the average permeability values for the zone of influence and the crushing zone are 10^{-13} and 10^{-15} m², respectively. The tendency of decreasing permeability with depth and localization in rocks subjected to metamorphism is emphasized, the most and least permeable rocks by genesis are identified for various fault zones in the near-surface part of the Earth's crust, the relationship between the permeability of the fault and its type is considered.

Keywords: fault zones, permeability, fluid dynamics of the upper part of the Earth's crust, matrix and bulk methods for exploration hydraulic properties, fault core, fracture zone.