ZESZYTY NAUKOWE POLITECHNIKI ŚLĄSKIEJ 1999
Seria: GÓRNICTWO z. 244 Nr kol. 1441

Kazimierz WANAT

# LOKALIZACJA OGNISK WSTRZĄSÓW GÓRNICZYCH Z DŁUGOŚCI ZAPISU SEJSMOGRAMÓW

**Streszczenie.** Wstrząsy Ziemi lub wstrząsy górnicze są tradycyjnie lokalizowane poprzez czasy pierwszych wejść fal sejsmicznych. Ponieważ amplituda drgań cząstek ośrodka zanika w funkcji odległości od źródła, jest możliwe lokalizowanie wstrząsów przez dane o amplitudzie fal lub przez korespondującą długość zapisu sejsmogramu. Amplituda czy długość zapisu zależą od wielu czynników, przez co nie należy spodziewać się bardzo dokładnych wyników z użyciem wskazanej metody. Jednak lokalizacja zdarzeń z jej wykorzystaniem ma swoje specyficzne zalety:
(1) Amplitudę czy dłudość zapisu można ocenić łatwiej niż czasy wejść fal sejsmicznych.
(2) Energia wstrząsu oceniana z długości zapisu jest miarą siły wstrząsów powszechnie stosowaną w polskich kopalniach.

## THE LOCALISATION OF SEISMIC EVENTS CENTERS FROM THE LENGTH OF SEISMOGRAPHIC RECORDS

**Summary**. Rockbursts in mine or earthquakes are traditionally located using travel times. However, since the ground-motion amplitude generally decays with distance from the source, it shod also be possible to locate rockbursts and earthquakes using amplitude data or corresponded with them coda-duration magnitude. Amplitudes or coda-duration are effected by many factors other then the distance, so that do not expect to be able to locate the hipocenter, the location of the initial rupture, very accurately with amplitude data. However, locating rockburst with amplitudes has its own merits: (1) The amplitudes are usually much easier to determine than the arrival times, especially for events with complex rupture patterns. (2) The seismic energy obtain from coda-duration magnitude is often used as a measure of the strength of seismic events in mines; at least this is a common practice in Polish mines.

## Opis metody lokalizacji wstrząsów

W polskich kopalniach węgla do oceny energii wstrząsów górniczych stosuje się związek w postaci

$$\log(E) = a + bM \tag{1}$$

w którym a, b są stałymi, E oznacza energię, a M jest magnitudą wyznaczaną z długości zapisu wstrząsu. M powinno być niezależne od miejsca rejestracji sejsmogramu ( od numeru sejsmometru ) i wyraża się za pomocą wzoru ( S. Gibowicz 1994 )

$$M = B\log(\tau_i) + CR_i + D + E_i. \tag{2}$$

Kalibracyjna stała D wybrana jest w taki sposób, by uzyskać zgodność magnitudy obliczanej z tego wzoru z definicją tej wielkości, tj. z magnitudą amplitudową wyznaczaną z maksymalnego wychylenia odnotowanego na sejsmogramie. Indywidualne dla poszczególnych sejsmografów stałe $E_i$ uwzględniają lokalne zmiany tłumienia fal w obszarach ich rejestracji. Stała B jest bliska 2, a C bliskie 0. Symbole $\tau_i$ oraz $R_i$ oznaczają długość zapisu zdarzenia sejsmicznego oraz odległość miejsca wstrząsu od i -tego sejsmometru. W praktycznym użyciu wzoru (2) okazuje się jednak, że magnitudy obliczane dla różnych stanowisk sejsmometrycznych często znacznie różnią się między sobą. Przyczyną takiego stanu może być wstawienie błędnych lub nieodpowiednich odległości $R_i$ między kolejnymi sejsmometrami a źródłem wstrząsu. Współrzędne ogniska wstrząsu $r_o$ „widziane" przez prędkości fal sejsmicznych mogą być inne od współrzędnych wskazywanych przez tłumienie ośrodka skalnego, ponieważ prędkość fal w ośrodku nie jest w żaden sposób związana z zanikaniem fal w tymże medium. Punkt $r_o$ wyznaczony klasycznymi metodami lokalizacji oraz widziany przez zjawiska opisujące zanikanie amplitudy fal - co pośrednio wyraża magnituda winien być taki sam tylko w przypadku o anizotropii tłumiena zgodnej z anizotropią prędkości fal sejsmicznych. Możemy wyznaczyć hipocentrum wstrząsu $r_o$, tak by zminimalizować błedy magnitudy

$$\varepsilon_i = M - B\log(\tau_i) - CR_i - D - E_i. \tag{3}$$

obliczane na kolejnych stanowiskach sejsmometrów i=1,..., N.

Pierwszy warunek, jaki muśi być spełniony przez magnitudę, to takie określenie M, by suma kwadratów wszystkich odchyłek $\varepsilon_i$ była minimalna. Prowadzi on do zależności

$$M = \frac{B}{N}\sum_{i=1}^{N}\log(\tau_i) + \frac{C}{N}\sum_{i=1}^{N}R_i + D + \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}E_i. \tag{4}$$

Drugi warunek, jaki możemy postawić w celu zlokalizowania wstrząsu, jest żądaniem zminimalizowania wszystkich $\varepsilon_i$ przez odpowiedni wybór odległości stanowisk sejsmometrów $R_i$ od źródła wstrząsu $r_o$.

Ponieważ

$$R_i = \sqrt{(x_i - x_o)^2 + (y_i - y_o)^2 + (z_i - z_o)^2} \tag{5}$$

więc, przy założeniu że dysponujemy zerowym przybliżeniem ogniska wstrząsu

$$\vec{r}_o^{\,0} = (x_0^0, y_0^0, z_0^0)^T \tag{6}$$

możemy rozwinąć (5) w szereg Taylora wokół znanego przybliżenia początkowego, co po odrzuceniu wyrazów nieliniowych daje

$$R_i = R_i^0 + R_{i,x_0}\Delta x + R_{i,y_0}\Delta y + R_{i,z_0}\Delta z \tag{7}$$

gdzie:

$$\begin{gathered} R_i^0 = \sqrt{(x_i - x_0^0)^2 + (y_i - y_0^0)^2 + (x_i - z_0^0)^2}, \\ R_{i,x_0} = \frac{\partial R_i}{\partial x_0}, \quad R_{i,y_0} = \frac{\partial R_i}{\partial y_0}, \quad R_{i,z_0} = \frac{\partial R_i}{\partial z_0}, \end{gathered} \tag{8}$$

oraz

$$\Delta x = x_0 - x_0^0, \quad \Delta y = y_0 - y_0^0, \quad \Delta z = z_0 - z_0^0. \tag{9}$$

Definiujący odchyłki $\varepsilon$ wzór (3) można zapisać teraz w postaci

$$\varepsilon_i = M - D - B\log(\tau_i) - E_i - C\left(R_i^0 + R_{i,x_0}\Delta x + R_{i,y_0}\Delta y + R_{i,z_0}\Delta z\right) = 0 \quad i = 1,\ldots,N. \tag{10}$$

Jest to układ N liniowych równań algebraicznych na poprawki współrzędnych wstrząsu.

Po wprowadzeniu oznaczeń

$$
\begin{gathered}
w_i = \left(M - D - B\log(\tau_i) - E_i\right)/C - R_i^0, \\
\vec{w}^T = \left(w_1, \ldots, w_N\right), \\
A = \begin{pmatrix} R_{1,x_0}, R_{1,y_0}, R_{1,z_0} \\ \vdots \\ R_{N,x_0}, R_{N,y_0}, R_{N,z_0} \end{pmatrix}, \\
\vec{\Delta}^T = \left(\Delta x, \Delta y, \Delta z\right)
\end{gathered}
\tag{11}
$$

możemy go zapisać w wygodnej do obliczeń formie macierzowej

$$
\vec{w} = A\vec{\Delta}. \tag{12}
$$

W przypadku gdy N = 3, dysponujemy tą samą liczbą równań co niewiadomych i rozwiązanie układu liniowych równań algebraicznych nie nastręcza żadnych trudności. Kiedy jednak N>3, mamy więcej warunków nałożonych na poszukiwane niewiadome, niż jest to możliwe do spełnienia. Rozwiązaniem problemu jest wówczas układ takich liczb $\Delta x$, $\Delta y$, $\Delta z$, które najlepiej jak to tylko jest możliwe, spełniają wszystkie postawione ograniczenia. W takim przypadku układ (12) wymaga niewielkiej modyfikacji, doprowadzającej go do postaci umożliwiającej zastosowanie znanych metod rozwiązywania liniowych układów równań.
Mnożąc lewostronnie (12) przez macierz $A^T$

$$
A^T\vec{w} = A^T A\vec{\Delta} \tag{13}
$$

dostaje się układ 3 równań na tyle samo niewiadomych z symetryczną, nie ujemnie określoną macierzą $A^TA$.

Proces lokalizacji rozpoczynamy od przyjęcia za początkowe współrzędne wstrząsu wyników lokalizacji klasycznej. Przez znane interwały czasu $\tau_i$ (i=1,...,N) między wejściem fal P i końcem zapisu sejsmogramu na N stanowiskach sejsmometrycznych oblicza się magnitudę wstrząsu ze wzoru (4) oraz współrzędne wektora wyrazów wolnych, korzystając z pierwszej spośród zależności grupy (11). Następnie można obliczyć wyrazy macierzy A i rozwiązać układ (13). Nowe współrzędne wstrząsu wynoszą

$$
\begin{aligned}
x_0 &= x_0^0 + \Delta x, \\
y_0 &= y_0^0 + \Delta y, \\
z_0 &= z_0^0 + \Delta z
\end{aligned}
\tag{14}
$$

i mogą być użyte do następnej iteracji lub gdy obliczone poprawki są dostatecznie małe, można zakończyć proces lokalizacji.

## Dyskusja

Wyznaczone tym sposobem współrzędne ogniska wstrząsu różnią się od współrzędnych wyznaczonych sposobem klasycznym. Trudno powiedzieć, które z nich są bliższe rzeczywistości. Zbyt duże różnice między nimi są sygnałem, że albo przyjęty model prędkości ośrodka jest zbyt odległy od rzeczywistości, albo oceny energii wstrząsów różnią się istotnie od prawdziwych. Lokalizacja poprzez długość zapisu wymaga przyjęcia jakiegoś modelu rozpraszania fal sejsmicznych. W przedstawionym przypadku został taki model przyjęty niejawnie, a objawia się w wartościach współczynników wzoru (2). W miarę uzyskiwania informacji o położeniu ognisk wstrząsów wyznaczanych obydwiema metodami będzie możliwe polepszenie zarówno tego wzoru, jak i urealnienie modelu rozpraszania fal. Jeśli ogniska wstrząsów lokalizowanych na dwa wspomniane sposoby nie odbiegają od siebie w istotny sposób, można przeprowadzić dalsze analizy istotne dla praktyki górniczej. Poprawnie wyznaczona magnituda M daje sposobność obliczenia momentu sejsmicznego wstrząsu $M_0$ (Kanamori 1975)

$$
M = \frac{2}{3}\log\left(M_o\right) - 6 \tag{15}
$$

a to z kolei umożliwia ocenę objętości V ogniska wstrzasu (Aki i Richards 1980 )

$$
M_o = \mu A u_o = \mu V \tag{16}
$$

gdzie:

A - oznacza powierzchnię powstałego w wyniku wstrząsu pęknięcia masywu skalnego.

$u_o$- jest średnim przemieszczeniem mas skalnych.

$\mu$- podatność skał w rejonie wstrząsu.

Korzystając dalej ze znanej zależności Kostrowa (1974), można ocenić efektywne przemieszczenie skał $u_{ef}$ w obszarze występowania wstrząsów

$$u_{ef} = \frac{1}{\mu S} \sum_{k=1}^{M} M_{ok} \tag{17}$$

gdzie:

S - średnia powierzchnia pęknięcia generowanego wstrząsem górniczym.

$M_{ok}$- moment sejsmiczny indywidualnego wstrząsu.

M - liczba wstrząsów w rozpatrywanym obszarze kopalni.

Poprawnie zlokalizowane wstrząsy z użyciem opisanej metody lokalizacji pozwalają więc na ocenę stopnia zniszczenia górotworu w obserwowanym rejonie a tym samym pozwalają wnioskować o przewidywanym zagrożeniu sejsmicznym.

Podstawą użytecznego i sensownego wykorzystania proponowanej metody lokalizacji wstrząsów jest poprawna znajomość współczynników liczbowych we wzorze (2). Parametry tej zależności można zaś skorygować poprzez porównanie wyników lokalizacji dużej grupy wstrząsów uzyskanych z użyciem tej metody i dowolnej z klasycznych metod lokalizacji. Wskazany problem nie był przedmiotem niniejszego opracowania.

## LITERATURA

1. Aki, K i Richards, P. G.: Quantitative Seismology. Theory and Methodes. Freeman, San Francisco 1980.
2. Gibowicz, S. J., Kijko, A.: An Introduction to Mining Seismology. Academic Press 1994.
3. Kanamori, H., Anderson, D. L.: Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seism. Soc. Am. **65** 1975 1073-1096.
4. Kostrow, B. V., Das, S.: Principles of Earthquake Source Mechanics, Cambridge University Press, Cambridge (U.K) 1974.
5. Tarantola A.: Inverse problem theory., Elsevier 1987.
6. Wanat K.: Algorytmy numeryczne. DIR, Gliwice 1993.

Recenzent: Prof.dr hab.inż. Józef Dubiński

**Abstract**

We fit the observed coda-duration magnitude data with with equation (4) and determine M. Equation (3) is nonlinear with respect to position of seismic event and linear for M. We scan the model parameter space ( M, xo, yo, zo) to determine the approximate location of the global minimum of the error function. Then we use the values of new M and new source location to determine the final solution using the method equivalent of least-squares. This procedure is especially important for spotting an event located outside the network. Obtained value of M is used to determine the energy of seismic event (eq. 1), the seismic scalar moment (eq. 15), the source volume and the average displacement across the fault.