

Mirosław KAZIMIERCZYK

Urząd Gminy Grębocice

Maksymalne wartości przyspieszeń drgań powierzchni na obszarze Legnicko - Głogowskiego Okręgu Miedziowego

Streszczenie

Przedstawiono pomierzone wartości przyspieszeń drgań powierzchni wywołanych trzema silnymi wstrząsami górniczymi o magnitudach M rzędu 3,8 – 4,0. Określono zakres zmian wielkości w/w przyspieszeń dla wstrząsów o $M = 4,0$.

1. Wstęp

Silne wstrząsy górnicze będące „echem” pęknięcia i przemieszczania się sztywnych warstw skał stropowych powodują występowanie silnych drgań powierzchni. Ocena szkodliwości tych drgań na zabudowę i infrastrukturę komunalną wymaga znajomości wartości ich parametrów tj. wielkości amplitud przyspieszeniowych i okresów (częstotliwości). Zagadnienie to było do tej pory praktycznie nierozwiązane. Stwarzało to istotne problemy przy rozstrzyganiu przez sądy powszechne roszczeń odszkodowawczych z powodu szkód górniczych, gdyż oceny intensywności drgań przedstawionych przez strony procesowe były odmienne.

Dlatego też od 1995 służby KGHM „Polska Miedź” S.A. rozpoczęły prowadzenie pomiarów przyspieszeń drgań powierzchni akcelerometrami typu WORS-3. Niestety nie wszystkie wyniki pomiarów przyspieszeń drgań powierzchni były udostępniane zainteresowanym. Sytuacja ta zmieniła się w 2000 r., gdy samorządy lokalne (gminy) uruchomiły w połowie 1999 r. własną niezależną od KGHM rejestrację drgań powierzchni za pomocą tej samej aparatury.

W tej pracy przedstawiono i omówiono wyniki pomiarów przyspieszeń drgań trzech najsilniejszych wstrząsów o magnitudzie $M = 3,9; 3,8$ i $4,0$ z lat 1998 – 2000 i rozważono przyczyny występowania tak dużych rozrzutów wartości przyspieszeń drgań występujących na tych samych odległościach. Określono też jakie wielkie mogą też być wartości tych rozrzutów dla przyspieszeń drgań wywołanych wstrząsami o $M = 4,0$.

2. Stosowane dotychczas sposoby określania parametrów drgań

Roszczenia odszkodowawcze z powodu szkód górniczych wywołanych wstrząsami górniczymi zaczęły występować w LGOM-ie z końcem lat osiemdziesiątych, a nasiliły się z początkiem lat dziewięćdziesiątych wraz z częstszym występowaniem silnych wstrząsów. Intensywność drgań określano na podstawie tzw. wzorów empirycznych opracowanych przez CBiPM „Cuprum”. Parametry drgań określane w ten sposób miały zaniżone wartości niezgodne z obserwacjami makrosejsmicznymi odnoszonymi do skali MSK – 64 (Kazimierczyk 1998). Za pomocą tych wzorów starano się wywrzeć wrażenie, że występujące przyspieszenia drgań są

nieznaczne i nie mogą powodować żadnych szkód. Stąd można spotkać w aktach sądowych różne kuriozalne stwierdzenia, że bardzo silne wstrząsy o $M = 4,0 - 4,5$ wywoływały drgania praktycznie nieodczuwalne.

Spróbujmy więc przyjrzeć się bliżej tym wzorom empirycznym. Jak wiadomo jest to zależność korelacyjna dobrana dla ustalonych pomiarów wartości parametrów fizycznych. Można ją tylko stosować dla takiego zakresu parametrów (E, Δ, a) jakie były wykorzystane dla jej opracowania. Ponieważ do 1995 nie udało się zarejestrować przyspieszeń drgań wywołanych silnymi wstrząsami nie bardzo wiadomo jak można było skonstruować te zależności służące do oceny drgań wywołanych tymi wstrząsami. Ponadto zależność korelacyjna winna mieć określone: poziom ufności i średnie odchylenie standardowe. Za granicę wielkości spodziewanych należałoby więc brać nie wartość określoną wzorem, ale wartość powiększoną o to odchylenie. Opracowane przez CBiPM „Cuprum” wzory empiryczne nie miały podanych wartości poziomu ufności i średniego odchylenia standardowego.

Ponadto przy opracowaniu wzoru empirycznego określającego wartości maksymalne występujących przyspieszeń drgań należy też brać pod uwagę to, że w różnych odległościach te wartości są związane z różnymi rodzajami fal. Obszar oddziaływania wstrząsów można podzielić na trzy strefy: strefę A obejmującą koło o promieniu równym głębokości ogniska (w LGOM- ie rzędu 600 – 700 m); strefę B obejmującą obszar wycinka kołowego o promieniach rzędu od 600 – 800 do 2100 – 2800 m oraz strefę C obejmującą obszar o promieniu większym od 2100 – 2800 m. W każdej z tych stref oddziaływanie drgań jest charakterystyczne dla niej i inne niż w strefie sąsiedniej.

W strefie A występują drgania wywołane falami prostymi P i S o kierunkach drgań zbliżonych do pionowego o bardzo dużych amplitudach przyspieszeniowych przekraczających dla $M \geq 2,8$ wartości 1000 mm/s² i dużych częstotliwościach. W strefie B obraz falowy jest bardzo skomplikowany. Mamy tu do czynienia z interferencją drgań pochodzących z różnych płaszczyzn pękania. Ponadto w tej strefie fale proste P i S są już silnie stłumione i opóźnione w stosunku do fal załamanych PS i SS. W tej strefie powstają też fale powierzchniowe L. Dlatego też w tej strefie wartości maksymalne mogą się odnosić zarówno do fal załamanych jak i fali powierzchniowej. W strefie C występują już tylko zinterferowane fale załamane oraz fala powierzchniowa, która „niesie” największe amplitudy. Tak więc wzory empiryczne w formie wykładniczej mogą się praktycznie odnosić jedynie do strefy C. W strefach A i B należy stosować inne wyrażenia.

3. Analiza wyników pomiarów

Dla trzech bardzo silnych wstrząsów pomierzono wartości maksymalnych przyspieszeń drgań powierzchni. Dla wstrząsu o $M = 3,9$ z 18.05.1998 (6 pomiarów), dla wstrząsu o $M = 3,8$ z 11.04.2000 (10 pomiarów) i dla wstrząsu o $M = 4,0$ z 18.07.2000 (14 pomiarów). Są to dane uzyskane z pomiarów kasetą operatorską. Zestawiono je w postaci zbiorczej mapy obrazującej rozkład powierzchniowy pomierzonych maksymalnych wartości wypadkowego wektora przyspieszeń drgań w mm/s² przemieszczając wszystkie ogniska po osiach NS i EW do jednego punktu (rys. 3.1). Zestawienie trzech wstrząsów o różnej lokalizacji jako wstrząsu o jednym ognisku jest pewnym zniekształceniem, ale daje obraz rozkładu maksymalnych wartości przyspieszeń drgań wywołanych wstrząsami o zbliżonych wartościach magnitud. Na rysunku 3.1 zaznaczono dwa punkty na W i N od ognisk pozwalające na analizę pomiarów odnoszących się do danego wstrząsu. Z powodu przemieszczenia ognisk trzech wstrząsów do jednego punktu, każdy punkt odniesienia został zobrazowany w postaci trzech punktów.

Wartości maksymalnych przyspieszeń drgań a dla poszczególnych zakresów odległości przedstawione są w tabeli 3.1. Wyniki pomiarów przyspieszeń drgań zestawiono też w postaci zależności od odległości na rys. 3.2. Te dane wskazują wyraźnie, że występuje bardzo duży rozrzut wartości przyspieszeń na tych samych odległościach znacznie przekraczający 100 %.

Tabela 3.1
Zestawienie pomierzonych ekstremalnych wartości przyspieszeń drgań powierzchni a wywołanych wstrząsami o $M = 3,8 - 4,0$ dla poszczególnych zakresów odległości epicentralnych Δ

Table 3.1
Peak accelerations of ground vibrations caused by $M=3,8-4,0$ seismic events, at various epicentral distances Δ

Odległości epicentralne Δ [km]		Przyspieszenie drgań a [mm/s ²]	
Distance from epicentre Δ [km]		Vibration acceleration a [mm/s ²]	
od	do	maksymalne	minimalne
From	To	maximum	minimum
2,26	2,99	550	542
3,00	4,99	511	385
5,00	6,99	344	122
7,00	8,99	238	83
9,00	10,99	159	85
11,00	12,99	163	46

Wiadomo, że wielkości przyspieszeń drgań występujących na powierzchni są uwarunkowane następującymi czynnikami:

- wielkością zjawiska – magnitudą (energiją) wstrząsu,
- odległością epicentralną Δ ,
- charakterystyką kierunkową emisji drgań z ogniska,
- amplifikacją drgań w miejscu pomiaru.

Ad a). Wiadomo, że energie wstrząsów górniczych E_k określane w LGOM-ie przez kopalniane stacje seismologiczne są mało wiarygodne (Gibowicz 1985, Kazimierczyk 1999 i 2000). Ta sytuacja w dalszym ciągu nie uległa zmianie. Np. E_k wstrząsu o $M = 3,9$ z 18.05.98 określono jako $3,8 \times 10^7$ J, a E_k nieco słabszego zjawiska o $M = 3,8$ z 11.04.00 jako $2,5 \times 10^9$ J czyli 66 x większą. Na rys. 3.2 widać wyraźnie, że to ostatnie zjawisko jest nieznacznie, ale wyraźnie słabsze od wstrząsu z 18.05.98, a zjawisko z 18.07.00 o $M = 4,0$ jest najsilniejsze. Dlatego też należy opierać się jedynie na wartościach energii określonych na podstawie wartości magnitud M na poziomie energii kopalnianych zgodnie z wyrażeniem:

$$\lg E_{k^*} = 1,911M + 0,973 \quad (3.1)$$

gdzie:

E_{k^*} – energia kopalniana „poprawiona” w [J],

M – magnituda.

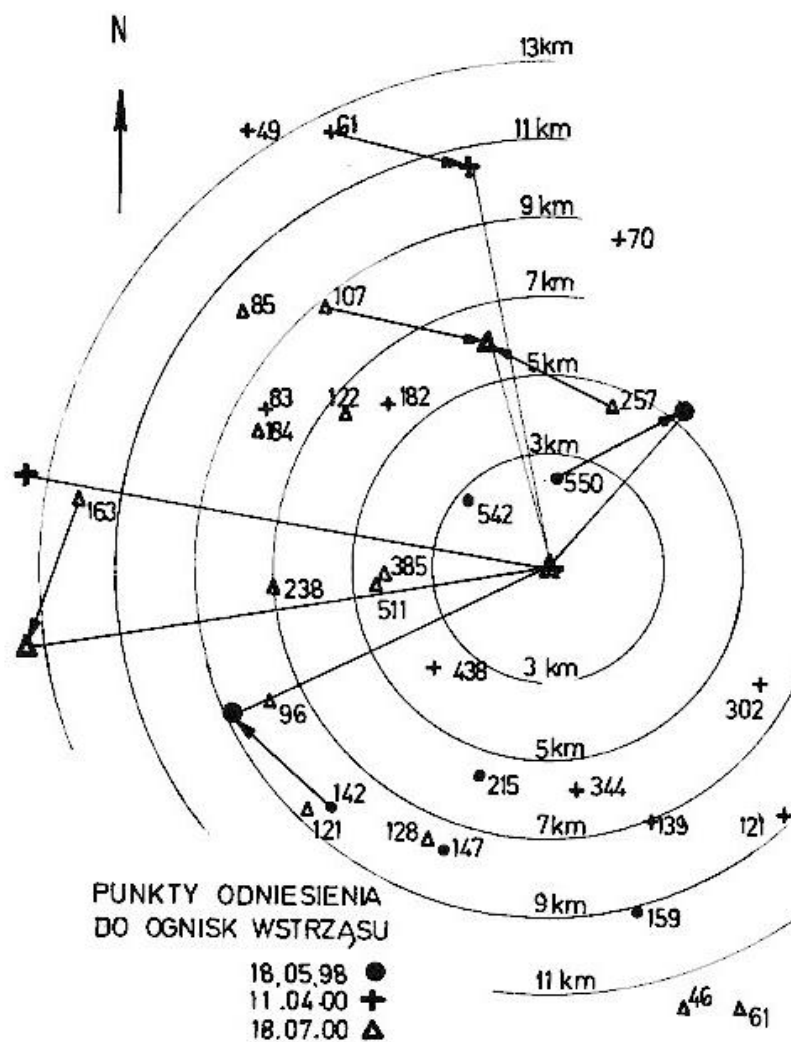
Ad b). Odległości epicentralne określono na podstawie lokalizacji ognisk wstrząsów przez stacje kopalniane. Zmiany pomierzonych wartości przyspieszeń drgań z odległością obrazuje zależność (Jaśkiewicz 1999):

$$Wa = 0,575 \cdot \Delta^{-1,0098} \quad (3.2)$$

gdzie:

Wa – względna wartość przyspieszeń drgań,

Δ - odległość epicentralna.

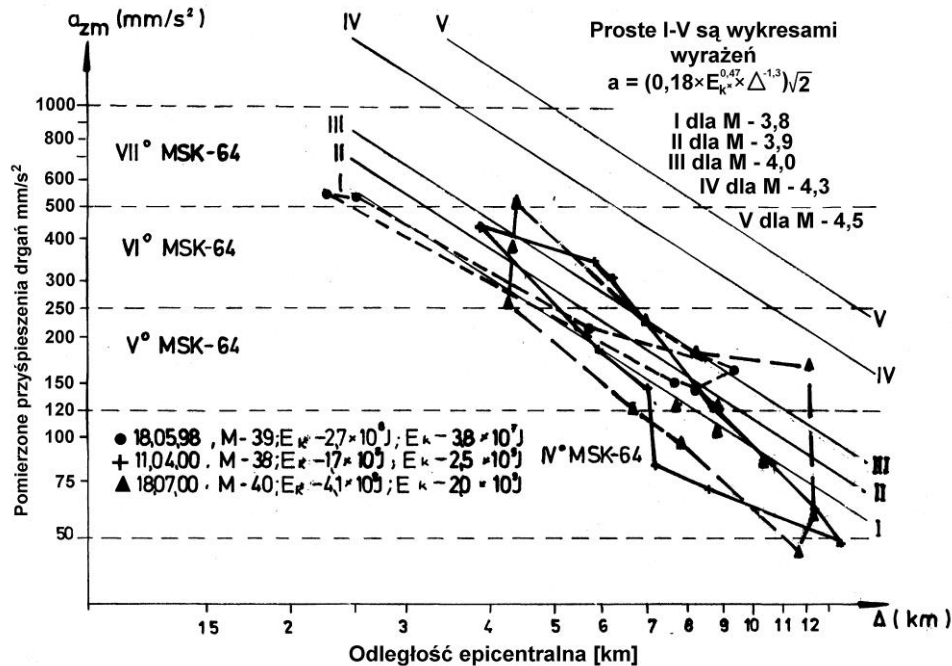


Rys. 3.1 Mapa rozkładu pomierzonych wartości przyspieszeń drgań w mm/s^2 wywołanych wstrząsami z 18.05.98; 11.04.00 i 18.07.00.

Fig. 3.1 Map of distribution of measured vibration acceleration [mm/s^2] for events from May 18.1998; April 11.2000 and July 18.2000

Mając pomierzone wartości przyspieszeń w danym miejscu w odległości epicentralnej Δ_1 można obliczyć wartość współczynnika W_{a1} dla tego miejsca, a następnie wartość współczynnika W_{ax} dla odległości Δ_x . Wartość przyspieszenia w odległości Δ_x określi wyrażenie:

$$a_x = a_1 \frac{Wa_x}{Wa_1} \quad (3.3)$$



Rys. 3.2 Zestawienie pomierzonych wartości przyspieszeń drgań z wstrząsów z 18.05.1998; 11.04.00 i 18.07.00 w funkcji odległości

Fig. 3.2 Measured vibration acceleration values caused by events from May 18.1998; April 11.2000; July 18.2000 as a function of epicentral

Ad c). Kierunkowość emisji drgań z ogniska wstrząsu jest czynnikiem o którym wiemy, że musi występować i że występuje, ale nie wiemy jak określić jego wpływ. Jest on uwarunkowany mechanizmem pęknięcia skał stropowych, wielością płaszczyzn rozłamu (pęknięcie blokowe) oraz ich orientacji kierunkowej względem kierunku promienia sejsmicznego. Ten czynnik jest czynnikiem indywidualnym poszczególnego wstrząsu. Można szacować, że wpływ tego czynnika na wielkość przyspieszeń drgań nie przekracza 50 %.

Ad d). O ile kierunkowość emisji drgań jest cechą charakterystyczną wstrząsu to amplifikacja drgań jest cechą stanowiska pomiarowego. Jest ona wypadkową wpływu takich czynników jak głębina budowa geologiczna miejsca pomiaru (czy strefa pełnego profilu geologicznego czy strefa wychodni złoża), jakość podłoża gruntowego w miejscu posadowienia czujnika oraz od sposobu jego posadowienia. Im słabsze jest to podłoże tym większe jest wzmocnienie amplitud drgań. Posadowienie czujnika w postaci związanej z konstrukcją budynku zmniejsza amplifikację. Można szacować, że wpływ amplifikacji w warunkach LGOM- u jest rzędu 200 – 500 % (patrz rys. 3.2). W tej sytuacji bardzo celowe byłoby opracowanie map wartości współczynnika amplifikacji. Posiadanie danych o amplifikacji pozwoliłoby na ocenę przydatności terenów do zabudowy i ewentualnie na ocenę zakresu potrzebnego wzmocnienia budynków. Na obszarze

o pełnym profilu geologicznym można to określić na podstawie pomiarów prędkości propagacji fal sejsmicznych w warstwach przypowierzchniowych lub pomiarów szumów. Natomiast na obszarze wychodni złoża, gdzie profil geologiczny jest różnie zredukowany (trzeciorzęd kontaktuje się bezpośrednio z węglanami lub anhydrytami) trzeba się opierać jedynie na wynikach pomiarów drgań wywołanych wstrząsami górnictwymi.

Jak więc widać jest wiele czynników wpływających na intensywność występujących drgań i dopiero wyniki pomiarów pozwoliły zwrócić na to uwagę. W tej sytuacji stosowanie wzorów empirycznych nawet najlepiej opracowanych może mieć tylko charakter informacyjny. Widać to wyraźnie na rys. 3.2, gdzie przedstawiono wykresy wzoru empirycznego (Kazimierczyk 1999):

$$a = (0,18E_{k*} \cdot \Delta^{-1,3}) \quad (3.4)$$

dla $M = 3,8; 3,9; 4,0; 4,3; 4,5$ i pomierzone wartości maksymalnych przyspieszeń drgań dla $M = 3,8; 3,9; i 4,0$. Dlatego też należało by rozważyć możliwość określania spodziewanych maksymalnych wartości przyspieszeń drgań na podstawie wartości pomierzonych zgodnie z wyrażeniem:

$$a_x = a_1 \frac{W a_x}{W a_1} \cdot \left(\frac{E_x}{E_1} \right)^{0,5} \quad (3.5)$$

gdzie:

E_x - energia kopalniana „poprawiona” danego wstrząsu,

E_1 - energia kopalniana „poprawiona” wstrząsu dla którego w punkcie 1 w odległości Δ_1 zmierzono maksymalne przyspieszenia drgań a_1 .

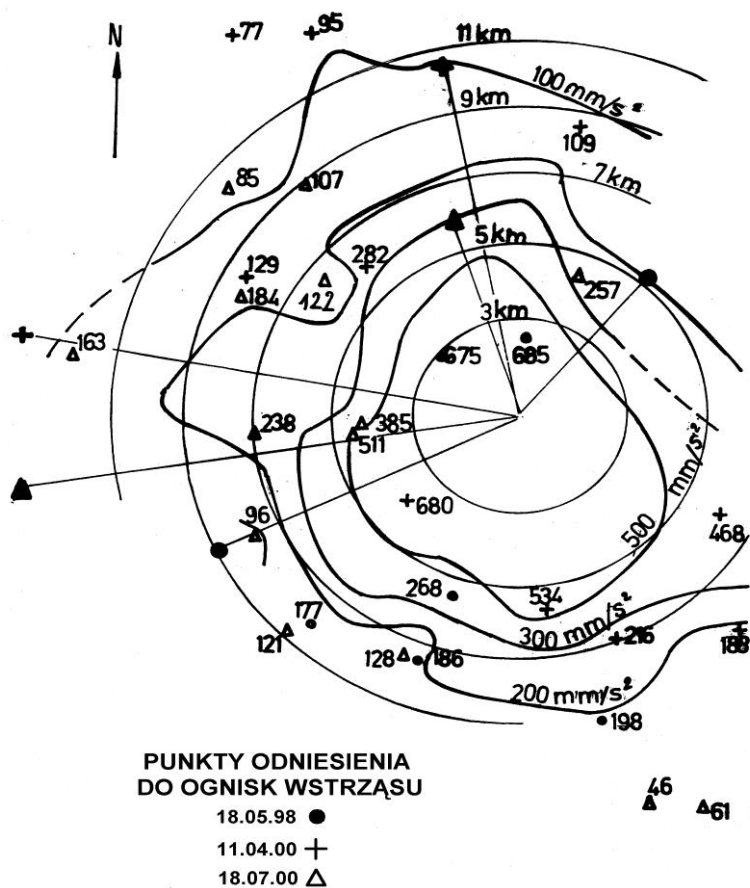
Dla różnic magnitud nie przekraczających wartości 0,3 i różnic odległości epicentralnych nie przekraczających 4 – 5 km przy $\Delta_1, \Delta_x > 3$ km wartości określane zgodnie z wyrażeniem (3.5) będą bardziej zbliżone do rzeczywistości niż wartości określone wg „wzorów empirycznych”.

4. Analiza wyników pomiarów drgań dla M - 4,0

Wstrząsy o $M = 4,0$ są najsilniejszymi wielokrotnie występującymi zjawiskami na obszarze LGOM-u (wstrząsy o $M = 4,3$ i $4,5$ wystąpiły tylko jednokrotnie). Na obszarze LGOM-u wystąpiło do tej pory siedem tak silnych zjawisk w tym 5 na obszarze skrzydła wiszącego uskoku Biedrzychowa i 2 na obszarze skrzydła wiszącego. Dlatego też przy prognozowaniu zagrożenia sejsmicznego należy zakładać występowanie wstrząsu tej wielkości jako wielkości maksymalnej.

Jest więc bardzo istotne jak wielkie mogą być maksymalne wartości przyspieszeń drgań wywołane tak silnymi zjawiskami. Niestety obecnie dysponujemy tylko 14 – oma pomiarami przyspieszeń drgań wywołanych wstrząsem z 18.07.00. W tej sytuacji przeliczono wartości zmierzonych przyspieszeń drgań wywołanych wstrząsami z 18.05.98 i 11.04.00 zgodnie z wyrażeniem:

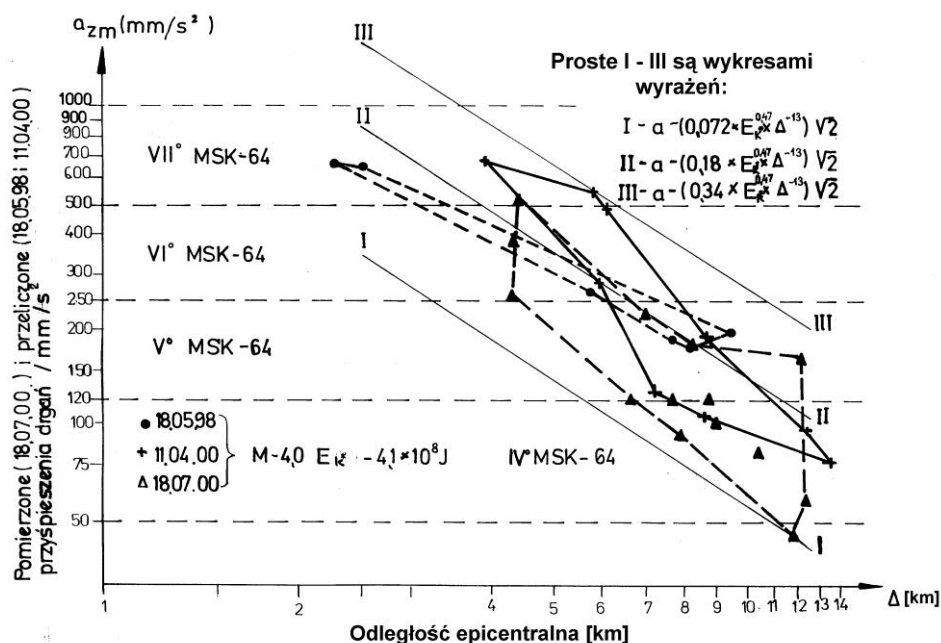
$$a_x = a_1 \left(\frac{E_x}{E_1} \right)^{0,5} \quad (4.1)$$



Rys. 4.1 Mapa rozkładu izosejs pomierzonych (18.07.00) i przeliczonych (18.05.98 i 11.04.00) wartości przyspieszeń drgań [mm/s^2]

Fig. 4.1 Distribution of measured isoseis July 18.2000, and calculated (May 18.1998 and April 11.2000) values of vibration acceleration [mm/s^2]

a - przeliczone wartości przedstawiono na rys. 4.1 i 4.2. Na rys. 4.1 widać wyraźnie, że izosejsta 200 mm/s^2 na kierunku W przekracza 9 km , a na innych kierunkach niewiele przekracza 7 km . Jest to niewątpliwie związane z tym, że na kierunku W występują wychodne złoża. Z rys. 4.2 widać wyraźnie, że maksymalne wartości przyspieszeń drgań wywołane wstrząsami o $M = 4,0$ nie mogą być większe niż określone wzorem empirycznym (3.4) przy współczynniku $0,34$. Na odległości epicentralnej $2,5 \text{ km}$ rozrzut wartości a będzie rzędu $347 - 1640 \text{ mm/s}^2$ a na odległości 10 km $57 - 270 \text{ mm/s}^2$.



Rys. 4.2 Zestawienie pomierzonych (18.07.00) i przeliczonych (18.05.98 i 11.04.00) wartości przyspieszeń drgań w funkcji odległości epicentralnych
 Fig. 4.2 Measured (July 18.2000) and calculated (May 18.1998 and April 11.2000) vibration acceleration values as a function of epicentral distance

a - przeliczone wartości przedstawiono na rys. 4.1 i 4.2. Na rys. 4.1 widać wyraźnie, że izosejsta 200 mm/s² na kierunku W przekracza 9 km, a na innych kierunkach niewiele przekracza 7 km. Jest to niewątpliwie związane z tym, że na kierunku W występują wychodne złoża. Z rys. 4.2 widać wyraźnie, że maksymalne wartości przyspieszeń drgań wywołane wstrząsami o $M = 4,0$ nie mogą być większe niż określone wzorem empirycznym (3.4) przy współczynniku 0,34. Na odległości epicentralnej 2,5 km rozrzut wartości a będzie rzędu 347 – 1640 mm/s² a na odległości 10 km 57 – 270 mm/s².

5. Wnioski

- 1 Jak widać z przedstawionych wyników pomiarów maksymalne wartości przyspieszeń drgań wywołanych silnymi wstrząsami są o rząd wielkości (10 x) większe niż wartości określone przy pomocy wzorów empirycznych z lat 1990 – 1998.
- 2 Duży rozrzut pomierzonych wartości przyspieszeń drgań na tych samych odległościach jest niewątpliwie wywołany różnicami amplifikacji (wzmocnienia) drgań na poszczególnych stanowiskach pomiarowych. W tej sytuacji wskazane jest opracowanie map rozkładu wartości tego parametru na obszarze LGOM –u.
- 3 Maksymalne wartości przyspieszeń drgań wywołanych najsilniejszymi prognozowanymi wstrząsami o $M = 4,0$ nie powinny być większe od wartości określonych wzorem empirycznym (3.4) ze współczynnikiem 0,34 zamiast współczynnika 0,18 (patrz rys. 4.2).

- 4 Przy określaniu wartości oczekiwanych przyspieszeń drgań wzorami empirycznymi dla miejsc, gdzie nie wykonano pomiarów należy brać pod uwagę wartość średniego odchylenia standardowego na określonym poziomie ufności. Wskazane jest aby wykorzystać wyniki pomiarów z najbliższych stanowisk akcelerometrów zgodnie z procedurą obliczeniową wg wyrażenia (3.5).

Literatura

- [1] Gibowicz S.J. 1985: Moment sejsmiczny i energia wstrząsów górniczych w Lubińskim Zagłębiu Miedziowym. Przegl. Górn. nr 2, 51 – 85.
- [2] Jaśkiewicz K. 1999: Weryfikacja zależności empirycznych rozprzestrzeniania się drgań w obszarach górniczych ZG Lubin, ZG Polkowice – Sieroszowice i ZG Rudna oraz opracowanie metodologii określania parametrów drgań dla wstrząsów górniczych o wysokich energiach. Pr.CBPiM „Cuprum”. Niepublikowane.
- [3] Kazimierczyk M. 1998: Problematyka oceny szkodliwości drgań wywołanych wstrząsami górnymi w rejonie Lubina. Rudy, Metale nr 1, 3 – 9.
- [4] Kazimierczyk M. 1999: Ocena wielkości przyspieszeń składowej poziomej drgań powierzchniowych występujących na obszarze LGOM-u. Mat. Konf. „Rekult. i ochr. środ. w rejonach gór-przem.” TPN Legnica. T – II, 252 – 266.
- [5] Kazimierczyk M. 2000: Wybrane oddziaływania wstrząsów górniczych na powierzchnię na obszarze LGOM-u. Mat. konf. „Warsztaty 2000” nt. Zagrożenia naturalne w górnictwie. Inst. Gosp. Sur. Min. i Energ. PAN. Kraków, 247 – 259.

The maximal values of ground vibration acceleration in the region of LGOM

The measured values of vibration accelerations caused by three tremors of magnitude M about 3,8 – 4,0 have been presented. The range of the accelerations for M - 4,0 tremors has been determined.

Przekazano: 3 marca 2001