

УДК 550.34

ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИСТОЧНИКА 03.09.2017 г. В СЕВЕРНОЙ КОРЕЕ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ НА РЕГИОНАЛЬНЫХ РАССТОЯНИЯХ

В.М. Овчинников

ИДГ РАН

3 сентября 2017 г. в Корейской народно-демократической республике был проведен ядерный взрыв, эпицентр которого расположен вблизи испытаний 2006, 2009, 2013, 2015 и 2016 годов. Проведен анализ сейсмограмм, в основном, на региональных расстояниях до 11° . Получены оценки таких важных параметров источника как скалярный сейсмический момент, моментная магнитуда, полный тензор сейсмического момента (ТСМ). ТСМ может быть разложен на непосредственно связанную с взрывом изотропную часть, на которую приходится 47.2% излучения и дополнительную, вероятно связанную с подъемом купола взрыва и его последующего опускания, часть, на которую приходится 41.1%.

DOI: 10.26006/IDG.2018.10.20160

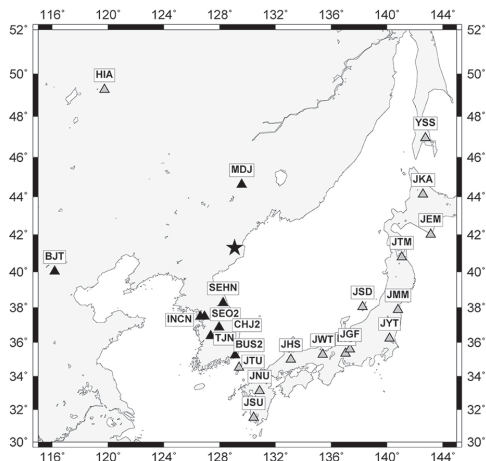
Введение

Подземный ядерный взрыв 3 сентября 2017 г. был проведен на северо-востоке КНДР в горном массиве, сложенном гранитами. Сейсмические волны от взрыва были зарегистрированы на большом числе сейсмических станций в широком диапазоне эпицентральных расстояний от 1 до 170° . Он сопровождался рядом интересных явлений: слабыми землетрясениями (возможно афтершоками) [Kim et al., 2018; Liu et al., 2018], один из которых, произошедший через 8.5 мин спустя, связан с обрушением полости [Tian et al., 2018]; зона разрушений при взрыве вышла на поверхность, где вертикальные смещения достигают 10 см [Matt Wey, 2017; Wang, 2018].

Такой взрыв предоставляет наилучшие возможности для изучения особенностей сейсмического источника на основе все более широкого использования для этой цели тензора сейсмического момента [Ford et al., 2010; Vavručuk & Kim, 2010; Tian et al., 2018; Han et al., 2017]. Полученные на его основе оценки изотропной части излучения взрыва в 2017 г. сильно различаются: 87% в публикации [Han et al., 2017] и 47% в [Incorporated..., 2017]. ТСМ представляет собой общую теоретическую основу для описания сейсмических источников на основе обобщенных пар сил [Dreger & Helmberger, 1993] и широко применяется для описания механизма сильных землетрясений. Полагают даже, что ТСМ может заменить другие, более традиционные оценки параметров источника, такие как, например, магнитуда и механизм очага из знаков первых вступлений. В данной работе основное внимание сосредоточено на определении ТСМ на региональных расстояниях от 300 до 1100 км в диапазоне низких частот 0.05–0.1 Гц и возможности его использования для верификации источника как взрыва.

Использованные сейсмические данные

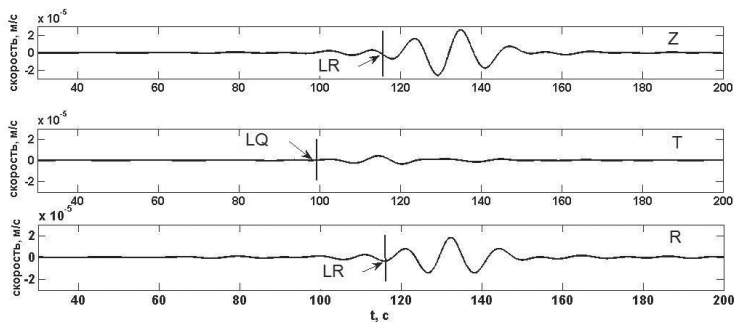
Использованы данные сейсмических станций на региональных расстояниях от 300 до 1100 км в Китае и Южной Корее. На рис. 1 показана карта с взаимным расположением сейсмических станций с эпицентрными расстояниями менее 16° и испытательного полигона в Северной Корее.



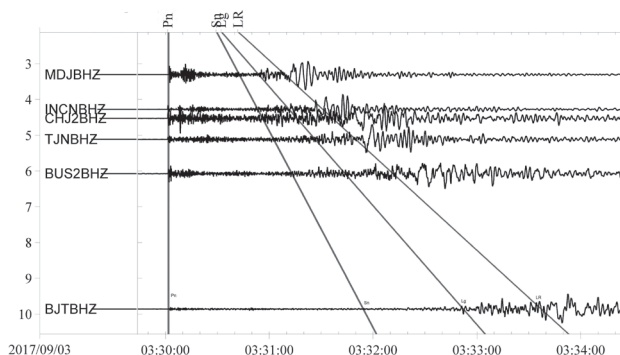
А

Рис. 1. А – сейсмические станции (треугольники) на расстоянии от 3 до 1500 от полигона, зарегистрировавшие сейсмическое явление (звездочка) 3 сентября 2017 г. Б – пример сейсмограмм – вертикальной Z, трансверсальной T и радиальной R компонент взрыва на станции MDJ в полосе частот 0.05–0.1 Гц; чертой со стрелкой отмечены вступления волн Релея (LR) и Лява (LQ). В – монтаж сейсмограмм взрыва: отрезками прямых отмечены вступления волн Pn, Sn, Lg и LR

Б



В



На всех континентальных станциях (черные треугольники на карте), с углом охвата эпицентра около 180° , первое вступление имеет положительную полярность. Положительная полярность первого вступления наблюдается также на станциях

Японии (серые треугольники), обеспечивающих азимутальный охват эпицентра источника до 270° . На монтаже сейсмограмм (рис. 1, В) показаны основные вступления волн, связанных со структурными особенностями земной коры в районе наблюдений. Из него видно, что поперечные волны S_n слабо выражены и имеют малую амплитуду. Эти два признака указывают на изотропный характер излучения из очага. По амплитуде доминируют поверхностные волны LR. Измеренные времена первых вступлений волн P_n на континентальных станциях описываются регрессионной зависимостью

$$t = (6.28 \pm 0.436) + (0.126 \pm 0.0008)\Delta, \quad (1)$$

где Δ – расстояние в км.

Другой особенностью волнового поля от сейсмического явления в Корее 03.09.2017 г., также отмечавшейся при взрывах в КНДР [Vavryšuk et al., 2013, 2014], является присутствие на сейсмограммах в низкочастотном диапазоне 0.05–0.1 Гц горизонтально-поляризованной волны Лява (рис. 1, Б). К примеру, амплитуда волны Лява на станции MDJ равна 1/3 амплитуды волны Релея, что указывает на значимую величину неизотропного излучения сейсмического источника. Частота колебаний в волнах Лява и Релея 0.06–0.08 Гц.

Определение тензора сейсмического момента

Рассматривается точечный источник сейсмических волн с известным пространственным положением и временем возникновения, размещенный в слоисто-стратифицированной среде. На достаточно больших расстояниях $r(x_s - x_r)$ от источника смещение $u(r, t)$ в момент времени t можно выразить через тензор момента источника $M = (m_{pq})$ и свертку производной нормированной временной функции источника $f(t)$ с производной по пространственной координате тензора Грина G [Aki & Richards, 2002]

$$u_i(r, t) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 m_{pq} \dot{f}(t) * \frac{\partial}{\partial x_q} G_{ip}(r, t), \quad (2)$$

где * обозначает свертку по времени, $i = 1, 2, 3$ – три компоненты смещения в системе отсчета, связанной с ориентацией сейсмоприёмников в точке наблюдения, r – расстояние между источником и точкой наблюдения.

Для тензора m_{pq} используем разложение на элементарные диполи сил [Bouchon, 1980; Bouchon, 1981]

$$m_{pq} = \sum_{i=1}^6 a_i m_{pq}^i, \quad (3)$$

где

$$m^1 = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad m^2 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad m^3 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{pmatrix} \quad m^4 = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (4)$$

$$m^5 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad m^6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

m^1, m^2, m^3 – двойные диполи с моментом (DC), m^4, m^5 – компенсированные линейные диполи (CLVD), m^6 – три диполя без момента (ISO). Таким образом, ТСМ источника может быть представлен в виде линейной комбинации шести элементарных безразмерных тензоров m^i , описывающих все возможные силовые модели сейсмических источников, с помощью которых можно моделировать различные виды реальных сейсмических источников. Из (3) и (4) также следует, что сейсмический тензор момента может быть представлен через коэффициенты a_j [Křížová et al., 2013]

$$M = \begin{pmatrix} -a_4 + a_5 & a_1 & a_2 \\ a_1 & -a_5 + a_6 & a_3 \\ a_2 & a_3 & a_4 + a_5 + a_6 \end{pmatrix} \quad (5)$$

В качестве временной функции $f(t)$ мы будем использовать ступенчатую функцию (функция Хевисайда). Для численных расчетов теоретических сейсмограмм $u(r, t)$ использована достаточно хорошо документированная реализация программного кода «AXITRA» [Coutant, 1989].

В общем случае задача инверсии ТСМ состоит в определении коэффициентов a_i ($i = 1, 2, \dots, 6$) и координат гипоцентра $r_s = (\phi, \lambda, h)$ из решения оптимизационной задачи [Dreger & Helmberger, 1993]

$$\psi(a_j, r_s) = \min_{a_j, r_s} \left(\sum_{j=1}^J \sum_{i=1}^N \sum_{k=1}^3 (S_{ijk} - u_{ijk})^2 \right), \quad (6)$$

где S_{ijk} – наблюдаемая i -ая компонента ($i = 1, 2, 3$) сейсмограммы на j -ой станции ($j = 1, 2, \dots, J$), $i = 1, 2, \dots, N$ – число временных отсчетов сейсмограммы, u_{ijk} определяется формулой (2). В формулировке (6) задача является нелинейной относительно неизвестных. Ее можно существенно упростить, если воспользоваться координатами эпицентра источника из независимых наблюдений, в частности космических. На основе спутниковых данных об изменении топографии района до и после проведения взрыва получены значения $41^\circ.3$ с.ш. и $129^\circ.08$ в.д. [Matt Wey, 2017] и близкие $41^\circ.301$ с.ш. и $129^\circ.078$ в.д. [Wang et al., 2018]. В результате задача (6) при фиксированной глубине приводится к линейной системе уравнений относительно неизвестных a_j . Из космических данных также следует, что глубина взрыва $h < 800$ м, так как высота эпицентра над уровнем моря составляет 2205 м, а входов в две технологические штольни – 1405 и 1360 м.

Для решения задачи (6) необходимо рассчитать импульсные характеристики среды $G_{ip}(r, t)$, определяющие зависящую от строения земной коры, по которой

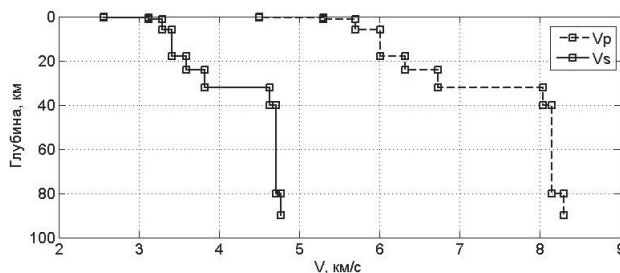


Рис. 2. Скоростной разрез восьмислойной модели земной коры и верхней мантии, использованной для расчета функций Грина

распространяются сейсмические волны от источника к приемнику, временную структуру сейсмограммы. В табл. 1 приведены параметры модели среды, а на рис. 2. показан скоростной разрез этой модели. В основном модель соответствует модели [Vavryšuk et al., 2013], ранее использовавшейся для анализа взрыва в Корее в 2013 г. Скорректированы только значения скоростей на границе 32 км в соответствии с годографом (1).

Таблица 1

Параметры *) модели земной коры и верхней мантии

H , км	α_i , км/с	β_i , км/с	ρ_i , г/см ³	Q_p	Q_s
0.0	4.50	2.560	2.100	200	100
0.5	5.30	3.120	2.440	300	150
1.3	5.70	3.290	2.640	300	150
6.0	6.01	3.410	2.790	400	200
18.0	6.32	3.590	2.860	600	300
24.0	6.73	3.820	3.040	1000	500
32.0	7.96	4.630	3.240	1000	500
40.0	8.15	4.710	3.240	1450	725
80.0	8.30	4.770	3.140	1450	725

*) H – глубина верхней границы слоя, α_i , β_i – скорость продольных и поперечных волн, ρ_i – плотность среды в слое, Q_p , Q_s – безразмерные факторы неупругого поглощения для продольных и поперечных волн.

Результаты

При решении системы линейных уравнений, следующей из оптимизационной задачи (6), выяснилась ее неустойчивость из-за плохой обусловленности матрицы условных уравнений. Поэтому были подобраны три станции – ВЛТ, MDJ и INCN, обеспечивающие максимальный азимутальный охват эпицентра и отношение максимального собственного значения к минимальному, равное 12. Из этих 9 сейсмограмм (три станции, три компоненты) длительностью 400 с получены значения коэффициентов a_j и их погрешности σ_{aj} , приведенные в табл. 2. Из данных табл. 2 для ТСМ и формулы (4) имеем:

$$M = \begin{pmatrix} -0.05 & -0.041 & 0.59 \\ -0.041 & 0.594 & 0.107 \\ 0.59 & 0.107 & 1.967 \end{pmatrix} 10^{16} \text{ Нм.} \quad (7)$$

Таблица 2

Параметры a_j и их погрешности из решения задачи (6)

$a_j * 10^{17}$, Нм	-0.0407	0.593	0.106	0.491	0.441	1.034
$\sigma_{ij} * 10^{17}$	0.0036	0.0070	0.0129	0.0214	0.0219	0.0222

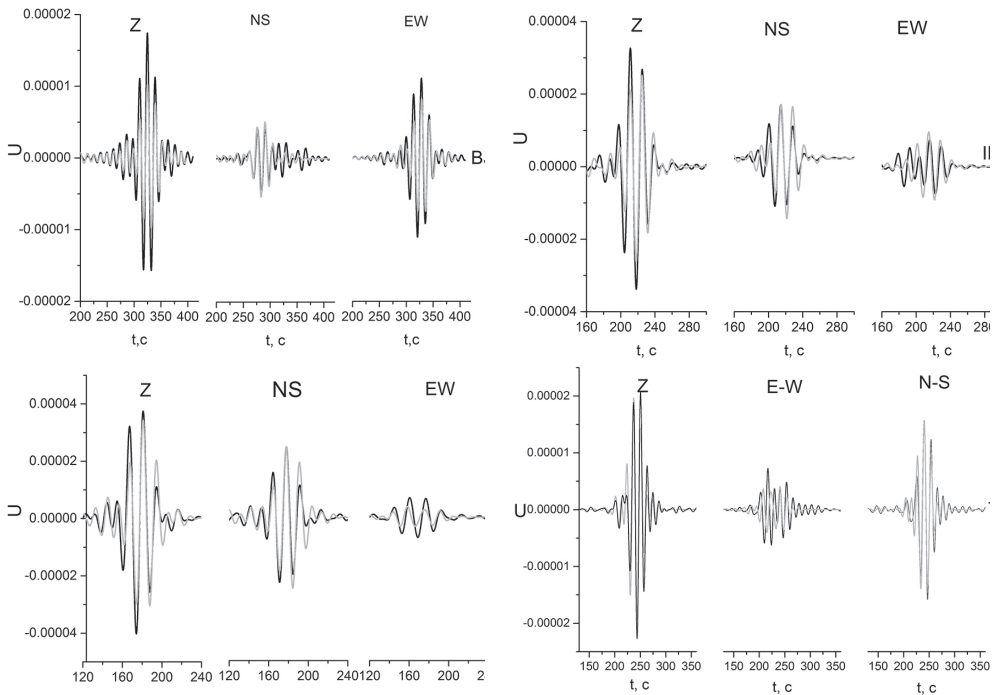


Рис. 3. Теоретические (серый цвет) и экспериментальные (черный цвет) сейсмограммы для станций MDJ, INCN, BJT, TJN. Размерность по оси ординат U, [м]

Согласованность экспериментальных и теоретических сейсмограмм, для полученного тензора сейсмического момента, показана на рис. 3. В качестве количественной меры согласованности использована относительная ошибка описания реальных сейсмограмм теоретическими

$$\delta_{jk} = \frac{\sum_{i=1}^N (S_{ijk} - u_{ijk})^2}{\sum_{i=1}^N u_{ijk}^2}. \quad (8)$$

Значения ошибки для каждой компоненты Z, N–S, E–W и каждой станции приведены в табл. 3. Физически δ_{jk} показывает, какая доля энергии реальной сейсмограммы не описывается теоретической сейсмограммой. Визуально хорошая согласованность для сейсмограмм станций MDJ, BJT, INCN, а также TJN (данные последней в расчете TCM не использовались) видна на рис. 3.

Большие значения ошибки для горизонтальной компоненты E–W связаны с влиянием шума, который теоретические сейсмограммы не описывают, а амплитуда сигнала от взрыва на них в 3–4 раза меньше, чем на вертикальной компоненте Z и лишь немного превышает уровень шума. Средняя величина для этого решения TCM $\delta_1 = 0.263 \pm 0.195$ (по столбцам N-S и Z из табл. 1).

Из (8) определяем скалярный сейсмический момент [Silver & Jordan, 1982]

$$M_0 = \sqrt{\frac{m_{11}^2 + m_{22}^2 + m_{33}^2}{2}} = 1.6 \cdot 10^{17} \text{ Нм.}$$

Таблица 3

Относительные ошибки описания реальных данных синтетическими сейсмограммами и знаки первого вступления (жирным шрифтом выделены станции, по сейсмограммам которых определен TCM)

Код станции	Азимут,	Расстояние, км	Знак 1-го вступления	σ , N-S	σ , E-W	σ , Z
SEHB	191.3728	343.956	+	0.23	2.9	0.31
MDJ	6.9347	370.9329	+	0.14	0.09	0.2
SEO2	203.8014	461.77	+	0.12	1.27	0.9
INCN	206.6006	474.1183	+	0.26	0.3	0.23
CHJ2	190.8584	500.6755	+	0.14	0.3	0.26
TJN	195.2811	566.407	+	0.47	0.32	0.16
BUS2	179.4284	671.723	+	0.25	3.12	0.23
ВЛТ	266.5363	1100.128	+	0.14	0.2	0.02

Моментная магнитуда $M_w = 2/3 \cdot \log(M_0) - 6.1 = 5.4$.

Для физической интерпретации TCM (8) можно разложить на три составляющих: изотропную (три пары ортогональных диполей без момента, ISO) двойную пару сил с моментом (DC) и компенсированный дипольный момента (CLVD) [Vavryčuk, 2015]

$$M = M_{ISO} + M_{DC} + M_{CLVD}.$$

$$M_{ISO} = 1/3(M_1 + M_2 + M_3), M_{CLVD} = 2/3(M_1 + M_3 - 2M_2), M_{DC} = 1/2(M_1 - M_3 - |M_1 - M_3 - 2M_2|),$$

где $M_1 > M_2 > M_3$ – собственные значения тензора (7).

При такой декомпозиции TCM 47.2% могут быть описаны изотропным механизмом излучения (ISO), 41.1% – компенсированным линейным диполем (CLVD) и 11.7% связаны со сдвиговой компонентой (DC). Полученная величина изотропной компоненты согласуется с результатом из работы [Incorporated..., 2017], где изотропная компонента составляет 47%. В публикации же [Han et al., 2017] по данным станций в Китае на расстояниях от 100 до 300 км для изотропного излучения получено значение 85%. Различие, по-видимому, связано с тем, что в [Han et al., 2017] для расчета TCM использовались фрагменты сейсмограмм с продольными и поперечными волнами, в то время как более низкие значения в настоящей работе получены по фрагменту с низкочастотными поверхностными волнами.

Полученный характер распределения излучения может быть обусловлен двойным источником при мощных взрывах, когда кроме компоненты, связанной с развитием полости и разрушением вмещающей среды, возникает дополнительная компонента, связанная с влиянием свободной поверхности – подъем купола в эпицентре с последующим опусканием.

Рассмотрим теперь вариант решения, полагая, что сейсмический источник не имеет изотропной составляющей. Формально это означает, что сумма диагональных элементов TCM равна нулю. То есть задача (6) решается с дополнительным ограничением

$$a_4 + 2a_6 = 0.$$

Для этого случая на сдвиговую компоненту (DC) приходится 62.7% и на линейный компенсированный диполь (CLVD) – 37.3%. Скалярный сейсмический момент составил $1.4 \cdot 10^{17}$ Нм. При этом теоретические сейсмограммы только немного хуже описывают реальные данные. Относительные ошибки для станций MDJ, INCN, BJT приведены в табл. 4, а на рис. 4 приведено сравнение теоретических и реальных сейсмограмм в полосе частот 0.05–0.08 Гц.

Таблица 4

Относительные ошибки для решения без изотропного излучения

Код станции	δ , N-S	δ , E-W	δ , Z
MDJ	0.17	0,93	0.32
INCN	0.2	0,66	0.014
BJT	1.38	0.37	0,1

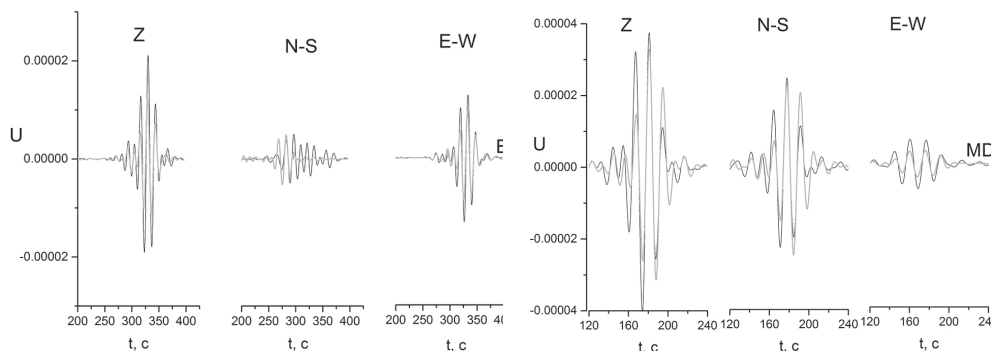


Рис. 4. Сравнение реальных (черная линия) и синтетических (серая линия) сейсмограмм для ТСМ без изотропной компоненты излучения на станциях MDJ и BJT

Средняя величина относительной ошибки для этого решения $\delta_2 = 0.195 \pm 0.133$. Проверка гипотезы о равенстве средних по t – критерию показывает, что δ_1 и δ_2 статистически неразличимы. Отсюда следует, что невозможно отдать предпочтение одному из двух возможных решений и, следовательно, идентифицировать сейсмический источник как подземный взрыв на основе ТСМ, рассчитанного по низкочастотным поверхностным волнам. Но знаки первых вступлений, о которых говорилось выше, указывают на взрывной характер источника.

Следует отметить, что скалярные сейсмические моменты для двух решений $-1.6 \cdot 10^{17}$ и $1.4 \cdot 10^{17}$ Нм, различаются незначительно.

Заключение

Приведена технология оценки тензора сейсмического момента на примере сейсмического явления 3 сентября 2017 г. по данным сейсмических станций на региональных расстояниях.

Показано, что 47.2% излучения сейсмического источника представляет изотропную часть (ISO), характерную для взрыва, 11.7% приходится на сдвиговую

компоненту (DC) и 41.1% – на излучение, описываемое линейным компенсированным диполем (CLVD).

Показано, что идентификация сейсмического источника как взрыва на основе только ТСМ, рассчитанного в низкочастотном диапазоне по поверхностным волнам, невозможна и требуются дополнительные данные, например, о знаках первых вступлений.

Определены скалярный сейсмический момент $M_0 = 1.6 \cdot 10^{17}$ Нм и моментная магнитуда $M_w = 5.4$.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы РАН № 56.

Литература

Aki, K., P.G. Richards, Quantitative seismology, University Science Books, Sausalito, California, 2002. – 704 p.

Bouchon M. Calculation of complete seismograms for an explosive source in a layered medium // *Geophysics*. 1980, v. 45. p. 197–203.

Bouchon, M. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, 1981. *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 959–971.

Coutant, O. Program of numerical simulation AXITRA, 1989. Tech. rep., LGIT, Grenoble, France.

Dreger, D.S., HelMBERGER, D.V. (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data, *J. Geophys. Res.*, 98, no. B5, 8107–8126.

Ford S.R., D.S. Dreger, W.R. Walter (2010). Network Sensitivity Solutions for Regional Moment-Tensor Inversions / *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 5A, pp. 1962–1970, doi: 10.1785/0120090140.

Incorporated Research Institutions for Seismology, “Special event: 2017 North Korean nuclear test; <http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/specialevents/2017/09/03/2017-north-korean-nuclear-test/2017>.

Han L., Wu Z, Jiang G., Liu J. Properties of three seismic events in September 2017 in the northern Korean Peninsula from moment to tensor inversion. 2017. <http://www.cenc.ac.cn/cenc/dzxx/336221/index.html/>.

Kim W-Y., D. Schaff, P.G. Richards, (2018). Location and identification of seismic events around North Korean nuclear test site following the 3 september 2017 underground nuclear test. *Вестник НЯЦ РК*, вып 2(74), с. 11–19.

Křížová D, J. Zahradník, A. Kiratzi (2013). Resolvability of Isotropic Component in Regional Seismic Moment Tensor Inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 103, No. 4, pp. 2460–2473, 2013, doi: 10.1785/0120120097.

Liu J., L. Li, J. Zahradník, E. Sokos, C. Liu, X. Tian, North Korea's 2017 test and its non-tectonic aftershock. *Geophys. Res. Lett.* 2018, doi:10.1002/2018GL077095.

Matt Wey <http://weilab.uri.edu/> Preliminary InSAR results of the September 3, 2017 North Korea Nuclear Test .

Tian D., J. Yao, L. Wen, (2018). Collapse and Earthquake Swarm after North Korea's 3 September 2017 Nuclear Test. *Geophys. Res. Lett.* doi:10.1029/2018GL077649.

Silver PG, Jordan T.H. (1982). Optimal estimation of the scalar seismic moment. *Geophys J Roy Astr Soc*, V. 70, p. 755–787

Vavryčuk V., So Gu Kim. Nonisotropic radiation of the 2013 North Korean nuclear explosion *Geophys. RESEARCH LETTER*, doi:10.1002/2014GL061265, p. 1–9.

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