ZESZYTY NAUKOWE POLITECHNIKI ŚLĄSKIEJ 1982

Seria: GÓRNICTWO z. 116 Nr kol. 717

Bernard DRZĘŹLA, Aleksander MENDECKI

ANIZOTROPIA GÓROTWORU A DOKŁADNOŚĆ LOKALIZACJI OGNISK WSTRZĄSÓW

Streszczenie. Jednym z głównych, nierozwiązanych do końca problemów w prognozowaniu stanu górotworu metodami mikrosejsmologiczną i sejsmoakustyczną jest dokładna lokalizacja ognisk zdarzeń sejsmicznych w górotworze. Stosowane w praktyce metody, bazujące na założeniu izotropowości ośrodka, choć z całym szeregiem poprawek, wydają się być niewystarczające. W niniejszej pracy pokazano, jak wielką wartość mogą mieć błędy lokalizacji wynikłe jedynie z nieuwzględnienia cechy anizotropii górotworu. Przebadano wpływ nasilenia anizotropii oraz jej geometrii w górotworze względem sieci stanowisk sejsmometrów na błąd obliczeń metodami "izotropowymi". Okazało się, że dla pewnych geometrii i współczynników anizotropii błędy te mogą być nadspodziewanie duże.

1. WSTĘP

O błędach w określaniu położenia ogniska wstrząsu decydują dwa czynniki: niezgodność przyjętego do obliczeń modelu górotworu z rzeczywistością oraz niedokładności w określaniu danych z zapisów sejsmometrycznych.

W praktyce najczęściej stosowane są metody lokalizacji, bazujące na danych czasach wejścia fal sejsmicznych do stanowisk sejsmometrów. Dokładność oznaczania czasu wejścia fali zależy, dla danej aparatury i przy określonym sposobie interpretacji, od azymutu przyjścia fali, energii wstrząsu, odległości hipocentralnej i własności tłumiących ośrodka.

Lepsze dopasowanie przyjętego do obliczeń modelu do górotworu rzeczywistego prowadzi do zwiększenia, w równaniach wyjściowych, liczby parametrów charakteryzujących ten model. Wartości tych parametrów można wprowadzać do obliczeń jako znane, np. z wcześniejszych pomiarów czy wyliczeń lub wyznaczać je w procesie lokalizacji, co nieraz znacznie komplikuje algorytm.

Jest oczywiste, że nigdy nie opiszemy idealnie własności górotworu rzeczywistego oraz nie wyznaczymy trafnie czasów wejścia fal do stanowisk, co powoduje, że dokładność oszacowania współrzędnych ognisk zależy w praktyce również od szeregu dalszych czynników, między innymi:

- od wzajemnej geometrii sieci stanowisk sejsmometrów i badanego ogniska (A. Kijko [4], [5]);
- od liczby stanowisk sejsmometrów, które zarejestrowały wstrząs;
- od przyjętej metody obliczeń; itp.

Większość stosowanych obecnie w praktyce metod lokalizacji ognisk wstrząsów (impulsów) w górotworze zakłada, że górotwór jest ośrodkiem izotropowym, charakteryzującym się jedną średnią wartością prędkości fali sejsmicznej, którą najczęściej wyznacza się doświadczalnie (strzelania) i aktualizuje co pewien okres czasu. Wiadomo już, że uzyskiwane tą metodą wyniki są dla celów prognostycznych niewystarczające. Znane są i częściowo stosowane w praktyce metody opracowane przez A. Kijko, w których górotwór został dokładniej odwzorowany, np. poprzez hodografy prędkości [3] czy przekroje sejsmologiczne [2]. W obu przypadkach parametry modelu muszą być znane, a w procesie lokalizacji określa się współrzędne ogniska.

W niniejszej pracy chcemy pokazać, jak wielką wartość mogą mieć błędy lokalizacji dla danej metody, sieci stanowisk sejsmometrów i ognisk wstrząsów, wynikłe z nieuwzględnienia cechy anizotropii ośrodka, którą to, między innymi, górotwór rzeczywisty jest obdarzony - problem pozostaje tylko co do postaci anizotropii i stopnia jej nasilenia.

W literaturze światowej znana jest praca R.L. Rothmana, R.J. Greenfielda i H.R. Hardy'ego [7], w której autorzy badają błędy lokalizacji wstrząsów spowodowane anizotropią prędkości fali sejsmicznej. Przyjęli oni prostą postać anizotropii i wyprowadzone wnioski zawierają się w bardziej ogólnych wnioskach niniejszej pracy.

2. SPOSÓB ROZWIĄZANIA ZADANIA

Zakładamy, że dane są: postać anizotropii prędkości fali sejsmicznej i metoda lokalizacji ognisk wstrząsów. Dalej, dla zmieniających się parametrów opisujących anizotropię wyliczamy czas przebiegu fali od zadanych ognisk do zadanych stanowisk sejsmometrów, uzyskując dane do lokalizacji. Lokalizujemy metodą, która zakłada, że ośrodek jest izotropowy, a w procesie lokalizacji wyznaczona jest średnia wartość prędkości fali charakterystyczna dla danego układu danych.

2.1. Przyjęta metoda lokalizacji wstrząsów

Dla celów niniejszej pracy przyjęto metodę P przestrzennej lokalizacji ognisk grupy wstrząsów (impulsów) w górotworze, opisaną w pracy [6]. Płaską wersję tej metody przedstawiono w pracy [1]. Układ równań stacyjnych dla danych współrzędnych s stanowisk sejsmometrów x_j, y_j, z_j oraz t_j - czasów wejście pierwszego impulsu fali P do tych stanowisk - jest następujący:

$$\sqrt{(x_o-x_j)^2 + (y_o-y_j)^2 + (z_o-z_j)^2} = v^2(t_j-t_o)^2, \qquad j = 1,2,\ldots,s. \tag{1}$$

gdzie:

x_o, y_o, z_o i t_o - współrzędne oraz czas powstania ogniska,

v - nieznana wartość prędkości fali P w górotworze.

Po podniesieniu układu (1) do kwadratu i kolejnym odejmowaniu stronami otrzymamy układ s-1 równań liniowych ze względu na x_o, y_o, z_o i t_o:

$$2x_o(x_{j+1}-x_j) + 2y_o(y_{j+1}-y_j) + 2z_o(z_{j+1}-z_j) - 2t_o v^2(t_{j+1}-t_j) =$$

$$= R_{j+1} - R_j, \tag{2}$$

gdzie:

$$R_j = v^2 t_j^2 - x_j^2 - y_j^2 - z_j^2.$$

W przypadku, gdy s = 5, po ujawnieniu niewiadomej v otrzymamy układ:

$$\begin{aligned} x_o &= v^2 E_x - F_x; \quad & z_o &= v^2 E_z - F_z \\ y_o &= v^2 E_y - F_y; \quad & t_o &= E_{to} - \frac{1}{v^2} F_{to}. \end{aligned} \tag{3}$$

gdzie:

$$E_x = \frac{-1}{D_5}\begin{vmatrix} 1 & t_1^2 & y_1 & z_1 & t_1 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & t_5^2 & y_5 & z_5 & t_5 \end{vmatrix}; \qquad E_y = \frac{1}{D_5}\begin{vmatrix} 1 & x_1 & t_1^2 & z_1 & t_1 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_5 & t_5^2 & z_5 & t_5 \end{vmatrix}$$

$$E_z = \frac{-1}{D_5}\begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 & t_1^2 & t_1 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_5 & y_5 & t_5^2 & t_5 \end{vmatrix}; \qquad E_{to} = \frac{1}{D_5}\begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 & z_1 & t_1^2 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_5 & y_5 & z_5 & t_5^2 \end{vmatrix}$$

$$D_5 = 2\begin{vmatrix} 1 & x_1 & y_1 & z_1 & t_1 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_5 & y_5 & z_5 & t_5 \end{vmatrix}$$

F_x, F_y, F_z, F_{to} - powstaną ze wzorów na odpowiednio E_x, E_y, E_z, E_{to}, jeśli występującą w nich kolumnę $\left\{t_1^2\right\}$ zastąpimy przez kolumnę $\left\{-x_1^2 - y_1^2 - z_1^2\right\}$.

Powyższe rozwiązanie istnieje, gdy $D_5 \neq 0$, tzn. gdy stanowiska sejsmometrów nie leżą w jednej płaszczyźnie oraz gdy wszystkie różnice czasów wejścia fali P nie są zerami, tzn. gdy

$$\sum_{j=1}^{s} t_j^2 \neq 0.$$

Chcąc wyznaczać niewiadomą v ze wzorów (3) wstawiamy je do jednego z równań (1) i po uporządkowaniu otrzymanego równania względem v otrzymujemy:

$$v^6(E_x^2 + E_y^2 + E_z^2) + v^4(2E_xH_x + 2E_yH_y + 2E_zH_z - H_{to}^2) +$$

$$+ v^2(H_x^2 + H_y^2 + H_z^2 - 2F_{to}H_{to}) + F_{to}^2 = 0, \qquad (4)$$

gdzie:

$$H_x = -F_x - x_j; \quad H_y = -F_y - y_j; \quad H_z = -F_z - z_j; \quad H_{to} = t_j - E_{to}.$$

Równanie (4) może posiadać trzy rozwiązania rzeczywiste dodatnie, mogą więc istnieć trzy piątki liczb x_o, y_o, z_o, t_o, v - spełniające układ równań (1).

Jednoznaczne rozwiązania rozważanego zagadnienia jest możliwe przy spełnieniu jednego z dwu warunków:

1. Dysponujemy danymi dotyczącymi co najmniej dwóch wstrząsów. Wtedy w idealnym ośrodku, dwie trójki rozwiązań v_1, v_2, v_3 równania (4) uzyskane dla każdego wstrząsu niezależnie powinny posiadać element wspólny.

2. Dany wstrząs został zarejestrowany na 6 stanowiskach.

Chcąc otrzymać wielkość v reprezentatywną dla danego rejonu należy ją obliczyć na podstawie większej liczby wstrząsów. Załóżmy, że dysponujemy danymi odnośnie "w" wstrząsów, z których każdy został zarejestrowany na "s" stanowiskach sejsmometrów ($w = 1$ i $s \geqslant 6$ lub $w \geqslant 2$ i $s \geqslant 5$). Niech (x_j, y_j, z_j) oznaczają współrzędne j-tego stanowiska, a t_{ij} - czas wejścia fali P na j-te stanowisko, wyznaczony dla i-tego wstrząsu. Niech będzie dana również jakakolwiek wartość prędkości fali v. Wtedy lokalizacja i-tego wstrząsu (x_i, y_i, z_i, t_{oi}) wyznaczona na podstawie kombinacji piątkowej stanowisk o numerach j, k, l, m, n, przy założonej wartości v, będzie następująca (patrz wzory (3)):

$$x_{oi}^{jklmn}(v) = \frac{1}{D_i^{jklmn}}\left(-v^2\begin{vmatrix} 1 & t_{ij}^2 & y_j & z_j & t_{ij} \\ 1 & t_{ik}^2 & y_k & z_k & t_{ik} \\ 1 & t_{il}^2 & y_l & z_l & t_{il} \\ 1 & t_{im}^2 & y_m & z_m & t_{im} \\ 1 & t_{in}^2 & y_n & z_n & t_{in} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} 1 & E_j & y_j & z_j & t_{ij} \\ 1 & E_k & y_k & z_k & t_{ik} \\ 1 & E_l & y_l & z_l & t_{il} \\ 1 & E_m & y_m & z_m & t_{im} \\ 1 & E_n & y_n & z_n & t_{in} \end{vmatrix}\right)$$

$$y_{oi}^{jklmn}(v) = \frac{1}{D_i^{jklmn}}\left(-v^2\begin{vmatrix} 1 & x_j & t_{ij}^2 & z_j & t_{ij} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_n & t_{in}^2 & z_n & t_{in} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} 1 & x_j & E_j & z_j & t_{ij} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_n & E_n & z_n & t_{in} \end{vmatrix}\right) \tag{5}$$

$$z_{oi}^{jklmn}(v) = D_i^{jklmn}\left(-v^2\begin{vmatrix} 1 & x_j & y_j & t_{ij}^2 & t_{ij} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_n & y_n & t_{in}^2 & t_{in} \end{vmatrix} + \begin{vmatrix} 1 & x_j & y_j & E_j & t_{ij} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_n & y_n & E_n & t_{in} \end{vmatrix}\right)$$

$$t_{oi}^{jklmn}(v) = \frac{1}{D_i^{jklmn}}\left(\begin{vmatrix} 1 & x_j & y_j & z_j & t_{ij}^2 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_n & y_n & z_n & t_{in}^2 \end{vmatrix} - \frac{1}{v^2}\begin{vmatrix} 1 & x_j & y_j & z_j & E_j \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_n & y_n & z_n & E_n \end{vmatrix}\right)$$

$$D_i^{jklmn} = \begin{vmatrix} 1 & x_j & y_j & z_j & t_{ij} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ 1 & x_n & y_n & z_n & t_{in} \end{vmatrix} \neq 0; \quad E_j = x_j^2 + y_j^2 + z_j^2,$$

gdzie:

j, k, l, m, n - parami różne.

Miarę błędu lokalizacji wyznaczonej wzorami (5) w odniesieniu do q-tego stanowiska (q = 1,2,...,s), dla danej wartości v, będzie

$$B_{iq}^{jklmn}(v) = \sqrt{\left[x_q - x_{oi}^{jklmn}(v)\right]^2 + \left[y_q - y_{oi}^{jklmn}(v)\right]^2 + \left[z_q - z_{oi}^{jklm}(v)\right]^2} - v\left[t_{iq} - t_{oi}^{jklmn}(v)\right]. \tag{6}$$

Wzór ten przedstawia odległość q-tego stanowiska od ogniska wyznaczonego wzorami (5), pomniejszoną o drogę, jaką fala sejsmiczna przebywa w cza-

sie $\left[t_i - t_{oi}^{jklmn}(v)\right]$. Teoretycznie wielkość przedstawiona wzorem (6) powinna być oczywiście zerem.

Utwórzmy teraz funkcję, która będzie sumą kwadratów błędów lokalizacji po wszystkich stanowiskach, kombinacjach piętkowych stanowisk i po wszystkich wstrząsach:

$$B(v) = \sum_{i=1}^{w} \sum_{R}^{s} \sum_{q=1}^{s} \left[B_{iq}^{jklmn}(v)\right]^2, \tag{7}$$

gdzie R jest relacją taką, że: $R = 1 \leqslant j < k < l < m < n \leqslant s$.

Funkcja (7) może stanowić podstawę do wyznaczenia ognisk wszystkich wstrząsów. Wyznaczając minimum funkcji (7) ze względu na v otrzymamy współrzędne ognisk wszystkich analizowanych wstrząsów oraz wartość v reprezentatywną dla rejonu, z którego pochodzą wstrząsy.

2.2. Przyjęta postać anizotropii prędkości fali P w górotworze

Przyjęto, że w górotworze w trzech wzajemnie prostopadłych kierunkach określone są różne prędkości fali P, a czoło tej fali w każdej chwili jest elipsoidą, której osie mają kierunek zgodny z kierunkiem wyróżnionych prędkości. Oznacza to, że parametry anizotropii określone są przez sześć wielkości: v_1, v_2, v_3 - trzy wartości prędkości fali P wzdłuż osi elipsoidy oraz: φ, ψ i ϑ - kąty określające kierunki elipsoidy (kąty Eulera).

W oparciu o tak przyjęty model można napisać równanie na czasy przebiegu fali P od źródła ogniska i-tego wstrząsu (zakładamy, że $t_{oi} = 0$) do kolejnych stanowisk sejsmometrów ($j = 1,2,\ldots,s$):

$$t_{ij} = \sqrt{\frac{(x'_j - x'_{oi})^2}{v_1^2} + \frac{(y'_j - y'_{oi})^2}{v_2^2} + \frac{(z'_j - z'_{oi})^2}{v_3^2}},$$

gdzie:

x'_j, y'_j, z'_j, x'_{oi}, y'_{oi}, z'_{oi} - współrzędne stanowisk sejsmometrów oraz ognisk wstrząsów w nowym układzie współrzędnych.

Wzory transformacyjne obrotu przestrzennego układu współrzędnych przedstawiają się następująco:

$$x' = (\cos\varphi\cos\psi - \sin\varphi\sin\psi\cos\vartheta)x + (\sin\varphi\cos\psi + \cos\varphi\sin\psi\cos\vartheta)y + \sin\psi\sin\vartheta \cdot z;$$

$$y' = -(\cos\varphi\sin\psi + \sin\varphi\cos\psi\cos\vartheta)x + (-\sin\varphi\sin\psi + \cos\varphi\cos\psi\cos\vartheta)y + \cos\psi\sin\vartheta \cdot z;$$

$$z' = \sin\varphi\sin\vartheta \cdot x - (\cos\varphi\sin\vartheta) \cdot y + \cos\vartheta \cdot z;$$

gdzie:

φ, ψ, ϑ - to odpowiednio kąty precesji, właściwego obrotu i nutacji - tzw. kąty Eulera.

3. PRZYKŁADY OBLICZEŃ

Przykład pierwszy, wyniki którego zamieszczono w tablicy 1, dotyczy analizy sieci 8 stanowisk sejsmometrów rozmieszczonych na prostopadłościanie oraz trzech wstrząsów zawartych wewnętrz tego układu. Współrzędne stanowisk s_j oraz wstrząsów w_i są następujące:

s_1(-50, 100, 50) s_5(50, 0, 50) w_1(0, 0, 0)
s_2(-50, -100, 50) s_6(-50, 0, -50) w_2(0, 50, 0)
s_3(50, 100, -50); s_7(0, -100, 50); w_3(0, 0, -50)
s_4(50, -100, -50) s_8(0, 100, -50)

Różnice czasów wejścia fali P do kolejnych stanowisk wyznaczono przy następujących parametrach anizotropii:

$$k = \frac{v_{p1}}{v_{p3}} = \frac{v_{p2}}{v_{p3}} = 1.05;\ 1.10;\ 1.15;\ 1.20;\ 1.25;\ 1.30;\ 1.35;$$

gdzie:

$v_{p1} = v_{p2} = 4500$ m/s,

oraz dla kątów $\varphi = \vartheta = 0$, natomiast:

$$\psi = 0^\circ;\ 5^\circ;\ 10^\circ;\ 15^\circ;\ 20^\circ;\ 25^\circ;\ 30^\circ;\ 35^\circ;\ 40^\circ;\ 45^\circ;\ 50^\circ;$$

co oznacza, że dokonano obrotu płaszczyzny (x,z) dookoła osi y.

Przykład drugi, którego wyniki zawiera tablica 2, dotyczy analizy konkretnego układu stanowisk sejsmometrów z KWK "Szombierki" dla wstrząsów, które zaistniały w 1978 roku w rejonie ściany 2a w pokładzie 510. Współrzędne, oczywiście przesunięte, stanowisk oraz wstrząsów przyjęto następująco:

s_1(0, 0, 0) w_1(-570, 26, -142)
s_2(-145, 299, -187) w_2(-550, -24, -182)
s_3(-1053, -382, -128) w_3(-540, -4, -172)
s_4(-1040, 396, -130) w_4(-530, 16, -162)
s_5(- 430, 8, -152) w_5(-510, -34, -202)

Jako parametry opisujące anizotropię przyjęto:

$v_1 = v_2 = 4500$ m/s; $\varphi = \psi = 0$;

$k = \frac{v_1}{v_3} = \frac{v_2}{v_3} = 1.1;\ 1.2;\ 1.3;\ 1.4;\ 1.5;\ 1.6;\ 1.7;$

$\vartheta = 0^o,\ 5^o,\ 10^o,\ 15^o,\ 20^o,\ 30^o,\ 40^o,\ 50^o$

Przeprowadzono obliczenie dla różnych klas dokładności danych czasów wejścia fali P - dla 8 miejsc znaczących po kropce dziesiętnej oraz następnie dla 6 i dla 3 miejsc.

Tablica 1

Zestawienie błędu lokalizacji wstrząsów 2 i 3, wyznaczanej metodą P dla różnych parametrów anizotropii ośrodka dla przykładu pierwszego.

Uwaga - Wyników dla wstrząsu 1 nie zamieszczano, ponieważ błędy jego lokalizacji są wszędzie zerowe.

Wstrząs 2

k \ ψ	0°	5°	15°	25°	35°	45°	Rodzaj błędu
1.05	0	.44	.86	1.45	5.14	2.81	B_r
	0	.44	.78	1.26	4.41	2.42	B_e
1.10	.02	.87	1.71	3.10	5.14	8.58	B_r
	.01	.86	1.59	2.69	4.41	7.48	B_e
1.15	.02	1.34	2.67	4.93	9.99	23.87	B_r
	.01	1.32	2.43	4.28	8.61	21.13	B_e
1.20	.9	1.78	3.44	7.29	18.46	107.17	B_r
	.81	1.76	3.43	6.28	16.05	96.02	B_e
1.25	3.3	2.22	4.59	10.06	35.28	122.98	B_r
	2.95	2.20	4.17	8.63	30.94	105.9	B_e
1.30	1.35	2.66	5.60	13.46	104	64.82	B_r
	1.20	2.63	5.07	11.55	96.68	58.86	B_e
1.35	1.55	3.11	6.63	17.69	344	48.99	B_r
	1.38	3.07	5.99	15.17	306	45.52	B_e

cd. tablicy 1

Wstrząs 3

k \ ψ	0°	5°	15°	25°	35°	45°	Rodzaj błędu
1.05	5.12	4.72	3.74	3.03	5.43	2.56	B_r
	5.12	4.69	3.53	2.39	2.86	.50	B_g
1.10	10.50	9.63	7.55	6.13	5.43	5.23	B_r
	10.50	9.56	7.12	4.85	2.86	1.30	B_g
1.15	16.13	15.91	11.38	9.42	8.29	8.04	B_r
	16.13	15.83	10.74	7.57	4.54	2.40	B_g
1.20		19.93		12.46	11.25	11.04	B_r
		19.78		9.96	6.37	3.8	B_g
1.25	29.29	25.32	19,15	15.71	14.46	14.25	B_r
	29.23	25.12	18.09	12.62	8.38	5.5	B_g
1.30	35.07	30.89	23.09	19.03	17.57	17.74	B_r
	35.06	30.63	21.83	15.36	10.58	7.62	B_g
1.35	41.86	36.57	27.05	22.41	20.94	21.52	B_r
	41.85	36.26	25.58	18.17	12.86	10.14	B_g

Tablica 2

Zestawienie średnich wartości błędów lokalizacji oraz wyznaczanych wartości prędkości fali podłużnej dla wstrząsów 1-5, lokalizowanych wspólnie metodą P przy różnych parametrach anizotropii ośrodka, na przykładzie sieci KWK "Szombierki"

	0	5	10	15	20	30	40	50	ψ \ k
B_r	31.27	62.02	88.27	111	127	148	152	138	
B_e	5.05	13.22	24.23	33.75	41.07	55.44	62.41	62.51	
B_g	31.03	60.66	84.64	104	119	137	138	123	1.1
B_s	2.51	7.44	13.99	20.45	26.12	34.23	37.35	35.03	
v_p	4752	4892	4931	4921	4889	4816	4765	4742	
B_r	56.11	86.66	112	131	145	158	149	122	
B_e	5.77	15.63	26.62	37.06	46.48	61.06	68.61	68.17	
B_g	55.79	85.14	108	125	137	145	132	100	1.2
B_s	4.92	12.08	19.55	26.21	31.76	38.92	40.12	34.59	
v_p	4900	4968	4958	4956	4865	4767	4693	4628	

cd. tablicy 2

	0	5	10	15	20	30	40	50	φ / k
B_r	80.96	112	136	153	164	167	146	106	
B_e	6.04	16.75	28.83	40.41	50.88	67.00	74.90	73.19	
B_g	80.72	110	132	150	156	153	125	76.76	1.3
B_s	9.14	17.79	25.74	32.51	37.9	43.99	42.78	33.12	
v_p	4989	4998	4954	4891	4826	4712	4614	4489	
B_r	105	137	160	176	184	177	143	94.17	
B_e	5.93	17.53	31.12	43.78	55.40	73.11	81.09	77.41	
B_g	105	136	157	171	175	161	118	53.00	1.4
B_s	14.49	24.02	32.34	39.18	44.4	49.30	45.21	30.95	
v_p	5027	4994	4926	4849	4777	4654	4528	4332	
B_r	130	163	186	201	205	188	141	87.89	
B_e	5.37	18.14	33.02	47.26	60.10	79.43	87.22	80.79	
B_g	130	162	183	195	196	169	111	32.09	1.5
B_s	20.51	30.74	39.4	46.32	51.34	54.91	47.4	28.58	
v_p	5029	4964	4878	4793	4718	4591	4438	4158	
B_r	156	190	214	226	227	198	139	87.87	
B_e	4.64	18.72	35.20	50.91	65.01	86.00	93.22	83.32	
B_g	156	189	211	220	217	178	103	25.23	1.6
B_s	27.02	37.93	46.97	53.96	58.74	60.8	49.32	26.45	
v_p	5003	4914	4816	4727	4652	4526	4344	3971	
B_r	183	219	243	253	250	209	138	87.89	
B_e	4.08	19.37	37.02	54.72	70.11	92.58	99.04	83.32	
B_g	183	218	241	247	240	187	95.20	24.63	1.7
B_s	33.94	45.59	55.03	62.02	66.52	66.90	50.95	26.45	
v_p	4959	4850	4743	4653	4580	4458	4248	3971	

W tablicach 1 i 2 przyjęto oznaczenia:

B_r - całkowity błąd rzeczywisty lokalizacji,

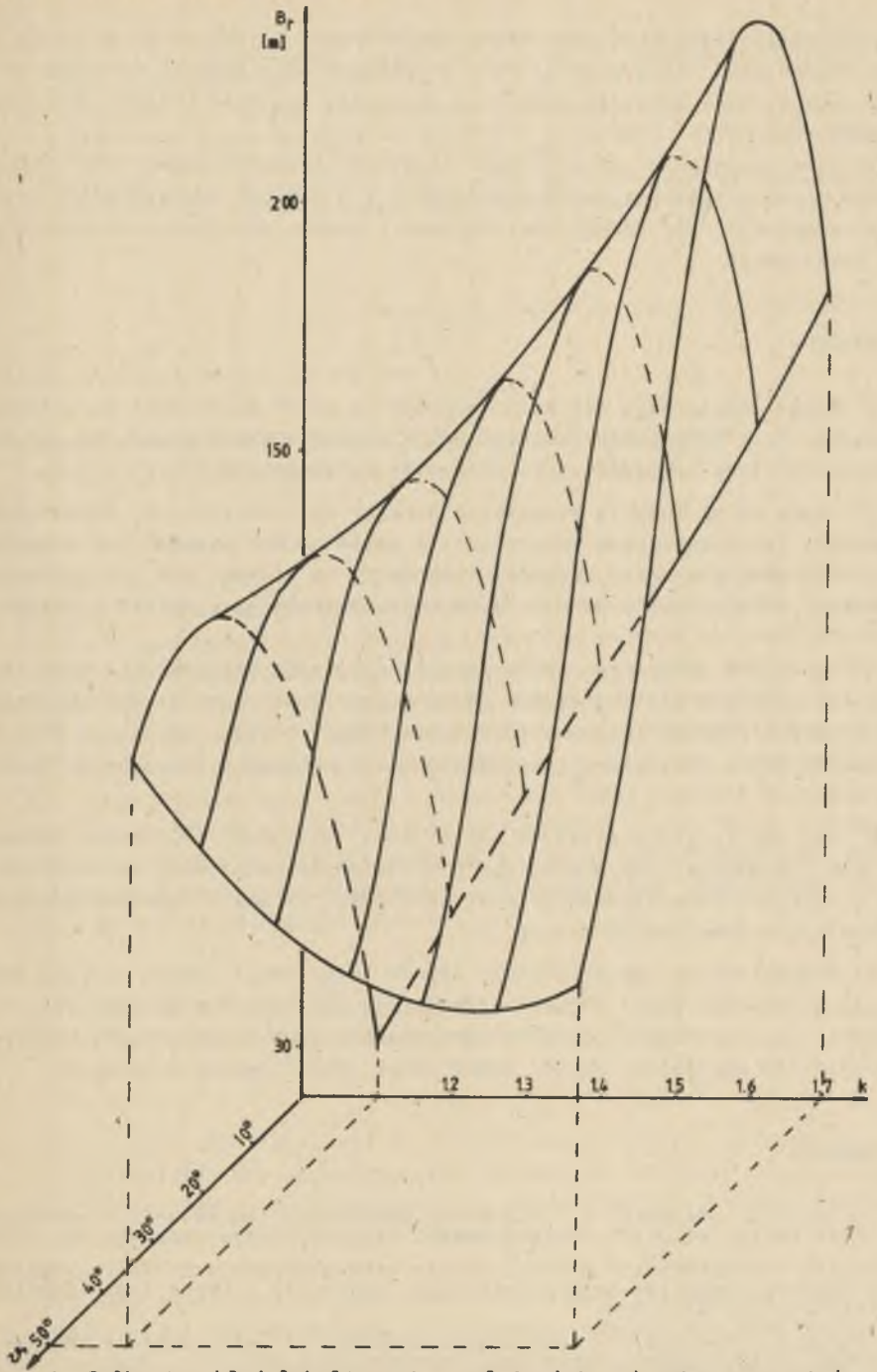
B_e - rzeczywisty błąd wyznaczania epicentrum,

B_g - rzeczywisty błąd wyznaczania głębokości,

B_s - minimalna wartość funkcji błędu lokalizacji, zwana błędem standardowym,

v_p - prędkość fali P, wyznaczana w procesie lokalizacji z warunku na minimum funkcji błędu lokalizacji.

Rozkład całkowitego błędu rzeczywistego w zależności od zmiany parametrów anizotropii prędkości przedstawia rysunek 1. Analiza dokładności lokalizacji poszczególnych wstrząsów dla przykładu drugiego (wyników nie zamieszczono ze względów objętościowych artykułu) jest następująca. Epi-



Rys. 1. Całkowity błąd lokalizacji w zależności od zmian parametrów anizotropii fali P (dla przykładu drugiego)

centrum najlepiej zostało określone dla wstrząsu 1, następnie dla 2, 3, 4 i 5. Najmniejsze błędy w określaniu głębokości mają kolejno wstrząsy nr 1, 4, 3, 2 i 5. Jest to wynik geometrii wstrząsów względem układu stanowisk sejsmometrów.

Te same obliczenia dla przykładu drugiego, przeprowadzone dla różnic czasów wejścia danych z dokładnością do 6 i 3 miejsca znaczącego po kropce dziesiętnej, dały identyczne rozkłady i bardzo zbliżone wartości błędów lokalizacji.

4. WNIOSKI

1° Błędy lokalizacji wstrząsów wynikłe z nieuwzględnienia anizotropii prędkości fali sejsmicznej zależą, jak i w każdym innym przypadku, od położenia wstrząsu względem sieci stanowisk sejsmometrów [7].

2° Błędy te są funkcją wszystkich parametrów opisujących anizotropię prędkości (współczynników anizotropii i kątów obrotu układu), co uwzględniając wniosek pierwszy, pozwala stwierdzić, że zależą one od wzajemnej geometrii układu stanowisk oraz kierunków ekstremalnych wartości prędkości.

3° Wielkości składowych błędu lokalizacji (błąd epicentrum i błąd głębokości) zależą w głównej mierze od położenia analizowanego wstrząsu względem układu stanowisk sejsmometrów; największym błędem obarczona jest ta składowa, która decyduje o jego oddaleniu od położenia optymalnego względem sieci.

4° Dla niektórych parametrów anizotropii prędkości wielkości błędów tak dla pierwszego, jak i drugiego przykładu obliczeniowego są w porównaniu z odległościami hipocentralnymi zbyt duże, by można było przyjąć jako zadowalające lokalizacje metodą P.

5° Przedstawiony sposób badania błędów lokalizacji można przyjąć jako metodę planowania sieci układu sejsmometrów dla zadanego parametrami anizotropii czy niejednorodności ośrodka, konkretnych miejsc badania wstrząsów oraz dla określonej metody lokalizacji, która będzie stosowana.

LITERATURA

[1] Drzęźla B., Mendecki A.: Algorytm lokalizacji impulsów sejsmoakustycznych według metody P. Acta Montana, Hornicky Ustav CSAV, no. 50, 1979.

[2] Kijko A.: Metoda lokalizacji ognisk wstrząsów sejsmicznych z uwzględnieniem przekrojów sejsmologicznych. Materiały i Prace Inst. Geofizyki PAN, no. 67, 1974.

[3] Kijko A.: Methods for determining positons of very near earthquakes. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. no. 84, 1975,

[4] Kijko A.: Methods of the optimal planning of regional seismic networks. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. no. 119, 1978.

[5] Kijko A.: Analiza optymalnych układów stacji sejsmicznych oraz dokładności lokalizacji wstrząsów górniczych w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Archiwum Górnictwa, tom 23, z. 3, 1978.

[6] Mendecki A.: Metody jednoczesnej lokalizacji ognisk grupy wstrząsów górotworu i wyznaczania parametrów anizotropii prędkości fal sejsmicznych. Praca doktorska, Gliwice 1981.

[7] Rothman R.L., Greenfield R.J., Hardy R.: Errors in hypocenter location due to velocity anisotropy. Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 64, no. 6, 1974.

Recenzent: Prof. dr hab. inż. Zdzisław Kłeczek

Wpłynęło do Redakcji 17.12.1981 r.

ВЛИЯНИЕ АНИЗОТРОПИИ СКОРОСТИ ВОЛН НА ТОЧНОСТЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГИПОЦЕНТРОВ ТОЛЧКОВ ГОРНОГО МАССИВА

Р е з ю м е

Одной из основных и не вполне решенных проблем в прогнозировании состояния горных пород микросейомологическими и сейсмоакустическими методами является точная локализация очагов сейсмических событий в горной породе. Используемые на практике методы основанные на предпосылке изотропности среды, помимо целого ряда усовершенствований, кажутся недостаточными.

В настоящей работе указано какое большое значение могут иметь погрешности локализации появляющиеся лиш вследствие неучитывания свойства анизотропии горной породы. Проводились исследования влияния усиления анизотропии, а также ее геометрии в горной породе по отношению к сети мест расположения сейсмометров, на погрешность расчетов веденных "изотропными" методами. Оказалось, что для некоторых геометрий и коэффициентов анизотропии эти ошибки могут оказаться неожиданно большие.

THE INFLUENCE OF ANISOTROPY OF WAVE VELOCITY ON DETERMINATION ACCURACY OF MINING TREMORS LOCATION

S u m m a r y

One of the main problems in the estimate of a rock mass state by means of microseismic and seismoacoustic methods is the exact location of seismic events. The methods based on the assumption that the rock mass is isotropic medium seem to be insufficient though they are still improved. In the present work the influence of anisotropy intensity and its geometry in rock mass in respect to the network of seismic stations on the location error resulting from the use of "isotropic method" has been investigated. It turned out that these errors can be unexpectedly big for certain geometres and anisotropy coefficients.