

Vavryčuk V., Kim S.G. Moment Tensor Inversion of the 2013 North Korean nuclear explosion on February 12, 2013, Second European conference on earthquake engineering and seismology, Istanbul Aug. 25–29, 2014.

Vavryčuk V. Moment Tensors: Decomposition and Visualization. Encyclopedia of Earthquake Engineering, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2015, doi: 10.1007/978-3-642-36197-5_288-1.

Wang T., Q. Shi, M. Nikkhoo, S. Wei, S. Barbot, D. Dreger, R. Bürgmann, M. Motagh, Qi-Fu Chen. The rise, collapse, and compaction of Mt. Mantap from the 3 September 2017 North Korean nuclear test. Science 10.1126/science.aar7230 .2018.

УДК 550.8.08

ИДЕНТИФИКАЦИЯ СИГНАЛОВ СЛАБЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПО ЗАПИСЯМ МАЛОАПЕРТУРНОЙ ГРУППЫ ПРИ МОНИТОРИНГЕ ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК

А.В. Варыпаев, И.А. Санина

ИДГ РАН

Предлагается методика многоканальной обработки записей малоапертурной группы, ориентированная на идентификацию сигналов слабых сейсмических событий, наблюдаемых на фоне естественных сейсмических помех. Методика апробирована на модельных данных и реальных записях, зарегистрированных малоапертурной группой в районе г. Губкин, где ведётся разработка залежей железной руды и регулярно проводятся взрывные работы. Идентификация сигналов произведена при помощи оценивания вектора кажущейся медленности Р-волн сейсмических событий непосредственно после предварительной процедуры обнаружения. В работе также приведён модельный эксперимент, результаты которого полностью согласуются с результатами обработки реальных наблюдений.

DOI: 10.26006/IDG.2018.10.20161

Введение

Локальная микросейсмичность позволяет получить представление о деформационных процессах, протекающих в верхней части земной коры. Под оценкой локальной микросейсмичности понимается определение параметров очагов во времени по наблюдениям малоапертурной сейсмической группы. Такая оценка является необходимой при мониторинге: а) гидроразрыва пластов, насыщенных углеводородами [Duncan and Eisner, 2010]; б) сейсмической опасности открытых (карьеры) или закрытых (шахты) горных работ [Maochen, 2005; Malovichko, Lynch, 2006]; в) вулканических и геотермальных зон [Cros et al., 2017; Droznin et al., 2015]; г) атомных электростанций [Кишкина и др., 2017]. К параметрам очагов относят, как правило, их пространственные координаты и величины, однозначно

определяющие тензор сейсмического момента [Aki and Richards, 2002]. В предположении плоского волнового фронта, регистрируемого сейсмической антенной, параметром очага также является вектор кажущейся медленности Р-волны. В большинстве случаев главной проблемой обработки записей малоапертурных групп является низкое отношение сигнал-помеха, а также сложная, отличная от случая равномерного расширения, диаграмма излучения очагов микроземлетрясений, параметры которых подлежат определению.

В настоящее время существует ряд работ [Zhang 2008; Kushnir et al., 2014; Kushnir, Varypaev 2017], посвящённых робастному (к помехам) определению параметров источников упругих волн. Однако, до сих пор, апробация и эффективность этих методов по сравнению с традиционным подходом сейсмической эмиссионной томографии [Kiselevitch et al., 1991] проводилась только на модельных (синтетических) данных. Кроме того, существующие алгоритмы ориентированы на оценивание параметров очагов по временному интервалу записей антенны, где априори известно наличие смеси этого сигнала и сейсмического фона. То есть остаётся открытым вопрос об обнаружении (детектировании) этих сигналов во времени. Совсем недавно методика обнаружения сигналов очагов по многоканальным записям антенны была предложена в работе [Варыпаев и др., 2018].

В настоящей статье приведены результаты обработки реальных записей сейсмических групп, которые подтверждаются результатами обработки аналогичных (при той же конфигурации сейсмической антенны) модельных данных. Установлено, что при допущении плоского волнового фронта, удаётся распознать сигналы сейсмических событий, в том числе на фоне естественных сейсмических помех, а также в ряде случаев установить их сложный механизм очага.

Полевые наблюдения

02 сентября и 28–29 октября 2017 г. были проведены сейсмологические наблюдения, включающие работы по развертыванию на дневной поверхности временной сейсмической группы с регистрацией колебаний до, во время и после проведения взрывных работ в горной выработке. Была развернута группа из пяти временных станций. 2 сентября регистрация велась на протяжении 5 часов, 28–29 октября –

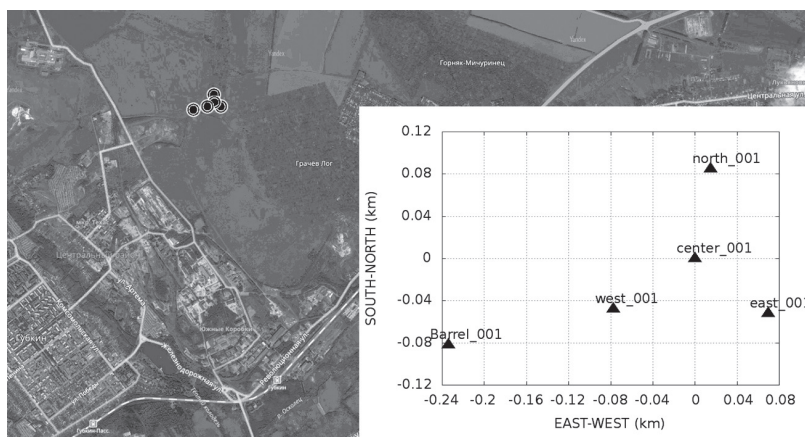


Рис. 1. Расположение временных пунктов регистрации

на протяжении 20 часов. Для размещения сейсмической малоапертурной группы из четырёх пунктов регистрации была выбрана ровная площадка в нижней части Грачёва лога на Теплоколодезянской территории, расположенная над региональным разломом (рис. 1).

Пятый пункт регистрации был размещён на существующем обустроенном круглом постаменте, заглублённом примерно на 50 см и находящемся на западном склоне Грачёва лога. Существующий постамент находится непосредственно над одной из горных выработок шахты предприятия «КМА «Руда». Данные о пунктах наблюдений приведены в Таблице. В обработке были использованы записи вертикальных компонент датчиков.

Таблица

Характеристики временных пунктов регистрации

Пункт	Широта, гр.	Долгота, гр.	Высота над уровнем моря, м	Сейсмоприемник	Примечание
«Север»	51:18:28.14	37:33:51.13	172	СМ-3КВ (вертикальный)	Канал N1
«Центр»	51:18:25.30	37:33:50.47	170	3×СМ-3КВ (два горизонталь- ных, один верти- кальный)	Канал С3
«Запад»	51:18:23.74	37:33:46.39	172	СМ-3КВ (вертикальный)	Канал W1
«Восток»	51:18:23.69	37:33:54.60	171	СМ-3КВ (вертикальный)	Канал E1
«Бочка»	51:18:22.57	37:33:38.37	179	СПВ-3К (трёхкомпонентный)	Канал В1

Робастный к помехам алгоритм оценивания вектора кажущейся медленности

Оценка свойств распространяющихся в земной среде сейсмических волн, в частности вектора кажущейся медленности Р-волны, можно оценить по наблюдениям группы датчиков, исходя из предположений плоского волнового фронта [Davies et al., 1971; Posmentier and Herrmann, 1971; Capon, 1973]. Робастное по отношению к аддитивным помехам оценивание вектора кажущейся медленности обеспечивается с помощью фазового алгоритма бимформинга [Zhang et al., 2008; Kushnir, Vaguraev, 2017]. Эти алгоритмы были разработаны для локации источников, генерирующих широкополосные волновые поля, и были неоднократно апробированы на модельных и реальных данных сейсмических групп. Очевидно, что аналогичный алгоритм допускает обобщение и на случай оценивания вектора кажущейся медленности Р-волны:

$$\hat{p} = (r, \alpha) = \arg \max_{r, \alpha} L(X), 0 \leq f_{j_1} < f_{j_2} \leq f_{Nyquist}, \tag{1}$$

$$L(X) = \frac{1}{(j_2 - j_1 + 1)M^2} \sum_{j=j_1}^{j_2} \left| \sum_{l=1}^M \frac{X_l(f_j) e^{-2\pi i f_j \tau_l(r, \alpha)}}{|X_l(f_j)|} \right|^2, \quad (2)$$

где r и α есть соответственно длина вектора и азимут, $\tau_l(r, \alpha)$ – относительное время распространения сейсмической волны до датчика группы с номером l , $X = \{X_l(f_j)\}_{j=1, l=1}^{N, M}$ – есть вектор дискретных значений конечного преобразования Фурье исходных наблюдений группы, M – количество пунктов регистрации (датчиков группы). Нетрудно показать, что $L(X) \leq 1$.

Результаты обработки реальных записей малоапертурной группы

При анализе многоканальных записей группы предполагается, что сигналы от локализованных источников в некотором диапазоне частот являются когерентными, поэтому, предварительно необходимо определить те временные интервалы наблюдений, где значения оценки многомерной когерентности являются достаточно высокими. Последнее относится к задаче детектирования и выходит за рамки настоящей работы, однако соответствующая методика и результаты детектирования описаны в [Варыпаев и др., 2018]. Таким образом, в ходе предварительной процедуры обнаружения, были отмечены временные интервалы наблюдений с высоким показателем когерентности многоканальных сигналов. Далее эти интервалы были использованы для оценивания вектора кажущейся медленности в полосе от 10 до 30 Гц с помощью алгоритма (1). Визуальный и количественный анализ F-K диаграмм (рис. 2) позволил выделить ровно 3 группы событий, генерирующих когерентные сигналы, параметры которых мы оцениваем.

Первая группа событий имеет F-K диаграмму аналогичную рис. 2, а. Рис. 2, а свидетельствует о том, что Р-волна сформирована из конкретной точки пространства, о чём также свидетельствует значение показателя качества этой диаграммы (0.193), рассчитываемое как квадрат разности между максимальным и минимальным значениями функции (2).

Вторая группа событий имеет F-K диаграмму, аналогичную рис. 2, б, когда функции двух переменных имеет два ярко выраженных симметричных относительно некоторой точки дискретного пространства (r, α) экстремума. Аналогичная ситуация возникает в задачах локации микросейсмических источников и подтверждает факт наличия сложной диаграммы излучения очага и, как следствие, наличие сложного механизма [Kushnir et al., 2014]. Как правило, точка, относительно которой проявляется такая симметрия, является «истинным» значением оцениваемого параметра. Отметим, что обнаруженный факт вовсе не означает, что события, которые отнесены к первой группе имеют изотропный механизм очага. Можно лишь утверждать, что нодальная плоскость пересекает дневную поверхность (где установлена сейсмическая группа) таким образом, что на всех каналах сейсмической группы регистрируемая Р-волна имеет один и тот же знак вступления. В противном же случае, если нодальная плоскость пересекает дневную поверхность в пределах апертуры группы, то возможно различное распределение знаков вступления Р-волн события на каналах группы, и тогда F-K диаграмма будет иметь вид схожий (в точности до симметрии экстремумов) с рис. 2, б.

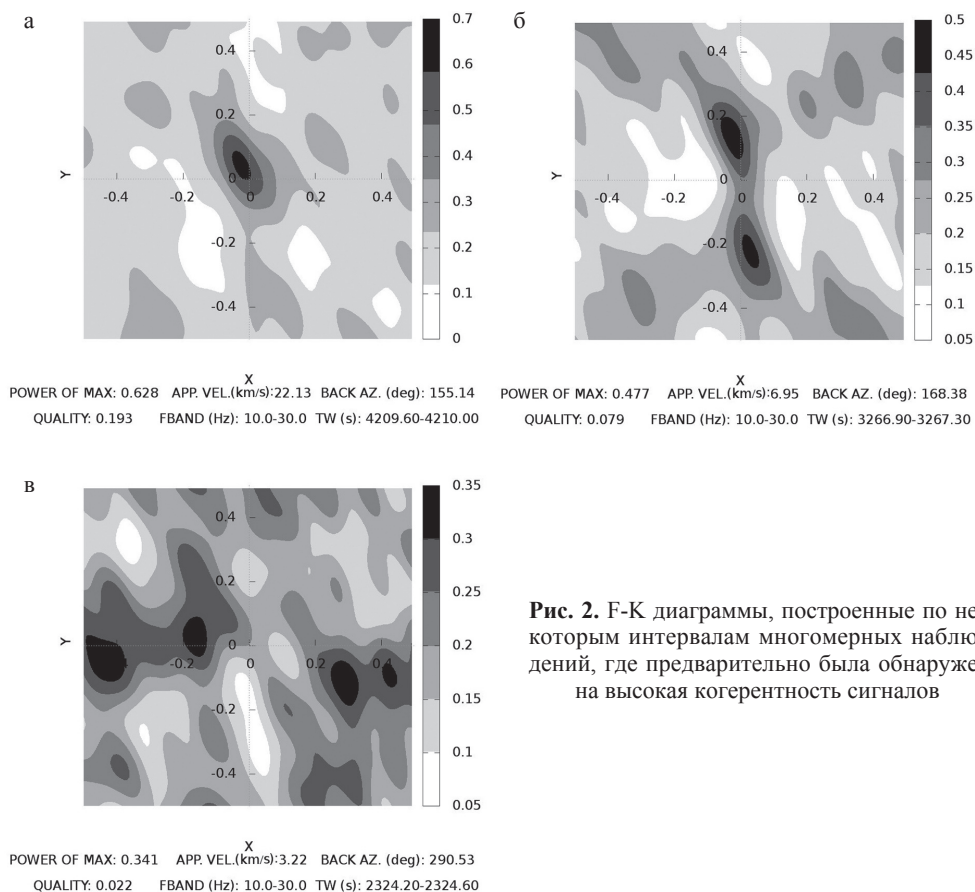


Рис. 2. F-K диаграммы, построенные по некоторым интервалам многомерных наблюдений, где предварительно была обнаружена высокая когерентность сигналов

Третья группа событий имеет F-K диаграмму, аналогичную рис. 2, в, и является наиболее очевидной с точки зрения многомерной обработки наблюдений группы, поскольку в этом случае конкретное направление, из которого пришёл «луч», не определено. В этом случае такие события не могут быть идентифицированы.

Таким образом, при грубом предположении о плоском волновом фронте событий, удаётся провести автоматическую идентификацию событий, оценивая кажущуюся медленность Р-волны по наблюдениям группы.

Результаты обработки синтетических данных

Возникает необходимость проверить достоверность полученных результатов обработки реальных записей на синтетических данных. С этой целью при решении прямой задачи расчёта модельных сейсмограмм использовалось матобеспечение, разработанное в [Herrmann, 2013] (метод «Generalized ray»). Ввиду небольших глубин проектирования шахт на КМА (~300 м) в расчётах учитывалась однородная скоростная модель среды, где скорость распространения продольных волн была выбрана равной 2.31 км/с, а плотность слоя равной 2.5 г/см³. Глубина очага была выбрана равной 300 м. Рассматривались два механизма очага, изотропный и

так называемый «double couple» (пара сил), диаграммы излучения которых и тензор сейсмического момента [Aki and Richards, 2002] представлены на рис. 3.

Горизонтальные координаты очага были выбраны так, что источник находился в пределах апертуры группы и был сдвинут относительно центрального датчика на 100 м к западу и на 50 м к северу. Соответствующие рассчитанные сейсмограммы для вертикальных компонент, являющиеся результатом прохождения модельного импульса (Ricker Wavelet) через упругую однородную среду, представлены на рис. 4.

Рис. 3. Тензор сейсмического момента и диаграмма излучения вида «beach ball» (фронтальный вид): слева – сложный механизм очага (double couple); справа – изотропный

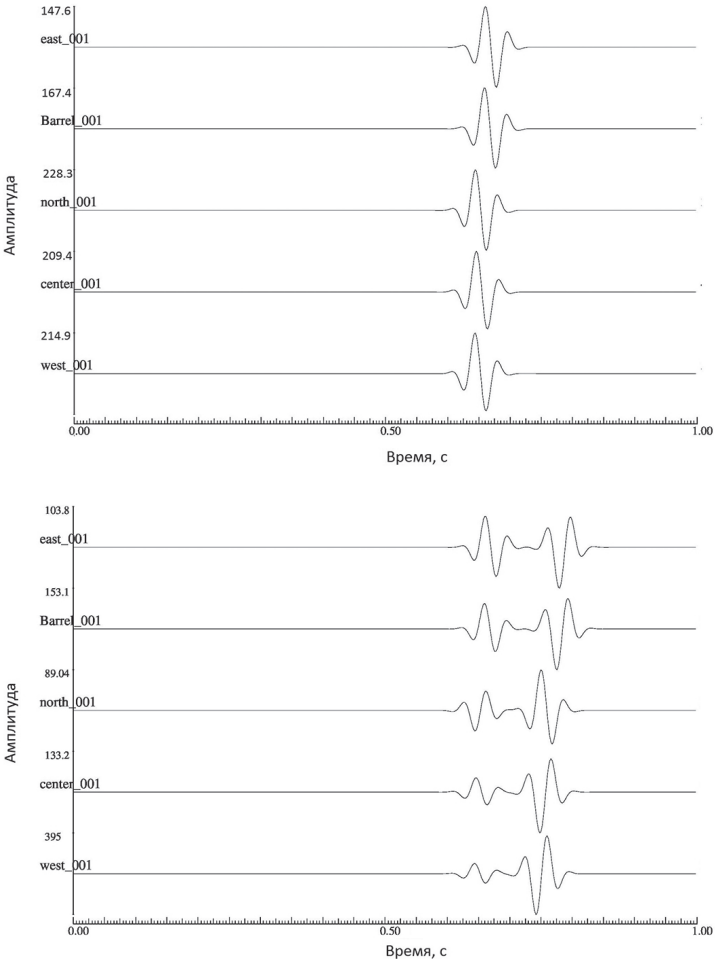


Рис. 4. Графики: сверху – сейсмограмма, рассчитанная для изотропного механизма очага, внизу – сейсмограмма, рассчитанная для сложного механизма очага

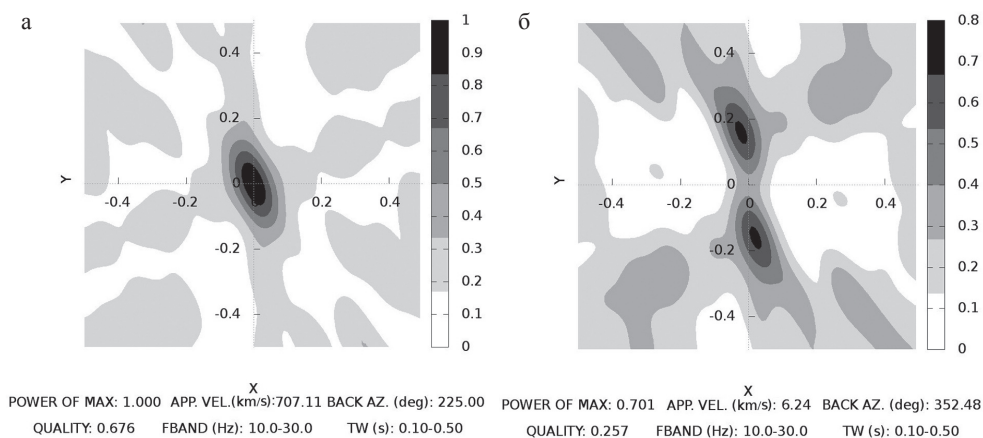


Рис. 5. F-K диаграммы, построенные по синтетическим сейсмограммам для случаев: а – изотропного механизма очага рис. 3; б – сложного механизма очага (рис. 3)

В обоих случаях, отличающихся механизмом очага, результаты оценивания вектора кажущейся медленности (рис. 5) в полосе от 10 до 30 Гц (частотная полоса, где сосредоточена подавляющая часть энергии модельного импульса) по синтетическим данным получились аналогичными рис. 2, а,б. Длина временного интервала, в котором производилось оценивание была равна 0.4 с. Интервал обработки включал в себя только Р-волну. При этом можно заметить 2 интересных факта:

1) для изотропного источника, практически, вся энергия регистрируемых сигналов событий приходится на Р-волну и ввиду положительной корреляции между всевозможными парами Р-волн, а также отсутствия аддитивных помех, максимальное значение функции (2) равно единице (рис. 5, а). Источник лежит в пределах апертуры группы, что определяет высокое значение кажущейся скорости (707.11 км/с). Очевидно, что сейсмическая группа регистрирует комплексный волновой фронт. В предположении плоского же волнового фронта мы оцениваем лишь «приближённое» направление, с которого пришёл луч. Поэтому аномально большие значения кажущейся скорости характеризуют то, насколько угол между плоским волновым фронтом и горизонтальной поверхностью, где установлена группа, близок к 0. При этом оценить расположение очага относительно группы при оцененной кажущейся скорости 22.13 км/с (рис. 2, а) является довольно затруднительным без проведения дополнительного моделирования, удаляя источник от группы. Однако, в нашем же случае, смоделированный источник был расположен в сотне метров от центрального датчика группы, следовательно, при оцененной кажущейся скорости равной 707.11 км/с мы можем утверждать, что источник находится в пределах апертуры группы.

2) для сложного механизма очага, аналогичного рис. 2, б, установлена симметрия экстремумов относительно точки (рис. 5, б), для которой длина вектора кажущейся медленности близка к 0, то есть эта точка соответствует истинному значению оцениваемого параметра.

Выводы

В работе представлены результаты применения разработанной методики, не требующей визуального анализа сейсмограмм к многоканальной обработке

реальных наблюдений и синтетических данных. Алгоритм (1) оценивания кажущейся медленности в ряде случаев позволяет идентифицировать сейсмические события со сложным механизмом (рис. 2, б), отличить помеху (рис. 2, в) от локализованного в пространстве события (рис. 2, а). Проведённый эксперимент с синтетическими данными подтверждает ранее полученные результаты обработки полевых наблюдений [Варыпаев и др., 2018].

Исследования проведены при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00923) и программы РАН (проект № 0146-2018-0002). В рамках гос. заданий ИДГ РАН проводились работы (проекты №№ АААА-А17-117112350022-3 – разработка алгоритмов многоканальной обработки записей групп, создание необходимого матобе-спечения; АААА-А17-117112350020-9 – обработка реальных и модельных данных).

Литература

Варыпаев А.В., Санина И.А., Чулков А.Б., Кушнир А.Ф. Применение робастных фазовых алгоритмов для выявления сейсмической эмиссии в районе проведения взрывных работ в шахтах // Сейсмические приборы. 2018. Т. 54, № 2. С. 5–18. DOI: 10.21455/si2018.2-2.

Кишкина С.Б., Краснощеков Д.Н., Волосов С.Г., Иванченко Г.Н., Константиновская Н.Л., Локтев Д.Н., Нестеркина М.А., Ризниченко О.Ю., Санина И.А. Временные сейсмологические наблюдения в районе Ростовской АЭС // Динамические процессы в геосферах: сборник ИДГ РАН. Вып. 9. М. : Графитекс. 2017. С. 49–59.

Aki, K., Richards, P.G. (2002). Quantitative Seismology, 2nd edn. University Science Books, Sausalito.

Capon J. Signal processing and frequency-wavenumber spectrum analysis for a large aperture seismic array // In: Methods in computational physics. Academic Press. 1973. P. 2–59.

Cros E., Roux P., Vandemeulebrouck J., Kedar S., (2017). Locating hydrothermal acoustic sources at Old Faithful Geyser using Matched Field Processing // Geophys. J. Int. 187(1), 385–393.

Davies D., Kelly E.J., Filson J.R. Vespa process for analysis of seismic signals // Nature Phys. Sci. 1971. V. 232. P. 8–13.

Droznin D., Shapiro N., Droznina S., Senyukov S., Chebrov V., Gordeev E. (2015). Detecting and locating volcanic tremors on the Klyuchevskoy group of volcanoes (Kamchatka) based on correlations of continuous seismic records // Geophys. J. Int., 203, 1001–1010.

Duncan, P., Eisner, L. (2010). Reservoir characterization using surface microseismic monitoring // Geophysics 75, 139–146.

Herrmann, R.B. (2013). Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research. Seismol. Res. Lett. 84, 1081–1088, doi: 10.1785/0220110096.

Kiselevitch, V.L., Nikolaev, A.V., Troitskiy, P.A., Shubik, B.M. (1991). Emission tomography: main ideas, results, and prospects: 61st, Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1602.

Kushnir A.F. Varypaev A.V. (2017). Robustness of statistical algorithms for location of microseismic sources based on surface array data // Comp. Geoscience. DOI: 10.1007/s10596-017-9623-6.

Kushnir, A.F., Varypaev, A.V., Rozhkov, M.V., Epiphansky, A.G., Dricker I. (2014). Determining the microseismic event source parameters from the surface seismic array data

with strong correlated noise and complex focal mechanisms of the source // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, Pleiades Publishing, 50(3), 334–354, (Jul. 2014).

Malovichko, D.A., and R.A. Lynch. (2006). Micro-seismic monitoring of open-pit slopes, *Mining Echo*, 24(2), 21–30.

Maochen Ge. (2005). Efficient mine microseismic monitoring // *Internat. Jour. Coal Geol.* 64. P. 44–56.

Posmentier E.S., Herrmann R.W. Cophase. (1971). An ad hoc array processor // *J. Geophys. Res.* V. 76. P. 2194–2201.

Zhang, C., Florêncio, D., Ba, D.E., Zhang, Z. (2008). Maximum likelihood sound source localization and beam forming for directional microphone arrays in distributed meetings // *IEEE Trans. Multimedia* 10(3), 538–548.

УДК 523.68

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ПРОСТРАНСТВЕ ЭНЕРГИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ПРИ МЕТЕОРИТНОМ УДАРЕ И ВЗРЫВЕ

Б.А. Иванов

ИДГ РАН

Определение параметров сейсмических волн, излучаемых при взрыве и при высокоскоростном ударе, является классической задачей геофизики. В данной работе мы обращаем внимание на интересную особенность – неравномерное распределение в пространстве энергии сейсмической волны при ударе и при взрыве вблизи поверхности. Численное моделирование показало, что при ударе и при взрыве у поверхности большая часть сейсмической энергии излучается в конус раствором 120° под центром, содержащий 50% массы мишени.

DOI: 10.26006/IDG.2018.10.20170

Введение

Эффективность излучения сейсмических волн при взрыве и высокоскоростном ударе является классической задачей динамической геофизики, представляющей как теоретический, так и практический интерес. Интерес к сейсмической эффективности высокоскоростных ударов связан, в основном, с сейсмическими исследованиями Луны [McGarr et al., 1969; Latham et al., 1970]. При этом разброс предполагаемых значений доли энергии удара, переданной в сейсмическое излучение, достигает порядка величины [Schultz and Gault, 1975; Хазинс и др. 2018]. Подход, использующий сравнение сейсмической эффективности удара и гораздо более изученных взрывных сейсмических волн, требует сравнительного изучения удара и взрыва. Данная работа посвящена сравнению удара и взрыва методами численного моделирования.