

УДК 550.34; 622.235.535.2

**ХАРАКТЕРИСТИКИ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ, ИНДУЦИРОВАННОЙ
ГОРНЫМИ РАБОТАМИ НА КОРОБКОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ
КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ**

А. Н. Беседина, С. Б. Кишкина, Г. Г. Кочарян, В. И. Куликов, Д. В. Павлов

*Институт динамики геосфер РАН им. акад. М. А. Садовского,
E-mail: besedina.a@gmail.com, Ленинский проспект, 38, корп. 1, 119334, г. Москва, Россия*

Проанализированы результаты сейсмических наблюдений в горных выработках. Показано, что регистрируемые сейсмические сигналы связаны с динамическим деформированием массива горных пород массовыми взрывами. Источником инициированной сейсмичности являются динамические подвижки амплитудой 3–30 мкм по трещинам протяженностью 1–15 м. Для этих событий характерны низкие значения приведенной сейсмической энергии, что может быть связано с малой глубиной разработки. Проявления индуцированной сейсмичности во времени и пространстве соответствуют закономерностям для более крупных сейсмических событий, инициируемых удаленными землетрясениями, и свидетельствуют о невысокой вероятности серьезных геодинамических проявлений при разработке Коробковского месторождения.

Индукцированная сейсмичность, сейсмический мониторинг, подземная разработка месторождений, геодинамическая активность, очаговые параметры, магнитуда

DOI: 10.15372/FTPRPI20200302

С развитием цифровых технологий чувствительность сейсмологических наблюдений стала позволять регистрировать и анализировать весьма слабые события с малыми магнитудами*. Изучение таких источников позволило выделить два основных типа техногенных землетрясений [1–7]. Первый — микрособытия ($M < 1$), источники которых по пространственным и временным параметрам приурочены к участкам производства горных работ, отмечая либо зоны концентрации напряжений, либо разгруженные области [2]. Источники сигналов второго типа представляют собой подвижки по тектоническим нарушениям, расположенным в окрестности выработок [1].

Источники слабых сейсмических событий плотно сгруппированы в пространстве и во времени и располагаются в окрестности 100–200 м от разрабатываемых камер [1–4]. Если для сильных сейсмических событий, приуроченных к разломным зонам, характерен сдвиговый механизм, то для слабых событий, сопровождающих горные работы, механизмы могут быть различными [1]. Появление слабых событий связывают с динамическим деформированием массива горных пород,

*Регистрация слабой сейсмичности и обработка результатов проведены при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-00095). Измерения и обработка параметров колебаний от массовых взрывов выполнялись в рамках государственного задания (проект № 0146-2019-0006, В. И. Куликов).

вызванным взрывными работами и обусловленным выемкой породы квазистатическим изменением напряжений. Считается, что иерархия внутренней структуры массива горных пород играет важную роль в процессах его деформирования, определяет возможность аккумуляции и высвобождения энергии [5–9]. В связи с этим статистический анализ слабой сейсмичности горного массива и его напряженно-деформированного состояния часто лежит в основе прогнозных методик при планировании горных работ, для предотвращения аварийных ситуаций [10, 11].

Коробковское железорудное месторождение входит в состав железорудных месторождений Курской магнитной аномалии и разрабатывается подземным способом с 1952 г. Общая его площадь составляет около 5 км². На месторождении выделено несколько рудных залежей длиной до 3500 м, горизонтальная мощность которых колеблется от 50 до более чем 1000 м. Мощность наиболее крупной Главной залежи варьирует в пределах 500–1000 м, Стретенской — 120–400 м. Добыча руды ведется с помощью взрывных работ, этажно-камерной системой разработки.

К настоящему времени практически все залежи в значительной степени выработаны на уровне этажа между горизонтами – 71 и – 125 м (глубина 250 – 300 м от свободной поверхности). Обсуждаются вопросы безопасности разработки месторождения на более глубоком этаже между горизонтами – 125 и – 180 м.

Результаты натурных измерений напряженно-деформированного состояния показали, что в массиве пород Главной залежи на горизонтах + 30 ÷ – 200 м горизонтальные напряжения в 1.5 – 2.0 раза превышают вертикальные [11 – 13]. В [14] результаты измерений сопоставлены с данными численных расчетов параметров поля литостатических напряжений. Расчеты проводились с учетом структуры массива и физико-механических характеристик пород. Показано, что вертикальные напряжения закономерно возрастают с глубиной, демонстрируя неплохое соответствие расчета в предположении литостатического распределения напряжений с результатами измерений. Иная ситуация с горизонтальной компонентой поля напряжений. Значения напряжений, полученные при проведении натурных измерений методом разгрузки [11 – 13], существенно превышают рассчитанные в предположении распределения напряжений по Диннику. Такое соотношение может быть связано как с неоднородностями строения массива на участке проведения измерений, так и с активным тектоническим сжатием массива горных пород. Наблюдаемое соотношение между горизонтальными и вертикальными напряжениями довольно редко встречается на столь небольшой глубине.

Поскольку до настоящего времени никаких геодинамических проявлений при разработке Коробковского месторождения не наблюдалось, сейсмические наблюдения в массиве не проводили. Однако вопрос о геодинамической активности массива является актуальным в свете планов разработки более глубоких горизонтов месторождения. В этой связи поставлена задача исследования характеристик сейсмических сигналов, регистрируемых в массиве. В настоящей работе приведены результаты обработки данных наблюдений, выполненных на шахте им. Губкина “Комбинат КМАруда” (далее шахта КМАруда).

ПОСТАНОВКА И ПРОВЕДЕНИЕ ИЗМЕРЕНИЙ

Как отмечалось выше, освоение Коробковского железорудного месторождения ведется с применением этажно-камерной системы разработки. Средние значения физико-механических характеристик разрабатываемых кварцитов (плотность ρ , модуль Юнга E , коэффициент Пуассона ν , модуль сдвига μ и скорость распространения продольных C_α и поперечных волн C_β), отобранных в горных выработках Коробковского месторождения согласно [14, 15], приведены ниже:

ρ , кг/м ³	E , ГПа	ν	μ , ГПа	C_α , м/с	C_β , м/с
3400–3700	65–116	0.13 – 0.33	29–48	4400–6300	2900–3600

При подготовке массовых взрывов участок породы шириной около 10–15 м внутри камеры разбуривается рядами вертикальных скважин длиной 50–55 м и диаметром 105 мм. Суммарная масса ВВ в камере 10–20 т. Применяется короткозамедленное взрывание, так что на одну ступень замедления приходится 0.5–1.5 т ВВ. При каждом массовом взрыве с интервалом 30–50 с взрывается 3–4 камеры, расположенные на расстоянии около 1 км друг от друга.

В [16] детально рассмотрены результаты измерений параметров сейсмозрывных колебаний от короткозамедленных взрывов на различных предприятиях КМА. Для взрывов на шахте КМАруда по результатам измерений на свободной поверхности показано, что зависимость максимальной массовой скорости от расстояния описывается выражением

$$V_m = 4110 \left(\frac{q^{\frac{1}{3}}}{R} \right)^{1.7308}, \quad (1)$$

где R — эпицентрального расстояние, м; q — максимальное количество ВВ в одной ступени, кг.

На малых расстояниях существенную роль играет геометрия заряда, так что измеренные значения оказываются заметно ниже зависимости (1). Результаты измерений в горных выработках приведены на рис. 1.

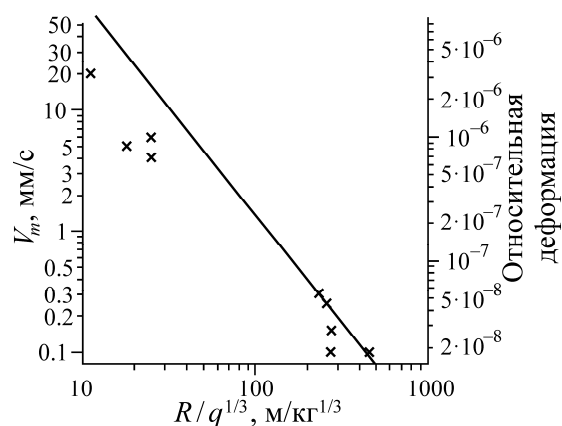


Рис. 1. Зависимость максимальной массовой скорости и максимальной деформации в волне от приведенного расстояния для взрывов на шахте КМАруда. Точки — результаты измерений на горизонте – 125 м (глубина около 300 м от свободной поверхности). Линия — эмпирическая зависимость (1)

Место расположения измерительных точек для проведения сейсмических наблюдений выбрано в окрестности зоны смыкания Главной и Стретенской залежей [13], которая характеризуется как зона тектонических нарушений общей мощностью около 100 м (рис. 2). Измерения проводились акселерометрами Briel&Kjaer 8306 с рабочей полосой частот 0.08–1000 Гц. Датчики устанавливались на вертикальной стенке выработки на глубине около 300 м в пунктах T_1 – T_4 , расположение которых показано на рис. 2. В различных экспериментах участвовало от 1 до 4 измерительных пунктов. Регистрация велась на 14-разрядное АЦП E14-440 L-Card с частотой опроса 10 кГц. Чувствительность измерительного канала составляла 7.8 мкм·с²/отсчет. Дополнительно на отдельный канал велась запись временной метки для контроля частоты опроса АЦП.

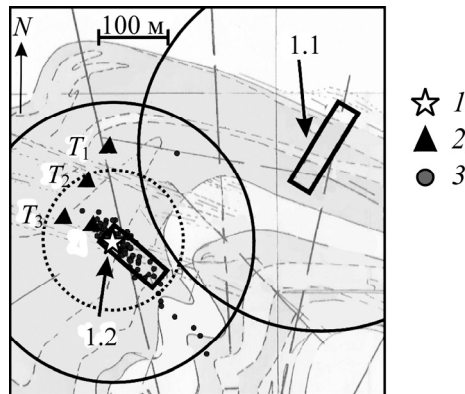


Рис. 2. Геологический план горизонта, совмещенный со схемой участка проведения измерений, и расположение разрабатываемых камер 1.1 и 1.2 (прямоугольники) для взрыва 06.07.2019 г.: 1 — место взрыва в камере 1.2; 2 — расположение измерительных станций $T_1 - T_4$; 3 — зарегистрированные события после проведения взрывов; черные окружности соответствуют уровню динамических деформаций 10^{-6} от соответствующего взрыва, пунктирная окружность — уровню динамических деформаций $3 \cdot 10^{-6}$

Измерения показали, что большинство сигналов, регистрируемых до проведения массовых взрывов, связаны с различными техногенными процессами — подрывом малых технологических зарядов ВВ, работой механизмов и т. д. Измерения осуществлялись в течение 12–16 ч в период прекращения горных работ, которые останавливаются примерно за 2 ч до проведения взрыва и возобновляются через сутки.

Предварительная обработка исходных данных состояла в удалении низкочастотной составляющей и высокочастотных резонансных пиков (в соответствии с АЧХ датчиков) с помощью полосового фильтра Баттерворта 2-го порядка в диапазоне частот 10–1000 Гц. Обнаружение сигналов проводилось по каждому каналу отдельно. Стандартная методика детектирования сигналов STA/LTA [17] показала много ложных срабатываний из-за наличия техногенных помех, поэтому применялась методика выделения, отработанная при выполнении предварительных измерений [18]. Спектр исследуемого интервала записи строился с помощью быстрого преобразования Фурье в скользящем окне длительностью 0.05 с и перекрытием 0.025 с. Обнаружение событий проводилось по превышению порогового значения выбранным параметром. В качестве параметра для детектирования использовалась сумма спектров ускорения в скользящем окне в заданном диапазоне частот $\sum_{f_1}^{f_2} |A(f)|$, где $A(f)$ — ускорение, рассчитанное в скользящем окне 0.05 с, $f_1 = 10$ Гц, $f_2 = 1$ кГц — частоты, определяющие границы частотного диапазона при обнаружении сигнала. Уровень, по которому выделялись события, выбирался индивидуально в каждом случае с учетом уровня сейсмического шума на каждом канале.

Для экспериментов, в которых работали четыре станции, осуществлялась локация источников сейсмических событий. На рис. 3 показаны волновые формы от одного из индуцированных событий, зарегистрированных измерительными станциями $T_1 - T_4$. Пунктирная линия соответствует временам первых вступлений. Для каждого обнаруженного сигнала определялось время прихода волны на станцию. Локация сейсмических событий проводилась с помощью метода засечек. Скорости распространения колебаний, оцененные в предположении однородности среды на участке проведения измерений, составляют для продольных волн $C_\alpha = 5570 \pm 630$ м/с, для поперечных волн — $C_\beta = 3130 \pm 630$ м/с, что находится в хорошем соответствии со значениями, определенными по образцам.

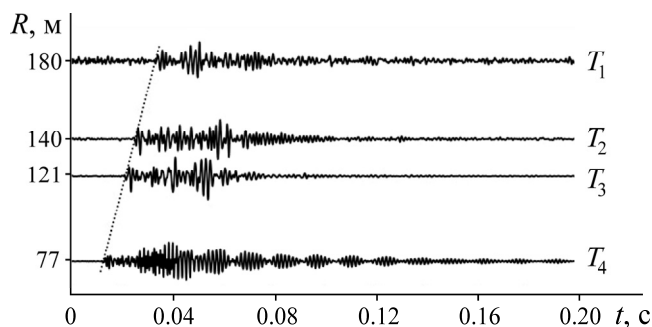


Рис. 3. Примеры волновых форм от одного из событий, индуцированных массовым взрывом 06.07.2019 г., зарегистрированных акселерометрами на станциях $T_1 - T_4$

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ИНДУЦИРОВАННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Связь большинства сейсмических событий с массовыми взрывами демонстрирует зависимость кумулятивного числа зарегистрированных импульсов от времени. Если до взрыва кумулятивное число событий N возрастает медленно (обычно единицы событий в час в период прекращения техногенной деятельности), то после взрыва наблюдается резкий всплеск сейсмической активности, интенсивность которой постепенно спадает со временем. Количество событий, индуцированных за первые десятки секунд после взрыва, неизвестно, поскольку они происходят на фоне сейсмических колебаний.

Зависимость $N(t)$ для одного из взрывов (06.07.2019 г.) представлена на рис. 4. Изменение количества индуцированных событий во времени хорошо описывается логарифмическим законом. Отмечено наилучшее приближение (коэффициент детерминации $\chi = 0.988$) экспериментальных данных функцией

$$N - N_0 = 18.1 \ln(t - t_0) + 65.4, \quad (2)$$

где N_0 — условное количество событий, произошедших в первые 1.0–1.5 мин после взрыва, когда уровень шума слишком высок для регистрации; t — время; t_0 — условное время взрыва.

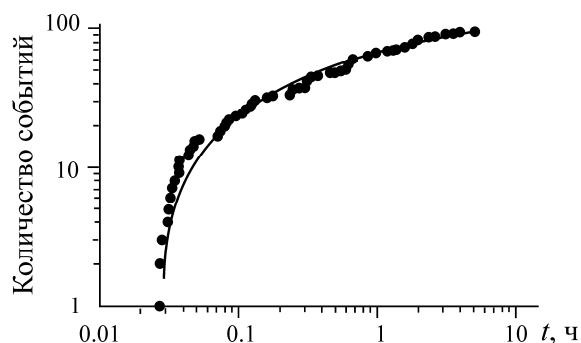


Рис. 4. Изменение кумулятивного количества событий, индуцированных взрывами 06.07.2019 г., во времени. Точки — результаты измерений; линия — зависимость (2)

Зависимость (2) по форме соответствует известному закону изменения количества афтершоков землетрясения со временем — закону Омори [19]. Детальное рассмотрение данных на рис. 4 показывает, что в действительности зависимость $N(t)$ не гладкая, а имеет интервалы затишья и возобновления активности.

Графики повторяемости последовательностей событий имеют типичный вид, соответствующий закону Гутенберга–Рихтера [20]. На рис. 5 показано распределение последовательностей сейсмических событий по амплитуде сигнала до и после взрывов в виде функций распределения (значки) и гистограмм. Графики построены по результатам измерений при нескольких взрывах, проведенных в течение 2017–2019 гг. в шахте КМАруда. Обе зависимости имеют практически одинаковый наклон, при этом в среднем количество событий, зарегистрированное после взрывов, в 6 раз больше, чем количество событий до взрывов. Полученные результаты свидетельствуют о подобию релаксационных процессов в среде при различных видах внешнего воздействия на массив горных пород.

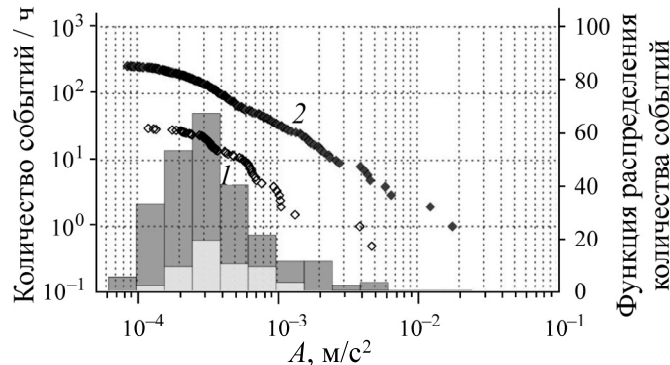


Рис. 5. Распределение зарегистрированных последовательностей сейсмических событий по амплитуде сигнала: 1 — до взрывов; 2 — после взрывов

Наиболее подробно изучена последовательность сейсмических событий, индуцированная массовым взрывом 06.07.2019 г. В этом эксперименте работали четыре сейсмические станции, что дало возможность уверенно выделить большинство событий на фоне помех и лоцировать их источники (расположение камер 1.1 и 1.2 показано на рис. 2).

Ниже приведены параметры взрывов 06.07.2019 г.:

Номер взрыва	1		2	3
Номер камеры	1.1	1.2	2	3
Масса ВВ в камере Q , кг	10353	2081	5222	4838
Масса ВВ в ступени замедления q , кг	1200	552	864	800
Число ступеней	17	5	6	6
Продолжительность детонации, мс	450	100	125	125
Расстояние до станции $T_3(0,0)$, м	310	100	4380	2500
Приведенное расстояние до станции $T_3(0,0)$, м/кг ^{1/3}	30	12	460	270

Моментные магнитуды M_w зарегистрированных событий оценивались по скалярному сейсмическому моменту

$$M_0 = \mu SD, \quad (3)$$

где μ — модуль сдвига; S — площадь разрыва; D — амплитуда подвижки в очаге; M_0 оценивалась по результатам измерений параметров низкочастотной области спектра сейсмических колебаний при помощи соотношения

$$M_0 = \frac{4\pi\rho C^3 R\Omega_0}{F_c},$$

здесь ρ — плотность породы; C — скорость распространения волн; R — расстояние от источника до точки наблюдения; Ω_0 — амплитуда “полки” в низкочастотной части спектра смещения, которая оценивается при помощи аппроксимации зарегистрированного спектра одним из модельных; F_c — коэффициент, учитывающий направленность излучения.

Для большинства событий на малых эпицентральных расстояниях объемные волны не разделяются, поэтому расчет очаговых параметров проводился по всей волновой записи сейсмического события. Как показано в [1], в таких случаях для оценок можно использовать $F_c \sim 0.52 - 0.63$. Для аппроксимации низкочастотной части спектра смещения применялась известная модель Брюна [21], для которой амплитудный спектр смещения описывается функцией

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{1 + f^2 / f_0^2},$$

f_0 — угловая частота излучения источника. Построение аппроксимирующего спектра, согласно модели, проводилось с помощью метода наименьших квадратов по исходным данным амплитудного спектра смещения. Магнитуда рассчитывалась по соотношению из [22]: $M_w = 2 / 3(\lg M_0 - 9.1)$.

Зависимость магнитуд зарегистрированных событий от расстояния до станции T_3 приведена на рис. 6. Сплошная линия определяет приблизительный порог чувствительности системы сейсмических наблюдений. Это означает, что все зарегистрированные события инициированы взрывом, проведенным в камере 1.2. Согласно данным рис. 1, динамические деформации от этого взрыва в области расположения лоцированных гипоцентров составляли $\varepsilon > (1 \div 3) \cdot 10^{-6}$. Динамические деформации от взрыва в камере 1.1 не превышали значения $5 \cdot 10^{-7}$, а от взрывов в камерах № 2 и 3 были на один-два порядка меньше. Значения $\varepsilon \geq 10^{-6}$ типичны для инициирования деформационных событий сейсмическими волнами [23].

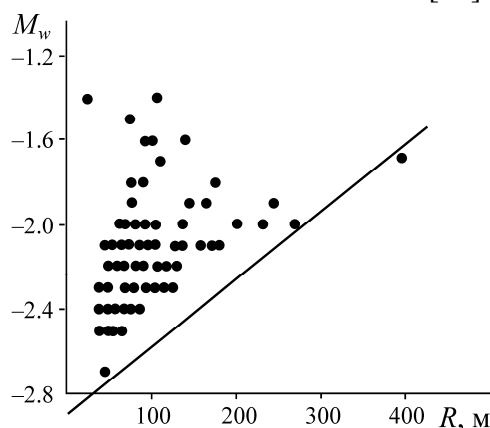


Рис. 6. Зависимость магнитуд зарегистрированных событий от расстояния до станции T_3 . Прямая линия — приблизительный порог чувствительности системы сейсмических наблюдений

Расчет излученной сейсмической энергии проводился с помощью интегрирования спектра скорости [1]:

$$E_s = 4\pi\rho C J R^2,$$

где J — поток энергии; R — расстояние между источником и измерительной станцией.

Поток энергии определяется как

$$J = 3 \cdot 2 \int_{f_1}^{f_2} |V(f)|^2 df,$$

$f_1=10$ Гц; $f_2=1$ кГц; $|V(f)|$ — модуль спектра скорости [1].

Радиус источника r_0 оценивался по модели кругового разлома [24]:

$$r_0 = \left(\frac{KC_\beta}{2\pi f_0} \right) \quad (4)$$

с величиной сброшенного напряжения:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r_0^3}, \quad (5)$$

$K = 1.66$ — константа, которая дает хорошую сходимость с результатами наблюдений в шахтах [1].

Рассчитанная сейсмическая энергия варьирует от 10^{-3} до 1 Дж при изменении сейсмического момента на два порядка $10^5 - 10^7$ Н·м. Проведенные расчеты с помощью соотношений (4) и (5) показали, что полученные значения магнитуд и угловых частот сейсмических источников, индуцированных взрывом, соответствуют радиусу очага 1.1–6.7 м, а сброшенное напряжение находится в диапазоне от 300 Па до 0.02 МПа. Использование соотношения (3) позволяет оценить амплитуду подвижки по трещине $D \sim 3 - 30$ мкм.

Анализ местоположения лоцированных очагов сейсмических событий, инициированных взрывом 06.07.2019 г. (см. рис. 2), демонстрирует явно асимметричное их расположение относительно ближайшего взрыва в камере 1.2. Существенную роль играют, вероятно, геометрия камеры (концентрация напряжений в окрестности выработки) и расположение тектонического нарушения, проходящего субпараллельно оси камеры. Плотность индуцированных событий с расстоянием от взрыва (рис. 7) снижается примерно пропорционально R^2 .

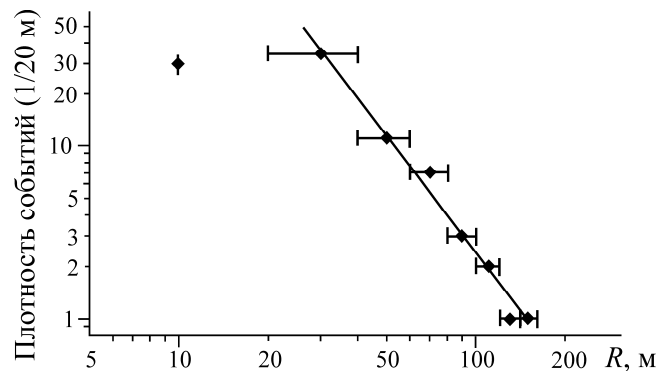


Рис. 7. Изменение плотности индуцированных событий с расстоянием от взрыва в камере 1.2 06.07.2019 г. Линия — наилучшее приближение экспериментальных данных линейной функцией

На рис. 7 под плотностью подразумевается количество событий в двадцатиметровых интервалах, размер которых приблизительно соответствует точности локации. Заметим, что при построении регрессии не использовалась точка, соответствующая количеству событий в интервале 0–20 м, поскольку большая часть событий в этом интервале произошла в первую минуту после взрыва и не зарегистрирована на фоне сильных колебаний. Изменение плотности эпицентров примерно соответствует степени затухания с расстоянием амплитуды сейсмических колебаний в ближней зоне взрыва, что позволяет предположить определяющую роль динамической нагрузки при инициировании сейсмических событий. Подобная ситуация наблюдается при анализе плотности распределения афтершоков некоторых землетрясений [23, 25].

ОБСУЖДЕНИЕ

Почти полное отсутствие заметных сейсмических событий до взрыва и установленные закономерности изменения индуцированной сейсмичности во времени и пространстве свидетельствуют о том, что регистрируемые сейсмические сигналы связаны именно с динамическим деформированием массива горных пород. В целом обнаруженные закономерности аналогичны соответствующим зависимостям, наблюдаемым при инициировании деформационных событий сейсмическими волнами от удаленных землетрясений [23]. С учетом работ по оценке напряженно-деформированного состояния массива [14] и по мониторингу сейсмической активности [18] полученные результаты позволяют предположить, что геодинамическая обстановка в пределах рудного поля сохраняется спокойной.

Зарегистрированные события связаны с подвижками амплитудой $D \sim 3-30$ мкм по трещинам (в некоторых случаях с образованием трещины) длиной 1–15 м. К сожалению, использованная система измерений не позволяет определить тип деформации (отрыв, сдвиг и т. д.) в очаге каждого сейсмического события. В этой связи для классификации сейсмических событий применен подход, предложенный в [26], для анализа сигналов акустической эмиссии при деформировании геоматериалов [27]. Согласно [26], классификация сейсмических событий проводится по параметру WI :

$$WI = \frac{(t_{\max} - t_s)}{(t_e - t_{\max})},$$

характеризующему форму волнового пакета, где t_s — время, соответствующее началу сигнала; t_e — время окончания сигнала; t_{\max} — время, соответствующее максимуму волнового пакета. Время t_e определялось при снижении соотношения сигнал/шум ниже 2.

На рис. 8а представлено распределение зарегистрированных событий в течение дня 06.07.2019 г. по параметру формы WI . На гистограмме отчетливо выделяются два максимума. Следуя подходу в [27], сейсмические импульсы могут быть условно разделены на три класса: $WI \in (0; 0.15)$ — класс “трещины отрыва” (38 событий), $WI \in [0.15; 0.23]$ — “промежуточный” класс (11 событий) и $WI \in (0.23; 1]$ — класс “трещины сдвига” (42 события). Примеры волновых форм, соответствующих разным значениям параметра WI , показаны на рис. 8б. Таким образом, около 45 % событий с большой вероятностью представляют собой трещины сдвига.

В сейсмологии в качестве характеристики деформационного процесса используется такой параметр, как приведенная сейсмическая энергия $e = E_s / M_0$. Она определяет степень динамичности события. Сейсмический момент M_0 не зависит от скорости выделения энергии в очаге и будет одним и тем же для быстрого динамического срыва (землетрясения) и медленной пластической подвижки (события медленного скольжения) при одинаковых значениях площади разрыва и амплитуды смещения по нему. Сейсмическая энергия E_s , напротив, определяется тем, насколько большая доля энергии деформирования перейдет в упругие колебания.

Еще один широко используемый параметр — кажущееся напряжение:

$$\sigma_a = \mu \frac{E_s}{M_0} = \frac{E_s}{\Delta US},$$

т. е. некоторая условная часть напряжений на разломе, работа которой не расходуется на разрушение или тепловые потери.

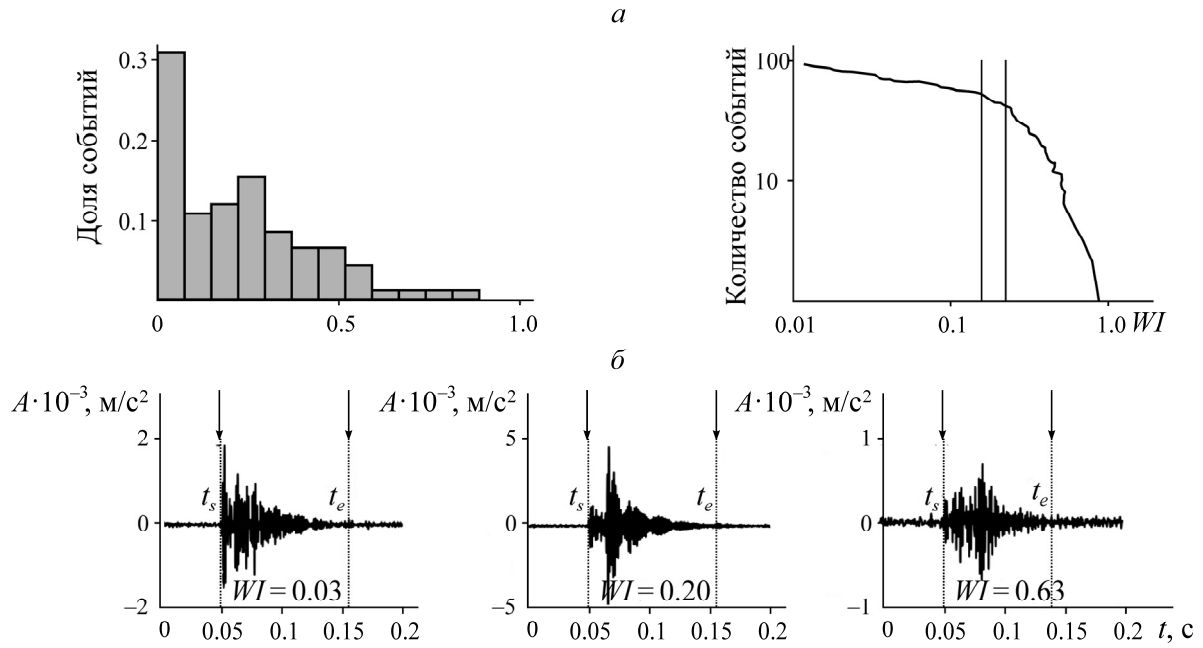


Рис. 8. Распределение сейсмических событий, индуцированных взрывами 06.07.2019 г., по параметру волной формы WI (а) и примеры волновых форм, соответствующие разным значениям параметра WI (б). Стрелками указаны начало и окончание сигналов

Соотношение между энергией, идущей на разрушение контакта E_G , и излученной сейсмической энергией E_s выражается через отношение кажущего напряжения и сброшенного напряжения:

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + E_G} = 2 \frac{\sigma_a}{\Delta\sigma},$$

которое можно использовать для оценки скорости распространения разрыва V_r в очаге каждого зарегистрированного сейсмического события [23].

Для первой сдвиговой моды справедливо [28]

$$\eta_R = 1 - \frac{1 - \frac{V_r}{C_R}}{\sqrt{1 - \frac{V_r}{C_S}}}, \quad (6)$$

а для трещин отрыва [29]

$$\eta_R = \frac{V_r}{C_R}. \quad (7)$$

Полагая, что коэффициент Пуассона в массиве совпадает со значением $\nu = 0.27$, полученным на образцах, имеем из (6) и (7) значения V_r / C_S для событий сдвигового типа и для трещин отрыва, показанные на рис. 9.

Видно, что скорость распространения разрыва изменяется в пределах $V_r = 0.08C_S - 0.48C_S$ для трещин отрыва и $V_r = 0.12C_S - 0.59C_S$ для трещин сдвига. Скорости распространения разрыва имеют широкий диапазон значений и в среднем заметно меньше предельного значения для скорости динамического распространения трещины $V_r = 0.9C_S$.

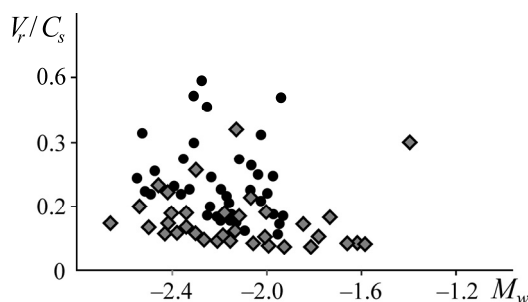


Рис. 9. Скорости распространения разрыва V_r в очаге для трещины отрыва (серые ромбы) и для трещины сдвига (черные кружки)

То, что степень динамичности инициированных сейсмических событий на Коробковском месторождении довольно низка, подтверждает и сопоставление с мировыми данными по очаговым параметрам слабой сейсмичности (рис. 10). Значения отношения E_s / M_0 для шахты КМАруда лежат на 1–2 порядка ниже результатов наблюдений за индуцированной сейсмичностью на других месторождениях [25], где измерения велись на гораздо больших глубинах — до 4000 м.

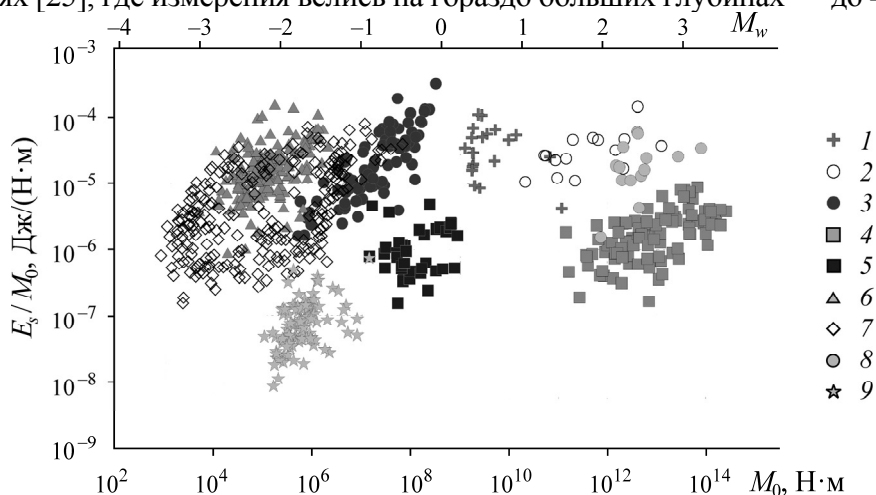


Рис. 10. Сопоставление значений приведенной сейсмической энергии E_s / M_0 , рассчитанных для событий в шахте КМАруда, с мировыми данными для разных величин сейсмического момента: 1–8 — мировые данные по глубоким (ссылки приведены в [23]); 9 — Коробковское месторождение

ВЫВОДЫ

Наблюдения за слабой сейсмичностью, индуцированной горными работами на Коробковском месторождении КМА, позволили установить основные закономерности возникновения этих событий и оценить характеристики их очагов.

Малое количество сейсмических событий, регистрируемых в шахте в период технологических пауз, свидетельствует о том, что наблюдаемые сейсмические сигналы связаны именно с динамическим деформированием массива горных пород массовыми взрывами. Расположение очагов микроземлетрясений определяется местом проведения взрыва, геометрией горных выработок и расположением тектонических нарушений.

Магнитуды зарегистрированных сейсмических событий находятся в диапазоне от $M_w = -2.8$ до $M_w = -1.4$, что соответствует подвижкам амплитудой 3–30 мкм по трещинам длиной 1–15 м.

Низкие значения приведенной сейсмической энергии $e \sim 10^{-8} - 10^{-6}$ позволяют отнести зарегистрированные события к категории “мягких” землетрясений. Закономерности проявления индуцированной сейсмичности во времени и пространстве соответствуют наблюдаемым проявлениям дистанционно инициируемых сейсмических событий значительных магнитуд.

Выполненные наблюдения позволяют сделать предварительный вывод о малой вероятности серьезных геодинамических проявлений при разработке Коробковского месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Gibowicz S. J. and Kijko A.** An introduction to mining seismology, San Diego: Acad. Press Inc., 1994. — 400 p.
2. **Boltz M. S., Pankow K. L., and McCarter M.K.** Fine details of mining-induced seismicity at the Trail Mountain Coal Mine using modified hypocentral relocation techniques, *Bul. Seismol. Soc. of America*, 2014, Vol. 104, No. 1. — P. 193–203, doi: 10.1785/0120130011.
3. **Kong P., Jiang L., Shu J., and Wang L.** Mining stress distribution and fault-slip behavior: a case study of fault-influenced Longwall Coal Mining, *Energie*, 2019, Vol. 12, No. 13. — P. 2494, doi: 10.3390/en12132494.
4. **Kwiatek G., Plenkens K., and Dresen G.** JAGUARS research group source parameters of picoseismicity recorded at Mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations, *Bul. Seismol. Soc. of America*, 2011, Vol. 101, No. 6. — P. 2592–2608.
5. **Назарова Л. А., Назаров Л. А.** Эволюция напряжений и проницаемости трещиновато-пористого породного массива в окрестности добычной скважины // ФТПРПИ. — 2016. — № 3. — С. 11–19.
6. **Назарова Л. А., Назаров Л. А., Протасов М. И.** Реконструкция объемных полей напряжений в углепородном массиве на основе решения обратной задачи по томографическим данным // ФТПРПИ. — 2016. — № 4. — С. 12–21.
7. **Адушкин В. В., Опарин В. Н.** От явления знакопеременной реакции горных пород на динамические воздействия — к волнам маятникового типа в напряженных геосредах. Ч. IV // ФТПРПИ. — 2016. — № 1. — С. 3–49.
8. **Лавриков С. В., Ревуженко А. Ф.** Численное моделирование процесса накопления и высвобождения упругой энергии в структурно-неоднородных геоматериалах // ФТПРПИ. — 2016. — № 4. — С. 22–28.
9. **Ревуженко А. Ф., Микенина О. А.** Уругоупругая модель горной породы с внутренними самоуравновешенными напряжениями // ФТПРПИ. — 2018. — № 3. — С. 11–22.
10. **Leake M. R., Conrad W. J., Westman E. C., Afrouz S. G., and Molka R. J.** Microseismic monitoring and analysis of induced seismicity source mechanisms in a retreating room and pillar coal mine in the Eastern United States, *Underground Space*, 2017, Vol. 2, No. 2. — P. 115–124. <http://dx.doi.org/10.1016/j.undsp.2017.05.002>.
11. **Адушкин В. В., Кишкина С. Б., Куликов В. И., Павлов Д. В., Анисимов В. Н., Салтыков Н. В., Сергеев С. В., Спунгин В. Г.** Построение системы мониторинга потенциально опасных участков Коробковского месторождения Курской магнитной аномалии // ФТПРПИ. — 2017. — № 4. — С. 3–13.
12. **Казикаев Д. М.** Геомеханика подземной разработки руд. — М.: МГТУ, 2009. — 542 с.
13. **Григорьев А. М.** Геомеханическое обоснование подземной разработки железорудных месторождений КМА под обводненной толщей пород: дис. ... канд. техн. наук. — Белгород, 2008. — 148 с.
14. **Кочарян Г. Г., Золотухин С. Р., Калинин Э. В., Панасьян Л. Л., Спунгин В. Г.** Напряженно-деформированное состояние массива горных пород Коробковского железорудного месторождения на участке зоны тектонических нарушений // ФТПРПИ. — 2018. — № 1. — С. 16–24.
15. **Справочник (кадастр) физических свойств горных пород / Ред. Мельников Н. В., Протодяконов М. М., Ржевский В. В.** — М.: Недра. — 279 с.

16. **Кочарян Г. Г., Куликов В. И., Павлов Д. В.** О влиянии массовых взрывов на устойчивость тектонических разломов // ФТПРПИ. — 2019. — № 6. — С. 49–58.
17. **Withers M., Aster R., Young C., Beirger J., Harris M., Moore S., and Trujillo J.** A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection, *Bul. Seismol. Soc. of America*, 1998, Vol. 88, No. 1. — P. 95–106.
18. **Besedina A. N., Kishkina S. B., and Pavlov D. V.** Reaction of the fault zone to periodic seismic impact by example of the Korobkovo ore deposit, *AIP Conf. Proc.*, 2018, 2051, 020028, doi: 10.1063/1.5083271.
19. **Гульельми А. В.** Закон Омори (из истории геофизики) // *Успехи физ. наук.* — 2017. — № 187. — С. 343–348.
20. **Рихтер Ч. Ф.** Элементарная сейсмология. — М.: Изд-во иностр. лит., 1963. — 670 с.
21. **Brune J.** Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 1970, 75. — P. 4997–5009.
22. **Hanks T. and Kanamori H.** A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, 1979, 84. — P. 2348–2350.
23. **Кочарян Г. Г.** Геомеханика разломов. — М.: ГЕОС, 2016. — 424 с.
24. **Madariaga R.** Dynamics of an expanding circular fault, *Bul. Seismol. Soc. of America*, 1976, 66. — P. 639–666.
25. **Felzer K. R. and Brodsky E. E.** Evidence for dynamic aftershock triggering from earthquake densities, *Nature*, 2006, 441. — P. 735–738.
26. **Shiotani T., Ohtsu M., Ikeda K.** Detection and evaluation of AE waves due to rock deformation, *Construction and Building Materials*, 2001, 15, 5–6. — P. 235–246.
27. **Кочарян Г. Г., Морозова К. Г., Остапчук А. А.** Исследование акустической эмиссии слоя геоматериала при сдвиговом деформировании // ФТПРПИ. — 2019. — № 3. — С. 15–21.
28. **Venkataraman A., Kanamori H.** Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes, *J. of Geoph. Research*, 2004, 109, B05302.
29. **Костров Б. В.** Механика очага тектонического землетрясения. — М.: Наука, 1975. — 173 с.

Поступила в редакцию 26/III 2020

После доработки 22/V 2020

Принята к публикации 29/V 2020