

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК РАЗЛОМА НА ОСНОВЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В.И. Куликов, Д.В. Павлов

Представлены результаты натурных сейсмических и деформографических измерений на разломе в подземной выработке шахты КМАруда (г. Губкин, Белгородская обл.). По результатам измерений оценены деформационные характеристики разлома. Полученные данные сопоставлены с результатами измерений на разломах в различных регионах России.

Введение

Решение проблемы влияния сейсмических колебаний от взрывов и землетрясений на механические свойства нарушений сплошности массива горных пород и сейсмичность является одной из важнейших. Хотя факты инициирования динамических событий сейсмическими колебаниями можно считать надежно установленными, механизм влияния слабых динамических импульсов на деформационные процессы пока не ясен.

Судя по выполненным оценкам [Адушкин и др., 2013] сейсмические колебания от техногенных источников могут играть заметную роль в эволюции деформационных процессов на Восточно-Европейской платформе. Еще более значимым, чем для тектонических землетрясений, этот эффект может оказаться для тех участков массивов горных пород, где вероятно возникновение гравитационной неустойчивости, например, на бортах карьеров, склонах, в горных выработках, на напряженных участках инженерных сооружений.

В связи с этим особую актуальность приобретают натурные измерения, позволяющие накопить фактический материал, необходимый для построения моделей. Результаты подобных измерений и будут представлены в этой работе.

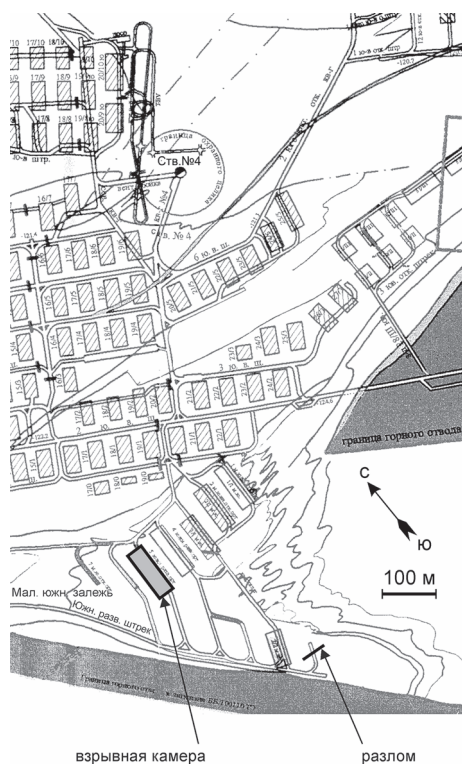


Рис. 1. Схема горизонта – 125 м с обозначением взрывной камеры и разлома, на котором проводились измерения

Результаты измерений

Измерения проводились на разломе в 1-ом Южном разведочном орте, отходящем на север от Южного разведочного штрека шахты КМАруда на горизонте -125 м (глубина 300 м от свободной поверхности). В месте пересечения с ортом разлом представляет собой нарушение сплошности в кварците мощностью 30–50 см, которое отчетливо прослеживается на стенках и кровле выработки и заполнено дробленой породой перемежающейся глинистыми прослоями. Разлом ориентирован с запада на восток по простиранию, угол падения – около 15° на север.

Регистрировалось воздействие сейсмозврывных волн на разлом при проведении массового взрыва на шахте. Расположение разлома и взрывной камеры показано на рис. 1. Общая масса ВВ во взрывной камере составила 5200 кг, эпицентральное расстояние до точки измерений – 340 м. Камера имеет размеры в плане $100 \times 30 \text{ м}^2$, ее высота (как и вообще всех камер шахты КМАруда) составляет 54 м и определяется уровнями бурового и откаточного горизонтов: -71 м (верхняя граница камеры) и -125 м (нижняя граница камеры) соответственно.

Относительное смещение берегов разлома под действием сейсмозврывной волны измерялось лазерным датчиком перемещения ILD2300-100 (Micro-Epsilon,

Германия) в полосе частот 0–5 кГц с точностью 1 мкм. Лазерный датчик устанавливался на вертикальной стенке поперек разлома для измерения его нормальной деформации на дюралевого штанге длиной 70 см. Один конец штанги двумя анкерными болтами крепился к одному берегу разлома, на другом конце штанги закреплялся датчик. На противоположном берегу разлома, также с помощью анкерного болта, крепилась мишень, от которой отражался лазерный луч (рис. 2).

Ускорение грунта измерялось трехкомпонентными акселерометрами А1638 (ЗАО "Геоакустика", Россия) с полосой рабочих частот 0,2–400 Гц. Два акселерометра были установлены на вертикальной стенке выработки на противоположных берегах разлома, примерно в 3 м от его плоскости. Акселерометры были ориентированы так, что ось Z была перпендикулярна стенке выработки, ось X – вертикально вверх, а ось Y – перпендикулярно плоскости разлома, образуя с Z и X правую тройку. Все датчики были установлены примерно на одной высоте от пола выработки – около 1,5 м. Расположение лазерного датчика и акселерометров на стенке выработки показано на рис. 2.

На рис. 3 показаны начальные фрагменты регистрограмм массовой скорости в волне, прошедшей через разлом (интеграл компоненты ускорения, перпендикулярной плоскости разлома, рис. 3, а) и относительного нормального перемещения берегов разлома (запись лазерного датчика, рис. 3, б). Обращает на себя внимание довольно хорошее совпадение основных фаз колебаний (показаны цифрами 1, 2 и 3), записанных двумя совершенно разными каналами.

Скорость распространения продольной волны в кварците, по результатам предыдущих измерений на шахте КМАруда, составляет $C_p \approx 5000$ м/с. Учитывая, что период первой фазы колебаний, соответствующий продольной волне, равен примерно $T_p \approx 5$ мс, длину волны можно оценить в 25 м, что значительно превышает мощность разлома. Следовательно, для дальнейших оценок взаимодействия волны с разломом можно воспользоваться соотношениями, справедливыми для квазистатического приближения [Костюченко и др., 2002].

На рис. 4 показана полная запись перемещения. Хорошо видно зарегистрированное остаточное смещение $W_r \approx 1,2$ мкм, соответствующее уменьшению мощности разлома (хотя эта величина близка к предельному разрешению датчика).

Обсуждение

Как уже отмечалось выше, в данном случае для оценок деформационных характеристик разлома можно использовать квазистатическое приближение, а именно: нормальное напряжение, действующее на разлом, можно оценить по сейсмограмме массовой скорости в волне, прошедшей через него (рис. 3, а). Поскольку расстояние от взрывной камеры до пункта измерений (340 м) значительно больше базы измерений (6 м), можно воспользоваться известным соотношением для плоской волны [Саваренский, 1972]:

$$\sigma = \rho C_p v,$$

где σ – нормальное напряжение, действующее на разлом, ρ – плотность вмещающей породы (кварцита), v – массовая скорость в продольной волне. В данном случае для оценок брались значения $\rho = 2600$ кг/м³, $C_p = 5000$ м/с.

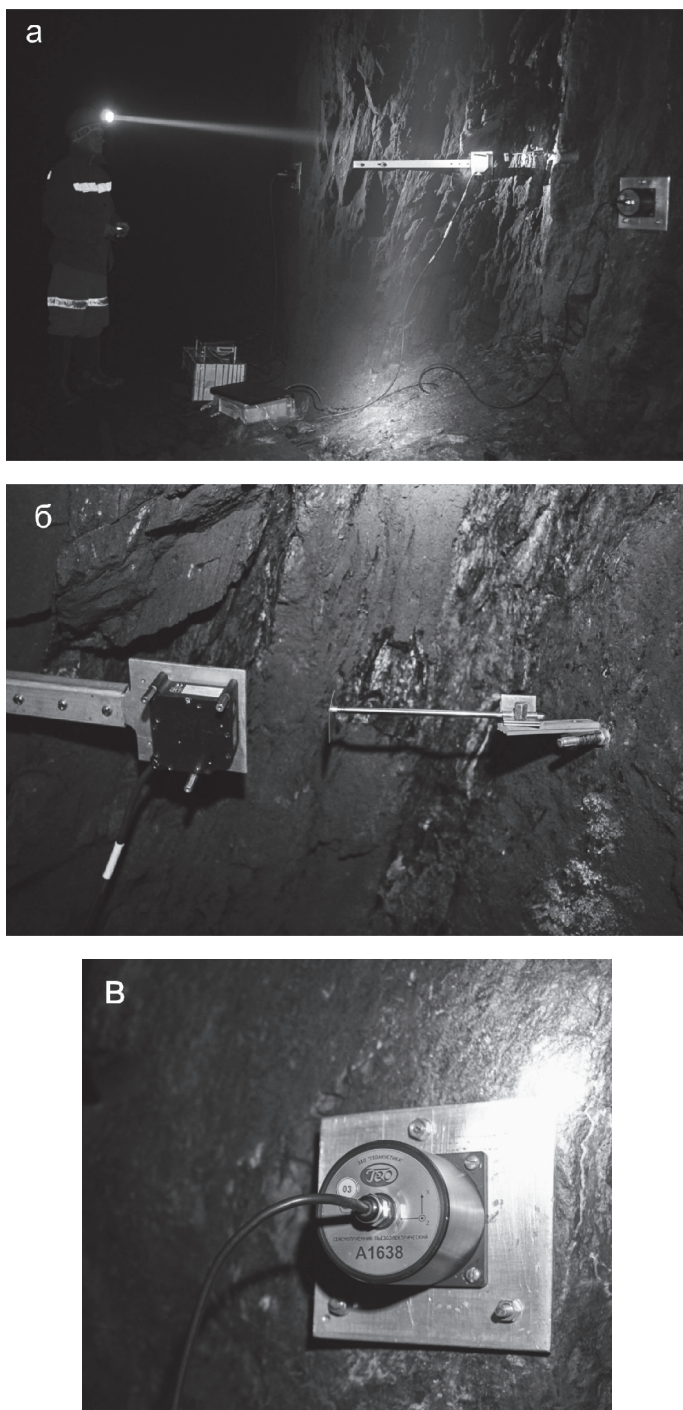


Рис. 2. Расположение датчиков в выработке: а – общий вид измерительной точки; б – лазерный датчик перемещения ILD2300-100; в – акселерометр A1638

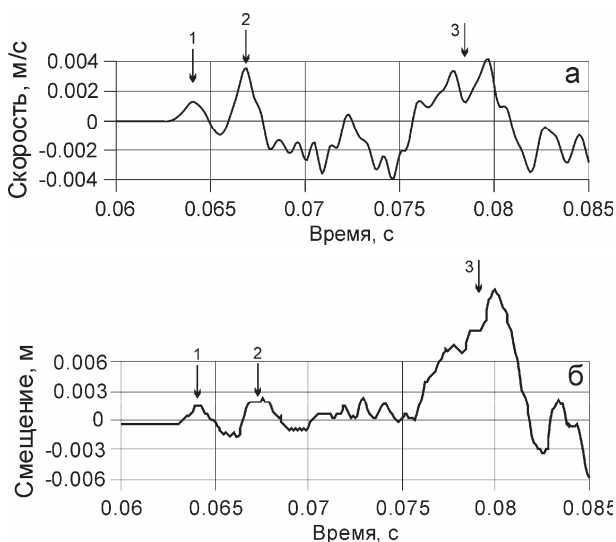


Рис. 3. Начальные фрагменты регистрограмм: а – массовая скорость в волне, прошедшей через разлом (интеграл компоненты ускорения, перпендикулярной плоскости разлома); б – относительное нормальное перемещение берегов разлома (запись лазерного датчика); 1, 2 и 3 – соответствующие фазы колебаний

Таким образом, получены регистрограммы нормального напряжения, действующего на разлом, и его нормальной абсолютной деформации. Исключая из них время, получаем диаграмму динамического нагружения разлома, показанную на рис. 5. Для оценки нормальной жесткости разлома нам нужна ветвь нагружения, соответствующая нарастанию первых фаз напряжения и деформации (рис. 3). По наклону ветви нагружения на рис. 5 определяем нормальную жесткость разлома: $k_n = 7,7$ МПа/мм.

Учитывая, что в данном случае довольно четко определяется мощность зоны сместителя разлома (30–50 см), можно оценить и его модуль сжатия: $E \sim 2,3 \div 3,9$ ГПа. Заметим, что, согласно ранее проведенным исследованиям, если нормальные жесткости нарушений сплошности различного ранга могут различаться на несколько порядков, то модули сжатия большинства из них (по крайней мере тех, для которых проведены экспериментальные оценки) лежат в довольно узких пределах: $1 \div 5$ ГПа [Костюченко и др., 2002]. Полученное нами значение как раз и попадает в этот диапазон.

Поскольку, как было показано выше, в данном случае после прохождения волны с максимальной амплитудой 5 мм/с зарегистрирована остаточная нормальная деформация разлома $W_r \sim 1,2$ мкм, интересно сравнить это значение с ранее полученными результатами. На рис. 6 показана зависимость остаточного смещения на нарушении сплошности от амплитуды, воздействовавшей на нее волны, полученная по результатам многочисленных натурных измерений [Горбунова и др., 2015]. Как видно, значение, зарегистрированное в данной работе, в целом не противоречит ранее полученным результатам, хотя и оказалось самым низким для сравнимых амплитуд скорости в воздействующей волне. Возможно,

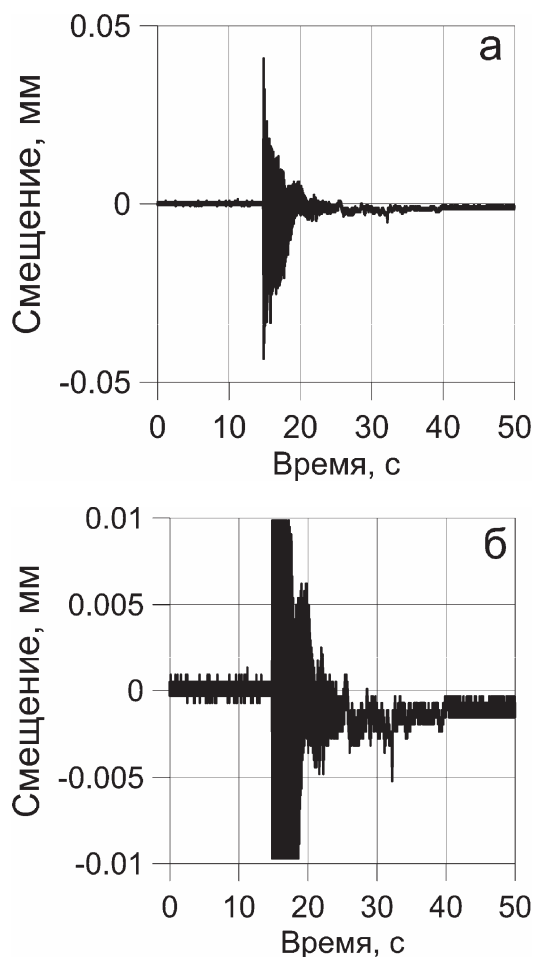


Рис. 4. Полная запись перемещения берегов разлома под действием сейсмозрывной волны: а – общий вид; б – при увеличении масштаба по оси ординат хорошо видна остаточная деформация

это связано с тем, что в данном случае измерения проводились на глубине 300 м от свободной поверхности, в условиях заметных литостатических напряжений (~3 МПа), что могло сказаться на величине остаточных деформаций.

Заключение

Измерения, проведенные в данной работе, дали результаты, в целом, не противоречащие тем, что были получены ранее в различных регионах России. Заметим также, что, в общем-то, небольшое по амплитуде воздействие (5 мм/с) в условиях заметных литостатических напряжений (~3 МПа) привело к образованию, пусть и небольшой, остаточной деформации разлома. Подобные возмущения от массовых взрывов в данном массиве происходят регулярно, по крайней мере, раз

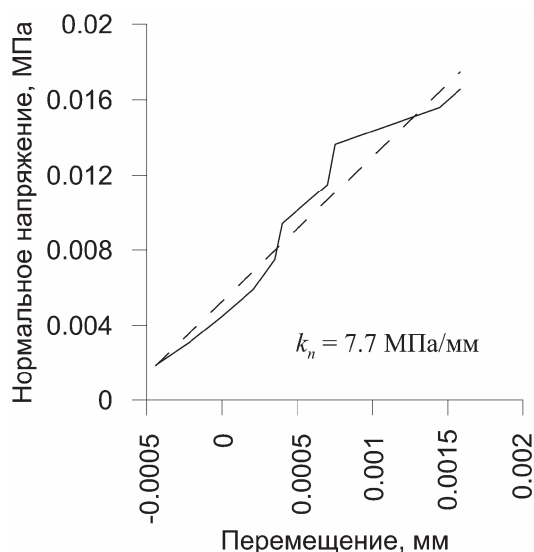


Рис. 5. Ветвь нагрузки динамической диаграммы нормального нагружения разлома

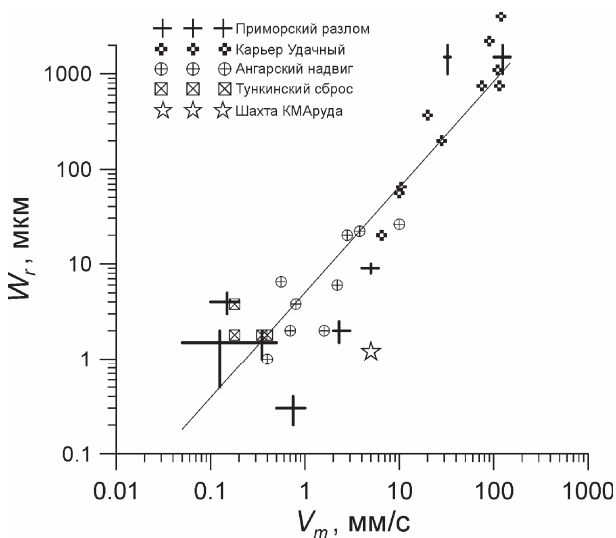


Рис. 6. Остаточная деформация нарушения сплошности W_r от максимальной амплитуды, воздействовавшей на него волны V_m .
Сплошной линией показана зависимость $W_r = 5,02 V_m^{1.11}$

в неделю. А учитывая, что при многократных воздействиях малые деформации могут накапливаться [Кочарян и др., 2005], в результате может наблюдаться, например, существенное увеличение трещинной проницаемости массива с накоплением эффекта при длительном воздействии. Изменение количества открытых трещин и увеличение их эффективной проницаемости может привести к мигра-

ции флюидов, вариациям порового давления, а, следовательно, и всей гаммы механических характеристик локального участка массива. Однако для выявления подобных изменений однократного измерения недостаточно, требуется непрерывный ряд долговременных наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-17-00095).

Литература

Адушкин В.В., Санина И.А., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н. Современные геодинамически активные зоны центральной части Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2013. Т. 452. № 5. С. 558-561.

Костюченко В.Н., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В. Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 23-42.

Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. М.: Недра, 1972. 296 с.

Горбунова Э.М., Павлов Д.В., Ружич В.В. Изменение свойств массива горных пород под действием сейсмических колебаний // Триггерные эффекты в геосистемах: труды III Всероссийской конференции, Москва, 16-19 июня 2015. М.: ГЕОС, 2015. С. 121-128.

Кочарян Г.Г., Кулюкин А.А., Марков В.К., Марков Д.В., Павлов Д.В. Малые возмущения и напряженно-деформированное состояние земной коры // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 23-36.