

## ГЕОМЕХАНИКА

УДК 550.34; 622.83

### НОВЫЙ ПОДХОД К МОНИТОРИНГУ ТЕХНОГЕННО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**В. В. Адушкин<sup>1,2</sup>, С. Б. Кишкина<sup>1</sup>, Г. Г. Кочарян<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер РАН, E-mail: geospheres@idg.chph.ras.ru,

Ленинский проспект, 38, корп. 1, 119334, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский физико-технический институт,

Институтский переулок, 9, 141700, г. Долгопрудный, Россия

Обобщение результатов обследований гипоцентральных зон сильнейших техногенных землетрясений показало, что накопленная в массиве горных пород деформация реализуется в виде подвижек по уже существующим разломам. Согласно результатам проведенных экспериментов, переход участка разлома в метастабильное состояние сопровождается снижением его динамической сдвиговой жесткости. Процесс изменения механических свойств контакта начинается задолго до того, как регистрируется макроскопическое перемещение берегов разлома. Этот эффект может быть обнаружен инструментально и использован в качестве основы развиваемого нового подхода к мониторингу техногенно-тектонических землетрясений.

*Индукцированная сейсмичность, техногенные землетрясения, жесткость разломов, сейсмическая энергия, сейсмический момент, разломные зоны, мониторинг*

Возрастание объемов добычи твердых подземных ископаемых и углеводородов, увеличение глубины карьеров, скорости проходки и объемов извлекаемой породы, использование новых технологий привели к заметному росту числа и энергии крупных техногенных землетрясений. Усиление сейсмичности в Кузбассе, резкое увеличение количества землетрясений с магнитудой более 3 в центральной части Северной Америки, крупные инциденты на месторождениях Тимано-Печерского региона и т. д. подтверждают актуальность проблемы прогнозирования и предотвращения сильных техногенных аварий [1–4].

Многолетние усилия, предпринимаемые мировым сейсмологическим сообществом в развитии методов краткосрочного прогноза землетрясений, привели к весьма скромным результатам и продемонстрировали ограниченность возможности прогноза приближающегося сейсмического события по косвенным признакам, регистрируемым в обширной области подготовки землетрясения: возрастанию и снижению уровня сейсмической активности, вариациям геофи-

зических полей и десяткам других предвестников. Крайне сложно, например, соотнести увеличение или снижение уровня воды в наблюдательной скважине с готовящимся за сотни или тысячи километров катастрофическим землетрясением.

Ситуация с крупными техногенными событиями выглядит более обнадеживающе. Развитие концепции блочно-иерархического строения геосреды и приложение ее к вопросам диагностики и контроля состояния породного массива привели к значительным успехам [4–8].

Построение геомеханических моделей месторождения и прилегающих участков массива горных пород позволяет во многих случаях довольно точно определить вероятные участки локализации деформаций и резко сузить объем мониторинга [9, 10; и др.]. Принципиальная возможность построения системы мониторинга крупных техногенно-тектонических землетрясений рассматривается в настоящей статье.

### ХАРАКТЕРНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГОВ ТЕХНОГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В последние десятилетия техногенную сейсмичность часто разделяют на наведенную (индуцированную) сейсмичность, которая возникает в результате техногенной деятельности, и триггерную (иницированную), когда деятельность человека вносит лишь малую долю в изменение напряженного состояния среды [11]. Индуцированные и триггерные явления удобно разграничить, основываясь на временном масштабе инициирующего события. В первом случае длительность вмешательства в напряженно-деформированное состояние массива горных пород сопоставима, а иногда и заметно превышает время подготовки динамического события соответствующей магнитуды. Примером является слабая индуцированная сейсмичность при заполнении водохранилищ, ведении горных работ, при добыче углеводородов и т. д. Иницированные события происходят в результате кратковременного, по сравнению с длительностью цикла подготовки, воздействия. Причем иначе они не могли бы произойти или произошли бы существенно позже.

Отметим, что в зарубежной литературе эти два термина не разделяют, закономерно считая, что в обоих случаях присутствует воздействие человека, так что для всех техногенных сейсмических событий используется общий термин “наведенная” (induced) сейсмичность.

Будем называть “крупными” техногенно-тектонические землетрясения с магнитудой  $M > 2.5$  (или энергетического класса  $K > 9$ ). Такие события могут иметь как наведенный, так и триггерный характер. Примером техногенно-тектонического может служить крупнейшее Бачатское землетрясение 18.06.2013 г. в Кузбассе с  $M_L = 6.1$ , произошедшее из-за изменения напряженно-деформированного состояния массива в результате выемки большого объема породы. Примером триггерного является землетрясение  $M = 4.8 - 5$  в Хибинах 15.04.1989 г., инициированное массовым взрывом.

Во многих работах выполнена оценка основных параметров очагов техногенных сейсмических событий, в первую очередь — местоположения гипоцентра, сейсмической энергии события  $E_s$  или энергетического класса  $K = \lg E_s$ , сейсмического момента  $M_0 = \mu \Delta US$  и моментной магнитуды  $M_w = 2/3(\lg M_0 - 9.1)$ ; рассмотрен механизм очага. Типичными являются результаты, полученные, например, в [12]. По данным групп трехкомпонентных сейсмоприемников, установленных в шахте Far West Rand (ЮАР), зарегистрированные события разделены на два типа (рис. 1): слабые ( $M < 1$ ), источники которых плотно сгруппированы в пространстве и располагались в окрестности 100 м от активного очистного забоя или туннелей, и более сильные (от  $M = 0$  до  $M > 3$ ), источники которых не приурочены непосредственно к забою, а распре-

делялись по всей активной области добычи. Механизмы очагов более сильных событий, по оценке авторов, представляли собой проскальзывания в уже существующих зонах разломов. Более того, эти два типа источников демонстрируют разные зависимости излученной энергии от сейсмического момента  $M_0$ : для “мелких” событий увеличение энергии с масштабом происходило быстрее, чем для более сильных (рис. 1).

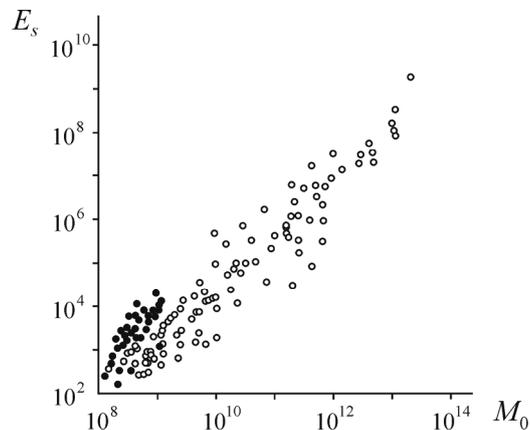


Рис. 1. Сейсмические события двух типов, зарегистрированные в шахте Far West Rand (ЮАР). Темные кружки — слабые события с  $M < 1$ , приуроченные к забою; светлые — более сильные события с  $M > 0$ , не имеющие непосредственной связи с выработкой (по данным [12])

Анализ механизмов очагов слабых сейсмических событий подтверждает отличие большей их части [13–15] от модели чистого сдвига, которая широко используется в качестве модели очагов более сильных техногенных сейсмических событий. Сдвиговый механизм с  $E_s > 10^5 - 10^6$  Дж присущ событиям, ассоциированным с уже существующими разломными зонами в окрестности ведущихся горных работ, а не с самой выработкой [13]. Согласно [14], тензор сейсмического момента, рассчитанный для механизмов сейсмических событий, приуроченных к разломным зонам, содержит более 70 % сдвиговой компоненты.

Для того чтобы выявить приуроченность источников сейсмических событий к разломным зонам, необходимо точное определение их местоположения. Так, в [16] показано, как уменьшение радиуса ошибки при перелокации источников сейсмических сигналов, зарегистрированных в районе шахтных полей, приводит к тому, что очаги четко попадают на места расположения разломных зон.

Весьма важна для горнодобывающих предприятий оценка размера области разрыва, произошедшего при сейсмическом событии. Непосредственно определить размер источника события, как правило, не представляется возможным; оценки проводят по угловой частоте спектра сейсмического события или по сейсмическому моменту. Наилучшее приближение в оценках достигается при использовании зависимости  $L = 0.013M_0^{0.32}$ , где  $L$  измеряется в метрах [17]. Для практических целей удобнее использовать площадь очага  $S$ . Зависимость  $S(M_0)$  приведена на рис. 2. Площадь разрыва техногенно-тектонического землетрясения с магнитудой 4.2 может достигать  $\sim 10^6$  м<sup>2</sup>.

Связь источников техногенных землетрясений с уже существующими разломами предполагалась довольно давно: как в ходе непосредственных обследований очагов горных ударов, так и на основании косвенных данных [13, 18, 19]. При нескольких крупных техногенно-тектонических событиях удалось исследовать непосредственно зону очага землетрясения.

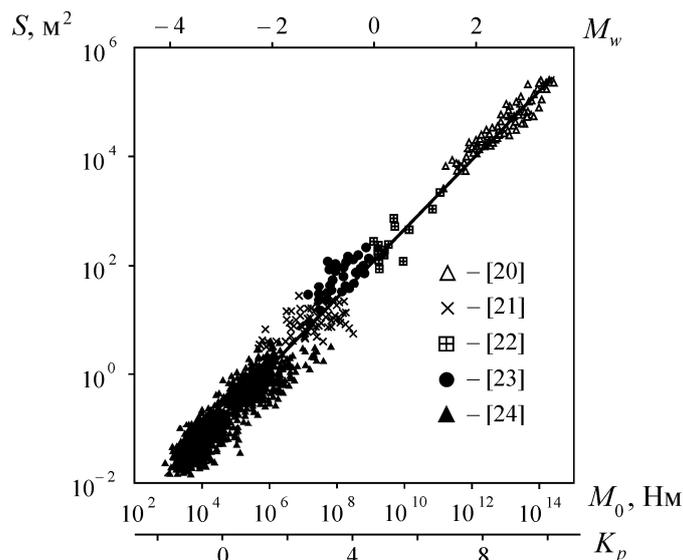


Рис. 2. Зависимость площади разрыва от величины сейсмического момента. Значки — данные по [20–24]; линия — наилучшее приближение степенной функцией. Для удобства приведены две дополнительные оси абсцисс — ось моментных магнитуд (вверху) и ось энергетических классов  $K_p$  (внизу)

Уникальные возможности для исследования ближней зоны и самого очага землетрясений представляют глубокие золотоносные рудники Южной Африки, где изучение сейсмичности, связанной с горными работами, ведется свыше 100 лет. Проходка выработок в высоконапряженном массиве провоцирует возникновение частых землетрясений в непосредственной близости от проводящихся работ, тогда как сами глубокие горизонтальные шахты обеспечивают доступность для наблюдения последствий землетрясений непосредственно в окрестности очага.

Проявления землетрясения с  $M=4.6$ , произошедшего в апреле 1999 г. вдоль разлома Дагбрик (Dagbreek, Южная Африка), были выявлены сразу в трех тоннелях на глубине 1660 м. Обнаружено, что поверхность скольжения при сейсмическом событии с магнитудой  $M=4.6$  характеризуется шириной всего в несколько сантиметров, выполненных мелкозернистыми и/или глинистыми зонами глинки трения толщиной 0.5–5 см [25]. Аналогичным образом были определены и три структурные зоны в пределах архейского разлома Преториус в шахте TauTona, ЮАР. Оказалось, что внешняя зона повреждения охватывает ширину  $\sim 100$  м, внутренняя зона  $\sim 25–30$  м. При этом ширина зоны катаклазитов, которая идентифицируется как основная зона скольжения землетрясения с магнитудой  $M=2.2$ , произошедшего в 2004 г. на глубине 3.6 км и “оживившего” разлом, составляет всего  $\sim 50$  см [26]. Подробный анализ зон очагов современных землетрясений показал, что большинство разломов месторождения, включая разлом Преториус, не имело подвижек по крайней мере несколько миллионов лет [25, 26]. При этом замечено несколько особенностей. В частности, при землетрясении разрывались уже существующие зоны нарушений — разломы, в том числе непараллельные и ориентированные не оптимальным образом относительно местного поля напряжений. Еще одна особенность — подвижка происходила почти исключительно вдоль зон контакта катаклазитов и кварцитов [25].

На руднике “Апатит” (Мурманская обл.) 16.04.1989 г. на фоне рядового массового взрыва ( $\sim 200$  т) на глубине 1 км произошло землетрясение с магнитудой  $M=4.8–5$ ;  $E=10^{12}$  Дж. При этом, по уже существующему разлому V ранга (жила эгирина мощностью 15–25 см) образовалась свежая трещина длиной около 1 км. На берегах трещины прослеживались свежие борозды, выделялась зона глинки трения [19].

За последние 20 лет прошлого столетия на предприятиях Кировско-Апатитского района произошло более 50 горных ударов, в том числе с магнитудами до  $M=5$  ( $E \sim 10^{12}$  Дж). Исследования показали, что даже для событий среднего размера (5–9 классы) разрушения собственно массива не происходит, а идет разделение блоков по уже имеющимся структурным разрывам [19].

В 2008 г. опубликован подробный анализ параметров источников сейсмических событий на шахте Рудна (Rudna Mine, Польша) с моментными магнитудами от 1.9 до 3.6 [27]. Оценки показали, что для большинства событий механизм очага представлял собой одностороннее распространение разрыва со скоростью от 0.23 до 0.8 скорости распространения  $S$ -волны, вне зависимости от сейсмического момента. Через несколько лет (19.03.2013 г.) здесь произошел удар с магнитудой  $M_L = 4.2$ . Место источника установлено близко к зоне разлома; механизм определен как комплексный разрыв, инициированный надвигом в неактивной тектонической зоне.

В каменноугольных шахтах Верхней Силезии (Bytom Syncline, Польша) возникали сейсмические события с энергией до  $10^9$  Дж ( $M \sim 4$ ). Самые сильные стали происходить, когда выработка совпала с осью синклинали. С 01.05.2009 г. до 08.07.2010 г. зарегистрировано более 3000 слабых толчков с сейсмической энергией больше  $10^2$  Дж ( $M_L > 0.1$ ). Самое сильное землетрясение в этой шахте произошло 16.12.2009 г. на глубине 1200 м (на 800 м ниже угольного слоя), когда линия лавы вплотную приблизилась к оси синклинали; и имело магнитуду  $M_L = 3.7$  ( $8 \cdot 10^8$  Дж). Подобный сигнал с магнитудой источника  $M=3.8$  ( $10^9$  Дж) был зарегистрирован здесь гораздо раньше, 09.02.2007 г., до начала работ в слое; анализ источника выявил сдвиговый механизм [28].

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

В лабораторных и численных экспериментах последних лет [29, 30] воспроизведены все возможные режимы скольжения по разломам. Прерывистое скольжение с различными амплитудами сброшенного напряжения — аналог динамических событий в массиве горных пород. Переходные режимы, которые можно назвать “медленным прерывистым скольжением”, обладают, в отличие от крипа, всеми фазами, характерными для динамического события — разгоном, длительным скольжением, торможением, остановкой и фазой состояния покоя.

В экспериментах установлено [29], что макроскопическим параметром, контролирующим режим скольжения по разлому и эффективность сейсмического источника (подвижки), является сдвиговая жесткость  $k_s = d\sigma_s / du$ , — характеристика, введенная Р. Гудманом [31] при исследовании деформирования трещин и позже распространенная на более крупные структурные нарушения [32]. В фазе скольжения величина  $k_s$  есть скорость снижения сопротивления сдвигу в процессе относительного смещения берегов. Достоинство этого параметра заключается в его универсальности. Независимо от Р-Т условий, тектонического режима, материального состава разлома, обводненности, порового давления и т. д., режим скольжения будет определяться именно соотношением между жесткостью разлома и жесткостью вмещающего массива [29].

Судя по результатам лабораторных экспериментов, эффективная сдвиговая жесткость разломной зоны перед возникновением динамического срыва является чувствительным индикатором перехода системы в метастабильное состояние и может быть использована в качестве параметра для диагностики напряженно-деформированного состояния разломной зоны. Исследование закономерности изменения сдвиговой жесткости контакта в ходе прерывистого скольжения проводилось на установке, схема которой приведена на рис. 3. Установка состояла из гранитного основания 1 длиной 2.5 м и сечением  $15 \times 15$  см<sup>2</sup>; в середине верхней грани основания располагался небольшой мраморный блок 4 массой 600 г и размерами  $8 \times 8 \times 3.2$  см<sup>3</sup>. В основной серии экспериментов между блоком и основанием был помещен слой кварцевого песка 2

толщиной около 3 мм. Песок увлажнялся глицерином в количестве 0.25 % по массе. Нижняя грань блока и верхняя поверхность основания имели искусственные шероховатости глубиной  $\sim 0.8$  мм. При помощи специального устройства к блоку прикладывалось нормальное напряжение  $\sigma_n = 47$  кПа. Использование прижима из роликов исключало касательные напряжения на верхней грани блока. Сдвиговое усилие прикладывалось к блоку через пружину *б* жесткостью 40 Н/мм, конец которой двигался с постоянной скоростью  $V_0 = 20$  мкм/с при помощи привода от электромотора с редуктором.

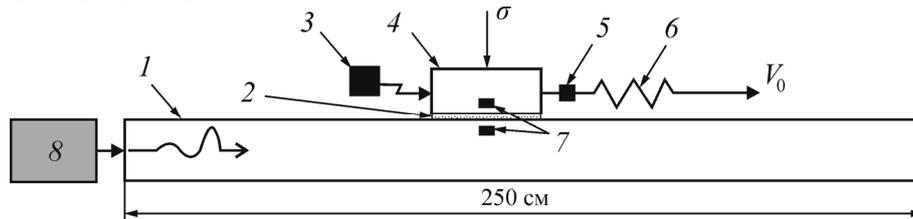


Рис. 3. Схема экспериментальной установки: 1 — гранитный стержень; 2 — слой заполнителя; 3 — датчик перемещения; 4 — мраморный блок; 5 — датчик силы; 6 — пружина; 7 — акселерометры; 8 — вибростенд

У одного из торцов гранитного стержня размещался вибростенд 8, на котором закреплен ударник из закаленной стали так, что он наносил удары по торцу основания, возбуждая в последнем колебания с частотой 80 Гц. Колебания стержня и блока регистрировались акселерометрами “В&К 4344” 7 с рабочей полосой частот 0–15 кГц; затем записи интегрировались для получения эпюр массовой скорости. Создаваемое сдвиговое усилие контролировалось датчиком силы CFT 5 с точностью 1 Н. Перемещения блока относительно стержня измерялись лазерным датчиком ILD2220-10 3 в диапазоне частот 0–5 кГц с точностью 0.1 мкм.

Параметры установки подбирались таким образом, чтобы в процессе экспериментов под действием приложенной через пружину сдвиговой нагрузки был реализован режим регулярно-прерывистого скольжения блока по поверхности основания. В процессе накопления в пружине упругой энергии, блок покоится или движется с постоянной скоростью, значительно меньшей скорости натяжения пружины. Фаза нагружения продолжается  $\sim 20$ –25 с. По мере приближения уровня приложенных касательных напряжений к фрикционному пределу прочности контакта блок начинает двигаться ускоренно относительно основания. Это движение постепенно переходит в динамический срыв, длительность которого  $\sim 0.01$  с. После срыва скольжение замедляется и цикл повторяется вновь.

В процессе опытов в основании и блоке регистрировались колебания, возбуждаемые ударами вибростенда по торцу основания. Как видно из осциллограмм, приведенных на рис. 4а, амплитуда основных фаз колебаний, регистрируемых в основании, почти не изменяется. В то же время амплитуда колебаний, переданных в блок волной, проходящей по основанию (рис. 4б), радикально снижается в окрестности динамического срыва; при нагружении амплитуда практически постоянна.

Сопоставление амплитуды колебаний в блоке  $V_b$  и основании  $V_r$ , позволило оценить изменение динамической жесткости контакта между блоком и основанием в процессе деформирования. Величина  $\eta = V_b / V_r$ , которая в первом приближении соответствует сдвиговой жесткости контакта [32], показана на рис. 4в. Видно, что в процессе нагружения  $\eta$  изменяется слабо, но за некоторое время до динамического срыва начинается радикальное снижение этого параметра, причем после начала динамического проскальзывания  $\eta$  падает примерно на порядок.

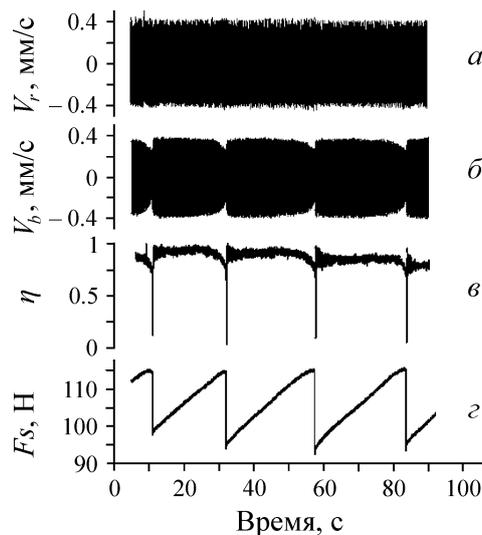


Рис. 4. Изменение параметров в ходе эксперимента: *a* — скорость смещения основания; *b* — скорость смещения блока; *c* — изменение отношения амплитуд основных фаз колебаний блока и основания; *d* — изменение сдвигового усилия

Недавно предсейсмическое скольжение по разлому с соответствующим снижением жесткости было зарегистрировано и в натурном эксперименте, когда деформографы устанавливались в скважине, пересекавшей разлом [33].

Таким образом, переход контакта в метастабильное состояние сопровождается снижением его динамической сдвиговой жесткости. Процесс изменения механических свойств контакта начинается задолго до регистрации макроскопического перемещения. В проведенных опытах время появления предвестника составляло величину около 10 с, т. е. более 1/3 длительности “сейсмического цикла”. Конечно, на ранней стадии снижение жесткости довольно мало, а основной вклад в этот эффект вносит начинающееся скольжение. Если аналогичные физические процессы происходят в природе, то эффект предсейсмического скольжения, который обычно плохо регистрируется деформографическими и геодезическими методами на поверхности, может быть обнаружен при активном и/или пассивном сейсмическом мониторинге разломных зон и использоваться в качестве краткосрочного предвестника. Снижение жесткости может быть зарегистрировано в виде увеличения амплитуд волн, отраженных от разломной зоны, и в виде уменьшения амплитуды прошедших волн.

#### КОНЦЕПЦИЯ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ТЕХНОГЕННО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГОРНЫХ РАБОТ

Сейсмический мониторинг на горнодобывающих предприятиях направлен главным образом на исследование пространственно-временного распределения очагов сейсмических событий, оценку их энергии и в некоторых случаях на деформографические наблюдения [9–11, 13, 15; и др.]. Данная информация очень важна и имеет большое значение для прогнозирования горных ударов. Такие системы контроля должны быть способны в окрестности нескольких сотен метров регистрировать слабые события с магнитудами вплоть до отрицательных с точностью локации очагов не хуже нескольких метров. Подобные плотные сети или группы сейсмометров устанавливаются обычно непосредственно вокруг участка, где проводятся активные работы [13, 23, 24].

В шахтах наилучший результат по точной локализации источников событий удается получить с помощью так называемых “трехмерных” систем сейсмического мониторинга, когда точки регистрации расположены на разных уровнях по глубине. Подобная система организована, например, на урановом месторождении “Антей”, в юго-восточном Забайкалье [34].

Глобальные системы мониторинга, контролирующие всю шахту или даже весь район ее расположения, — это, как правило, стационарные сети сейсмических станций, разнесенные на несколько километров и работающие совместно с несколькими станциями, расположенными на разных уровнях в шахте.

Источники значительной части сильных событий ( $E_s > 10^9$  Дж) не связаны непосредственно с горными работами; их очаги, как правило, располагаются на значительном расстоянии от выработок и приурочены к тектоническим нарушениям. Причем такие события могут происходить не просто на удалении, но и с временной задержкой по отношению к активно проводящимся работам. Исходя из этого, система глобального сейсмического мониторинга ведущихся горных работ должна обеспечить в первую очередь именно контроль изменения во времени характеристик разломных зон, пересекающих область ведения горных работ или расположенных в некоторой окрестности.

Согласно предлагаемой концепции, *первым этапом* построения системы мониторинга является создание структурной модели участка ведения работ. Модель должна включать сведения о местоположении разломов и крупных тектонических трещин. Если ориентироваться на мониторинг техногенно-тектонических землетрясений с  $M > 2.5$  ( $K > 9$ ), то минимальная длина нарушений, которые должны быть включены в структурную модель, составляет величину, близкую к характерному размеру очага, т. е.  $\sim 200$  м. Следует по возможности выделить разломы, перемещения бортов которых происходили в новейшее время.

Характерные размеры модели в плане должны охватывать площадь, в 2–3 раза превышающую таковую ведения горных работ. Глубина модели крупных разломов длиной свыше нескольких километров должна быть не меньше 5 км. Эта величина выбрана эмпирически, исходя из того, что известны гипоцентры крупных техногенных землетрясений, которые располагались на глубине нескольких километров под участком ведения работ. Например, при Бачатском землетрясении (Кузбасс, 18.06.2013,  $M_L = 6.1$ ) положение гипоцентра определили на глубине  $h = 4$  км [35]. При этом глубина угольного разреза, в окрестности которого произошло событие, составляла около 320 м.

В окрестности геотермального поля Brawley в Южной Калифорнии, где производится закачка флюида на глубине около 1.5 км, в 2012 г. произошел комплекс деформационных событий [36], который начался с асейсмического скольжения по неглубокому сбросу, расположенному под геотермальным полем, и продолжился роем из 5 землетрясений с магнитудами в диапазоне от 3.9 до 5.4, произошедших в течение 10 ч. Два из пяти событий были приурочены к неглубокому разлому, а эпицентры трех остальных располагались на глубине около 6 км в окрестности крупного сдвига [36].

На *втором этапе* построения системы мониторинга на основе созданной структурной модели необходимо выбрать разломы, по которым с наибольшей вероятностью может произойти динамическая подвижка. Этот выбор должен быть проведен на основании данных о строении разломов, наличии участков с высокой степенью локализации деформаций, сведений о перемещении крыльев на современном этапе и локализации очагов мелкой сейсмичности, а также с учетом выполненного численного моделирования напряженно-деформированного состояния массива [37, 38]. Достоверность подобной информации зависит от степени изученности массива.

Третий этап заключается в выборе конфигурации и чувствительности системы сейсмических наблюдений. При выборе схемы расположения станций желательно, чтобы часть из них формировала несколько сейсмических профилей, пересекающих плоскости простирания разломов, признанных на втором этапе потенциально опасными. Если расположение горных выработок не допускает подобного построения, то реализуется вариант работы на отраженных волнах.

Важным вопросом является выбор частотного диапазона каналов регистрации. Оценка необходимого диапазона частот может быть основана на средних зависимостях нормальной и сдвиговой жесткости разлома от его длины. Такие данные приведены, например, в работе [39]. Косвенно механические характеристики разлома могут быть определены при помощи оценки мощности нарушения по линейным размерам ограничиваемых блоков [40].

Верхняя граница частотного диапазона обусловлена необходимостью обеспечить условия квазистатического приближения. Нижняя граница задается из следующих соображений. При слишком низких частотах разница в амплитудах падающей и прошедшей волн становится малозначительной. Для получения надежных результатов на фоне ошибок, связанных с погрешностями измерений (~ 10 %) и особенностями места установки датчика (~ 20–30 %), желательно иметь в эксперименте изменение амплитуды прошедшей волны по сравнению с падающей не менее чем в 1.5 раза.

Как показано в [30], эти ограничения не приводят к большим погрешностям, если выполняется условие

$$\frac{\pi \rho C}{3 k} \leq T \leq 2\pi \frac{\rho C}{k}, \quad (1)$$

где  $T$  — период основных фаз падающей волны;  $\rho$  — плотность;  $C$  — скорость распространения продольных или поперечных волн;  $k$  — нормальная или сдвиговая жесткость.

Используя соответствующие выражения для жесткостей, приведенные в [12], получаем соотношения, ограничивающие диапазон частот колебаний, используемых для диагностики:

$$\begin{cases} 7.2 \cdot 10^5 L^{-1.44} > f > 1.2 \cdot 10^5 L^{-1.44}, & L < 500 - 1000 \text{ м;} \\ 1.0 \cdot 10^3 L^{-0.41} > f > 170 L^{-0.41}, & L > 500 - 1000 \text{ м.} \end{cases} \quad (2)$$

$$\begin{cases} 0.185 \cdot 10^5 L^{-1} > f > 0.03 \cdot 10^5 L^{-1}, & L < 500 - 1000 \text{ м;} \\ 230 L^{-0.32} > f > 38 L^{-0.32}, & L > 500 - 1000 \text{ м.} \end{cases} \quad (3)$$

Области частот, ограниченные этими зависимостями, показаны на рис. 5 штриховкой. При диагностике мелких нарушений сплошности массива горных пород целесообразно использовать колебания от небольших экспериментальных взрывов или массовых взрывов на карьерах, расположенных неподалеку. Исходя из (2) и (3), в качестве измерительной аппаратуры в этом случае стоит применять пьезоэлектрические акселерометры с частотным диапазоном от 1 Гц до 10–25 кГц, поскольку в таких условиях наиболее вероятны источники событий с магнитудами около нуля и площадью источника ~ 100 м<sup>2</sup>.

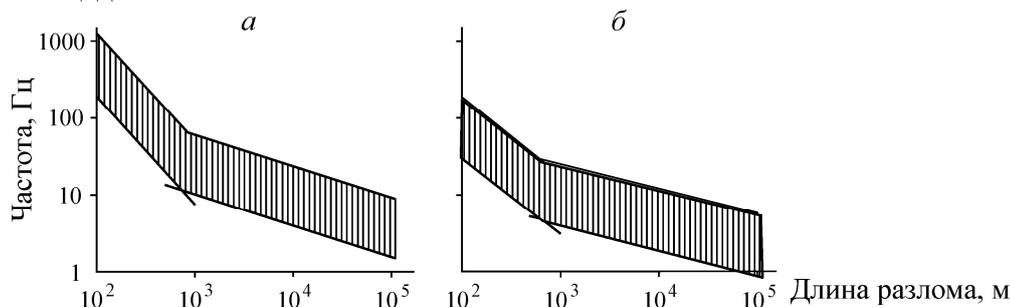


Рис. 5. Диапазон частот сейсмических колебаний, пригодных для диагностики разломов и трещин продольными (а) и поперечными (б) волнами

При проведении наблюдений за небольшими разломами и тектоническими трещинами на горнодобывающих предприятиях можно использовать результаты регистрации колебаний от индуцированных землетрясений. Компактное расположение очагов таких событий, приуроченных, например, к фронту горных работ, позволит вести мониторинг изменения характеристик обследуемого разлома во времени. Ожидаемая магнитуда событий может составлять  $M_w \sim 1$ , так что рабочий диапазон аппаратуры достаточно ограничивать полосой 0.1 Гц–1 кГц. Для более крупных разломных зон подходящими источниками сейсмических колебаний являются взрывы более мощных зарядов и взрывы на карьерах, расположенных на расстояниях в десятки — первые сотни километров. В этом случае могут быть использованы и колебания в группе объемных волн от региональных землетрясений и более традиционная короткопериодная сейсмологическая аппаратура (0.5–100 Гц).

*Четвертый этап* организации мониторинга разломных зон — непосредственно проведение измерений. В ходе сейсмического контроля механических свойств контакта следует иметь в виду, что изменение параметров колебаний могут быть обусловлены также изменением характеристик среды вследствие ведущихся взрывных/проходческих работ. Для определения причин изменения параметров регистрируемых сигналов и минимизации возможных ошибок необходимо постоянно контролировать характеристики сейсмических колебаний от взрывов: знание места и времени источника сигнала (взрыва) позволит корректировать использующуюся модель среды.

#### ВЫВОДЫ

Изучение параметров источников техногенной сейсмичности определило существование двух основных типов техногенных землетрясений. Это слабые микрособытия, источники которых по пространственным и временным параметрам явно следуют зонам производства горных работ, и более крупные землетрясения, источники которых вызваны подвижками по разломным зонам.

Закономерности распределения техногенно-тектонических событий во времени и пространстве пока не ясны, они носят более глобальный характер, чем микрособытия, и, по всей видимости, реагируют на общее изменение напряжений в пределах района добычи. Обобщение результатов обследований гипоцентральных зон сильнейших техногенных землетрясений показывает, что даже в условиях высоких напряжений накопленная деформация реализуется в виде подвижек по уже существующим разломам.

Согласно результатам проведенных экспериментов, переход контакта в метастабильное состояние сопровождается снижением его динамической сдвиговой жесткости. Процесс изменения механических свойств контакта начинается задолго до того, как регистрируется макроскопическое перемещение берегов разлома. На ранней стадии снижение жесткости довольно мало, а основной вклад вносит начинающееся скольжение. Этот эффект может быть обнаружен и использован в качестве краткосрочного предвестника при реализации предлагаемой концепции сейсмического мониторинга разломных зон.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Опарин В. Н., Еманов А. Ф., Востриков В. И., Цибилов Л. В.** О кинетических особенностях развития сейсмоэмиссионных процессов при отработке угольных месторождений Кузбасса // ФТПРПИ. — 2013. — № 4. — С. 3–22.
2. **Ellsworth W. L.** Injection-induced earthquakes, *Science*, 2013, Vol. 341, No. 6142. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1225942>.
3. **Адушкин В. В.** Тектонические землетрясения техногенного происхождения // Физика Земли. — 2016. — № 2. — С. 22–44.

4. **Шемякин Е. И., Курленя М. В., Кулаков Г. И.** К вопросу о классификации горных ударов // ФТПРПИ. — 1986. — № 5. — С. 3–11.
5. **Шемякин Е. И., Курленя М. В., Опарин В. Н. и др.** Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок // ДАН СССР. — 1986. — Т. 289. — № 5. — С. 1088–1094.
6. **Шемякин Е. И., Курленя М. В., Опарин В. Н., Рева В. Н., Глушихин Ф. П., Розенбаум М. А.** Явление зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок / Открытие СССР № 400. — Опубл. в БИ. — 1992. — № 1.
7. **Деструкция земной коры и процессы самоорганизации в области сильного техногенного воздействия** / В. Н. Опарин, А. Д. Сашурин, А. В. Леонтьев и др. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. — 632 с.
8. **Адушкин В. В., Опарин В. Н.** От явления знакопеременной реакции горных пород на динамические воздействия — к волнам маятникового типа в напряженных геосредах // ФТПРПИ. — Ч. I. — 2012. — № 2; Ч. II. — 2013. — № 2; Ч. III. — 2014. — № 4; Ч. IV. — 2016. — № 1.
9. **Ружич В. В., Левина Е. А., Востриков В. И.** К проблеме прогноза горных ударов в подземных выработках, пройденных на месторождениях полезных ископаемых // Изв. Сиб. отд-ния Секции наук о Земле РАН. — 2009. — № 2 (35). — С. 113–125.
10. **Ружич В. В., Черных Е. Н., Левина Е. А.** О способах снижения опасности динамических проявлений в глубоких горных выработках // Нелинейные геомеханико-геодинамические процессы при обработке месторождений полезных ископаемых на больших глубинах: тр. II Рос.-Кит. науч. конф. — Новосибирск, 2012. — С. 246–251.
11. **Адушкин В. В., Турунтаев С. Б.** Техногенная сейсмичность — индуцированная и триггерная. — М.: ИДГ РАН, 2015 — 364 с.
12. **Richardson E., Jordan T. H.** Seismicity in deep gold mines of South Africa: Implications for tectonic earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, 2002, Vol. 92, Issue 5. — P. 1766–1782.
13. **Gibowicz S. J., Kijko A.** An introduction to mining seismology, San Diego, Academic Press Inc., 1994. — 622 p.
14. **Stec K.** Characteristics of seismic activity of the Upper Silesian Coal Basin in Poland. Geophys., J. Int., 2007, 168. — P. 757–768. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03227.x.
15. **Маловичко А. А., Маловичко Д. А.** Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий // Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов / отв. ред. Н. Н. Мельников. — Новосибирск, 2010. — Т. 2. — С. 66–92.
16. **Ловчиков А. В., Асминг В. Э.** Изучение техногенной сейсмичности в Ловозерском горном массиве. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных // Материалы VI Междунар. сейсмол. шк. — 2011. — С. 186–189.
17. **Беседина А. Н., Кишкина С. Б., Кочарян Г. Г.** Влияние жесткости нарушений сплошности породного массива на излучательную эффективность очагов индуцированной сейсмичности. Ч. I. Результаты натуральных наблюдений // ФТПРПИ. — 2015. — № 4. — С. 83–96.
18. **Соболев Г. А., Веттегрень В. И., Ружич В. В., Киреевкова С. М., Смутьская А. И., Мамалимов Р. И., Кулик В. Б.** Исследование нанокристаллов зеркала скольжения из зоны сейсмодислокации // Геофиз. исслед. — 2015. — Т. 16. — № 4. — С. 5–14.
19. **Сейсмичность при горных работах** / под ред. Н. Н. Мельникова. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. — 318 с.
20. **Domański B., Gibowicz S.** Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland. Acta Geophys., 2008, Vol. 56. — P. 324–343.
21. **Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D.** Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2. BSSA, 1991, Vol. 81. — P. 1157–1182.
22. **Yamada T., Mori J. J., Ide S., Abercrombie R. E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H.** Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine, J. Geophys. Res., 2007, Vol. 112. — 12 p. B03305. doi:10.1029/2006JB004553.

23. **Oye V., Bungum H., Roth M.** Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhäsalmi ore mine, Finland. *BSSA*, 2005, Vol. 95 (3). — P. 1011–1026.
24. **Kwiatak G., Plenkens K., Dresen G. et al.** Source parameters of picoseismicity recorded at Mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2011, Vol. 101, No. 6. — P. 2592–2608.
25. **Heesakkers V., Murphy S., Lockner D. A., Reches Z.** Earthquake rupture at focal depth, P. II. Mechanics of the 2004 M2.2 Earthquake Along the Pretorius Fault, TauTona mine, South Africa, 2011, 168. — P. 2427–2449. doi:10.1007/s00024-011-0355-6.
26. **Heesakkers V., Murphy S., Reches Z.** Earthquake rupture at focal depth, P. I. Structure and Rupture of the Pretorius Fault, TauTona Mine, South Africa. *Pure Appl. Geophys*, 2011, 168. — P. 2395–2425. doi:10.1007/s00024-011-0354-7.
27. **Domański B., Gibowicz S.** Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at Rudna copper mine, Poland, *Acta Geophys*, 56. — P. 324–343. doi:10.2478/s11600-008-0014-1.
28. **Marcak H., Mutke G.** Seismic activation of tectonic stresses by mining, *J. Seismol.*, 2013, 17. — P. 1139–1148. doi:10.1007/s10950-013-9382-3.
29. **Адушкин В. В., Кочарян Г. Г., Новиков В. А.** Исследование режимов движения по разлому // *Физика Земли*. — 2016. — № 5. — С. 13–24.
30. **Будков А. М., Кочарян Г. Г.** Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Ч. 3. Численное моделирование // *Физ. мезомеханика*. — 2016. — № 3. — С. 86–92.
31. **Гудман Р.** *Механика скальных пород*. — М.: Стройиздат, 1987. — 232 с.
32. **Кочарян Г. Г., Спивак А. А.** *Динамика деформирования блочных массивов горных пород*. — М.: Академкнига, 2003. — 423 с.
33. **Guglielmi Y., Cappa F., Avouac J.-P., Henry P., Elsworth D.** Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip, *Science*, 2015, Vol. 348. — P. 1224–1226.
34. **Рассказов И. Ю., Саксин Б. Г., Петров В. А., Просекин Б. А.** Геомеханические условия и особенности динамических проявлений горного давления на месторождении Антей // *ФТПРПИ*. — 2012. — № 3. — С. 3–13.
35. **Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В., Лескова Е. В., Шевкунова Е. В., Подкорытова В. Г.** Техногенная сейсмичность разрезов Кузбасса (Бачатское землетрясение 18.06.2013 г.) // *ФТПРПИ*. — 2014. — № 2. — С. 41–46.
36. **Wei S., Avouac J.-P., Hudnut K. W., Donnellan A., Parker J. W., Graves R. W., Helmberger D., Fielding E., Liu Z., Cappa F., Eneva M.** The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip, *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, Vol. 422. — P. 115–122.
37. **Назаров Л. А., Назарова Л. А., Ярославцев А. Ф., Мирошниченко Н. А., Васильева Е. В.** Эволюция полей напряжений и техногенная сейсмичность при отработке месторождений полезных ископаемых // *ФТПРПИ*. — 2011. — № 6. — С. 6–14.
38. **Назарова Л. А., Назаров Л. А.** Эволюция напряжений и проницаемости трещиновато-пористого породного массива в окрестности добычной скважины // *ФТПРПИ*. — 2016. — № 3. — С. 11–19.
39. **Кочарян Г. Г.** Масштабный эффект в сейсмотектонике // *Геодинамика и тектонофизика*. — 2014. — Т. 5. — № 2. — С. 353–385.
40. **Курленя М. В., Опарин В. Н., Еременко А. А.** Об отношении линейных размеров блоков горных пород к величинам раскрытия трещин в структурной иерархии массива // *ФТПРПИ*. — 1993. — № 3. — С. 3–9.

*Поступила в редакцию 1/ХII 2016*