

Henryk MARCAK

Akademia Górniczo-Hutnicza Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Kraków

## **Geomechaniczna interpretacja struktury danych geofizycznych, w szczególności sejsmologicznych gromadzonych dla oceny hazardu sejsmicznego**

### **Słowa kluczowe**

wstrząsy górnicze, dane sejsmiczne, przewidywania sejsmiczne

### **Streszczenie**

Nie można przewidzieć pojawienia się wstrząsów górniczych w sposób deterministyczny. Statystyczna predykcja tych zjawisk jest oparta na badaniu statystycznej struktury informacji pomiarowych, najczęściej katalogów wstrząsów w których jest zapisany czas powstania zjawiska sejsmicznego, jego energia i lokalizacja hipocentrum. Jeżeli te wielkości podlegają rozkładowi statystycznym i rozkłady są stacjonarne, to można przewidzieć pojawienie się wstrząsu z dokładnością zależną od niepewności jaka jest zawarta w danych pomiarowych. Skuteczność przewidywania zależy od jakości informacji na jakiej jest ona oparta. W przypadku wstrząsów górniczych do informacji zawartej w danych pomiarowych można dodać informacje związane z geomechanicznymi aspektami rozwoju sejsmiczności w wyrobiskach górniczych. Do tych dodatkowych aspektów należą: liniowy rozkład epicentrow, rozkład hipocentrow w przestrzeni na płaszczyznach sejsmicznych, zależność maksymalnej energii sejsmicznej od wielkości powierzchni sejsmicznej, otwieranie lub zaciskanie asperitów i wypustów na powierzchni sejsmicznej w kolejnych etapach procesu przygotowania do relaksacji sejsmicznej. Są to istotne dodatkowe informacje przy ocenie ryzyka sejsmicznego.

### **1. Wstęp**

Możliwości przewidywania silnych relaksacji sejsmicznych powstałych w wyniku eksploatacji górniczej na podstawie wyników pomiarów geofizycznych są wciąż dyskusyjne. Istnieją przykłady takich sytuacji, w których udało się wyprowadzić górników z zagrożonego wyrobiska na podstawie zmian w rejestracjach geofizycznych powstałych przed tąpnięciem i takich sytuacji, kiedy przewidywać nie można było przeprowadzić. Analiza odkształceń, jakie poprzedzają pojawienie się silnego zjawiska sejsmicznego, zwłaszcza odkształceń niesprężystych prowadzi do wniosku [15], [9], że proces przygotowania wstrząsu jest opisany równaniami chaosu zdeterminowanego, a więc nie ma możliwości pełnego przewidzenia wstrząsu (od momentu kiedy naprężenia rozpoczynają oddziaływanie na ośrodek do powstania wstrząsu) a każdy silny wstrząs prowadzi do redystrybucji naprężeń którego nie da się przewidzieć przed jego powstaniem. Z drugiej strony prawdopodobieństwo powstania wstrząsu w konkretnym miejscu zależy od rozwoju deformacji w ośrodku skalnym, która jest źródłem informacji, jaka jest zawarta w geofizycznych danych pomiarowych.

Przewidywanie wstrząsów sejsmicznych nie jest pojęciem zbyt precyzyjnym i jest

rozumiane w różny sposób przez różne osoby. Najogólniej przewidywanie wstrząsów polega na podaniu miejsca, czasu i energii dla wstrząsu, który ma się pojawić w przyszłości. Takie przewidywanie może mieć charakter górniczy (np. przewidywanie energii wstrząsu według wzorów Bilińskiego) lub geofizyczny, kiedy estymujemy parametry przyszłego wstrząsu na podstawie analizy katalogów wstrząsów zarejestrowanych poprzednio.

W wyniku rozwoju procesu deformacji zachodzącej w górotworze następuje relaksacja energii sejsmicznej która ma charakter wstrząsów górniczych. Na ogół nie jest to jeden wstrząs sejsmiczny. W Sejsmice Ogólnej prawie zawsze po głównym wstrząsie powstają wstrząsy wtórne (after-shock) które są wynikiem wyzwolenia energii zgromadzonej w źródle sejsmicznym w jednym procesie generacyjnym. Podobnie jest w Sejsmologii Górniczej. Przykłady w tym artykule zostały wybrane w oparciu o udostępnione autorowi rejestracje prowadzone na oddziale 15/8 w latach 2000-2002 w kopalni „Rudna”. W katalogu wstrząsów można znaleźć dwa wstrząsy, jeden powstały 3 grudnia 2001 r. o godzinie 21.19 o energii  $1.8 \cdot 10^5$  J i drugi powstał 4 grudnia o godzinie 7.42 o energii  $6.4 \cdot 10^6$  J. Odległość epicentrow tych wstrząsów jest mniejsza niż 100m. Następny silny wstrząs został zarejestrowany w lutym 2002 roku. Nie ulega wątpliwości, że obydwie wstrząsy grudniowe są wynikiem relaksacji energii zgromadzonej w górotworze w jednym cyklu generacyjnym i powinny być zaliczone do jednego podzbioru, który w całości może być przewidywany w oparciu o zmiany struktury danych obserwacyjnych. Wydzielenie z zapisów efektów zróżnicowanych w sensie generacyjnym przeprowadzono w ten sposób, że postawiono hipotezę o poissonowskim rozkładzie odstępów pomiędzy wstrząsami. Okazało się, że jeżeli usunie się wszystkie wstrząsy o energii przekraczającej  $10^5$  J, które pojawiają się w okresie mniejszym niż 8 dni od poprzedniego wstrząsu to hipoteza o ich poissonowskim rozkładzie można statystycznie potwierdzić. Uważam, że podział wstrząsów na spójne podzbiory, które są wynikiem relaksacji energii sejsmicznej zgromadzonej w jednym cyklu generacyjnym jest bardzo istotne i całkiem inaczej powinniśmy oceniać możliwość pojawienia się następnych wstrząsów po wysokoenergetycznym zjawisku sejsmicznym w tym samym rejonie w krótkich odstępach czasowych a inaczej pojawienie się nowego zbioru wstrząsów.

W Sejsmologii Ogólnej klasyfikuje się okresy dla którego prowadzi się przewidywanie [14]. Najkrótszy z nich to kilka godzin (alarm sejsmiczny). W tym okresie obserwuje się zmiany prędkości fal elektromagnetycznych i sejsmicznych, zwiększoną emisję sejsmiczną i intensywne deformacje w obszarze źródłowym wstrząsu. Przewidywanie średniookresowe dotyczy okresu od miesiąca do 10 lat i powinno być oparte na analizie zmian emisji sejsmicznej i zmianach ciśnienia kapilarnego. Predykcja długookresowa dotyczy okresu 10 do 30 lat. Podejmuje się ją po analizie regionalnej emisji sejsmicznej. Na podstawie budowy geologicznej i tektonicznej można podjąć długookresową predykcję potencjalną na okres powyżej 30 lat.

Przyjęcie tych samych okresów przewidywania do sejsmologii górniczej nie jest uzasadnione ze względu na skalę relaksacji energetycznych, z jakimi mamy do czynienia w górnictwie, zarówno jeżeli chodzi o energię zjawisk, jak również rozmiary przestrzenne źródeł wstrząsów. Dlatego skala czasowa powinna być istotnie krótsza. Proponujemy następujące okresy:

- alarm sejsmiczny- dotyczący godzin a nawet minut przed wstrząsem. Alarm oparty może być na analizie emisji sejsmoakustycznej, zmianach prędkości fal sejsmicznych i pomiarach geodezyjnych,
- przewidywanie średniookresowe na okres dni lub tygodni. Może się ono opierać na rejestracjach zmian emisji sejsmicznej i zmian prędkości rozchodzenia się fal

- sejsmicznych, oraz pomiarach anomalii grawimetrycznych i elektrycznych,
- przewidywanie długookresowe na okres miesięcy tworzone w oparciu o zmiany w wysokoenergetycznych rozkładach wstrząsów górniczych,
- predykcja potencjalna oparta na podstawie rozpoznania budowy geologicznej obszaru, w którym ma być prowadzona eksploatacja i przewidywanym rozkładzie naprężeń w czasie prowadzonej eksploatacji.

Przewidywanie długookresowe i potencjalne są najbardziej niezawodne, chociaż pojawienie się tzw. regionalnych wstrząsów jest bardzo trudne do przewidzenia. Otwarcie nowego pola eksploatacyjnego w pobliżu już istniejącego, jeżeli warunki górniczo-geologiczne na nowym polu są podobne do tych, jakie istniały poprzednio pozwala przewidzieć podobną emisję sejsmiczną. Natomiast przewidywanie krótkookresowe i alarm sejsmiczny są najmniej pewne ze względu na przebieg procesu deformacji niesprężystej zachodzącej w górotworze. Proces deformacji poprzedzający wstrząs może być przerwany, jeżeli relaksacja energetyczna jest spowodowana odpaleniem silnego ładunku wybuchowego. Takie strzelanie powoduje, że deformacja w górotworze zaczyna przebiegać inaczej i ocena zagrożenia sejsmicznego w tym przypadku musi być całkiem inna.

## 2. Statystyczna ocena hazardu sejsmicznego w kopalniach podziemnych

Przez hazard sejsmiczny rozumiemy prawdopodobieństwo wystąpienia określonej energii wstrząsu górniczego. Statystyczna ocena hazardu polega na estymacji parametrów statystycznych ze zbioru zjawisk zarejestrowanych w wyznaczonym przedziale czasowym, a następnie policzeniu w oparciu o te parametry częstości i energii zjawisk sejsmicznych w przyszłości. Możliwość predykcji najbardziej energetycznych wstrząsów musi być oparta o następujące założenia:

- istnieje rozkład statystyczny energii wstrząsów niezmienny w określonym przedziale czasu (stacjonarny). Najczęściej przyjmuje się, że jest to rozkład Pareto lub jego uogólniona postać rozkład Gutenberga-Richtera a odstępy pomiędzy wstrząsami są opisane rozkładem Poissona,
- parametry tego rozkładu, jeżeli są stałe to można je wykorzystać do określenia przyszłego rozkładu ilości i energii wstrząsów.

W oparciu o procedury statystyczne można wyznaczyć wartości największej spodziewanej energii sejsmicznej podczas eksploatacji w wyznaczonym rejonie i dla określonego przedziału czasu.

Najczęściej estymuje się następujące parametry:

- Średnią liczbę zdarzeń sejsmicznych w jednostce czasu  $\lambda$ . W rozkładzie Poissona [7], prawdopodobieństwo pojawienia się  $n$  zjawisk jest opisane wzorem:

$$P(N = n, t) = \frac{(\lambda t)^n}{n!} e^{-\lambda t} \quad (2.1)$$

współczynnik  $\lambda$  jest parametrem.

- Górne ograniczenie zakresu energii wstrząsów  $E_{\max}$  [2], ze wzoru:

$$E_{\max} = E_{\max}^{obs} + \int_{E_{\min}}^{E_{\max}^{obs}} (F(E))^n dE \quad (2.2)$$

gdzie:

- $E_{\max}$  – maksymalna przewidywana energia w rejonie sejsmicznym,
- $E_{\max}^{obs}$  – energia najsilniejszego zarejestrowanego wstrząsu,
- $E_{\min}$  – dolny próg energii w katalogu na podstawie którego prowadzi się badania,
- $F(E)$  – dystrybuanta rozkładu energii wstrząsów
- $n$  – liczba wstrząsów.

Jest to jeden z podstawowych estymatorów otrzymanych z katalogu sejsmicznego,

- Prawdopodobieństwo wystąpienia zjawiska o energii większej od zadanej wartości  $E_p$  w ciągu  $D$  jednostek czasu [7], [5] ze wzoru:

$$P(E \geq E_p, D) = (1 - \exp(-\lambda D))(1 - F(E_p)) \quad (2.3)$$

- Średni okres powrotu wstrząsu o energii większej niż zadana wartość  $E_p$  ze wzoru

$$T(E_p) = (\lambda(1 - F(E_p)))^{-1} \quad (2.4)$$

- W rozkładzie statystycznym energii wstrząsów sejsmicznych w górnictwie, które ma postać [4]:

$$F(E) = \frac{1 - (E_{\min}/E)^b}{1 - (E_{\min}/E_{\max})^b} \quad \text{dla } E_{\min} < E < E_{\max} \quad F(E)=0 \text{ dla } E < E_{\min} \quad F(E)=1 \text{ dla } E > E_{\max} \quad (2.5)$$

parametr  $b$  z równania:

$$\frac{n}{b} + \frac{n(E_{\min}/E_{\max})^b}{1 - (E_{\min}/E_{\max})^b} \ln(E_{\min}/E_{\max}) - \sum_k \ln(E_k/E_{\min}) = 0 \quad (2.6)$$

- Energię wstrząsów w oparciu o nieparametryczny estymator dystrybuanty rozkładu  $y = \log E$  wykorzystujący jądro adaptacyjne dane formułą [6]:

$$F(y) = \frac{\sum_{i=1}^n (\Phi(\frac{y - y_i}{\lambda_i h}) - \Phi(\frac{y_{\min} - y_i}{\lambda_i h}))}{\sum_{i=1}^n (\Phi(\frac{y_{\max} - y_i}{\lambda_i h}) - \Phi(\frac{y_{\min} - y_i}{\lambda_i h}))} \quad \text{dla } y_{\min} < y < y_{\max} \quad (2.7)$$

oraz  $F(E)=0$  dla  $E < E_{\min}$   $F(E)=1$  dla  $E > E_{\max}$

gdzie:

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x \exp(-\frac{\xi^2}{2}) d\xi \quad (2.8)$$

- $\lambda_i$  – wagi dobierane automatycznie,
- $h$  – funkcja wygładzająca.

Estymacje statystycznych parametrów opisujących przestrzenne i czasowe rozkłady wstrząsów górniczych są poprawne, jeżeli wstrząsy są wynikiem stacjonarnego rozwoju deformacji niesprężystych w górotworze, co oznacza, że odchyłki pomierzonych parametrów sejsmicznych od wartości estymowanych mają charakter losowy. Przedział ufności estymatorów zależy od liczebności elementów katalogu, w oparciu o który prowadzi się estymację. Jednak dla dłuższego przedziału czasu założenie stacjonarności w przewidywaniu wstrząsów sejsmicznych jest nieréalne, bo możliwości przewidywania oparte są na założeniu, że proces deformacji niesprężystych zmienia się w czasie. Tak, więc jeżeli przedział, dla

którego prowadzi się estymację statystyczną jest zbyt krótki to przedział ufności estymatora jest znaczny, co istotnie obniża jego znaczenie predykcyjne natomiast, jeżeli jest dłuższy to ze względu na to, że proces generacji wstrząsów nie jest stacjonarny, estymatory nie reprezentują rzeczywistych własności procesu, który prowadzi do silnej relaksacji sejsmicznej. W tej sytuacji istnieje potrzeba wzmocnienia własności predykcyjnych estymatorów przez dodanie dodatkowych informacji „a priori” wynikających z wiedzy o mechanizmie rozwoju deformacji prowadzącej do powstania wstrząsu.

### 3. Podział eksploatowanego górotworu na obszary sejsmiczne

W wyniku podziemnej eksploatacji górotworu wytwarzają się naprężenia eksploatacyjne, które mają rozkład zależny od sposobu eksploatacji górotworu. W górotworze powstają różne pola naprężeń i w związku z tym różne są również obszary, w których rozwija się sejsmiczność górnicza. Przed frontem eksploatacyjnym i bezpośrednio nad nim mamy do czynienia z strefą oddziaływania frontu eksploatacyjnego, czyli rozwoju deformacji wywołanej zaburzeniem równowagi mechanicznej wywołanej eksploatacją. Inaczej rozwija się sejsmiczność w nadkładzie gdzie dochodzi do wydzielenia powierzchni pęknięcia i jej rozwoju w czasie.

#### 3.1. Obszar pola eksploatacyjnego przed frontem eksploatacyjnym

Jest to obszar ograniczony w przybliżeniu liniami; 200 m przed frontem eksploatacyjnym, 100 metrów na prawo i lewo od końca ściany i przedziałem wysokości od spągu pierwszej warstwy pod eksploatowanym pokładem do stropu pierwszej warstwy nad eksploatowanym pokładem poddanej ugięciu. W tym obszarze zaznacza się wynik naprężeń eksploatacyjnych w postaci pęknięć, źródeł fal sejsmicznych [8]. Odspojenia i odkształcenia warstwy stropowej można w takim obszarze rozważać w oparciu o model dylatacyjno-plastyczny Rudnickiego [13] który ma postać wyrażoną przez równania:

$$\gamma^p = \frac{1}{h} (\dot{\tau} - \mu \dot{p}), \quad \gamma^e = \frac{1}{G} \dot{\tau}, \quad \varepsilon^e = -\frac{1}{K} \dot{p}, \quad \varepsilon^p = \beta \gamma^p \quad p = tr\{\sigma_{ij}\} \quad (3.1)$$

gdzie:

$\mu$  – współczynnik tarcia wewnętrznego,

$h$  – moduł plastyczności,  $\dot{\tau} = \frac{\partial \tau}{\partial t}$ ,

$\tau$  – naprężenie ścinające,

$\varepsilon^p$  – odkształcenie plastyczne,

$\gamma^p$  – naprężenie plastyczne,

$\beta$  – współczynnikiem dylatacji,

$p$  – ślad tensora naprężeń  $\sigma_{ij}$ ,

$\dot{p}$  – pochodna czasowa  $p$ .  $G$  i  $K$  są odpowiedni współczynnikiem sztywności i współczynnikiem ściśliwości. Równania dylatacyjno materiałowe opisują niesprężyste zachowanie ośrodka skalnego w szczególności przy pomocy zależności [10], [11]:

$$Y\dot{\gamma}^p + \eta p \dot{\gamma}^p = \dot{\tau}^p - p \dot{\varepsilon}^p \quad (3.2)$$

gdzie:

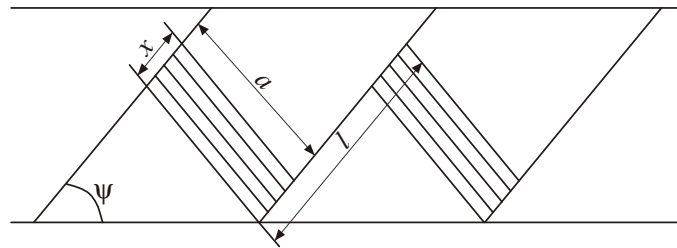
$Y$  – granica plastyczności,

$\eta$  – współczynnik tarcia dynamicznego.

To równanie może być wykorzystane do opisu zachowania się uginającej belki stropowej. Wówczas (Nikitin i Ryżak e.g. 1977, 1984) można napisać równanie:

$$(\varepsilon - \mu\gamma) \cdot (\varepsilon - \beta\gamma) + \frac{h}{k} \gamma^2 + \frac{h}{\sigma} \varepsilon^2 \leq 0 \quad (3.3)$$

Rozwiązanie tego równania pozwala opisać specjalny rodzaj deformacji, tworzenia tzw. stref okopowych których strukturę przedstawiono na rys. 3.1.



**Rys. 3.1.** Struktura stref okopowych  
**Fig. 3.1.** Structure of the trench zones

Można ocenić parametry tych stref z następujących równań:

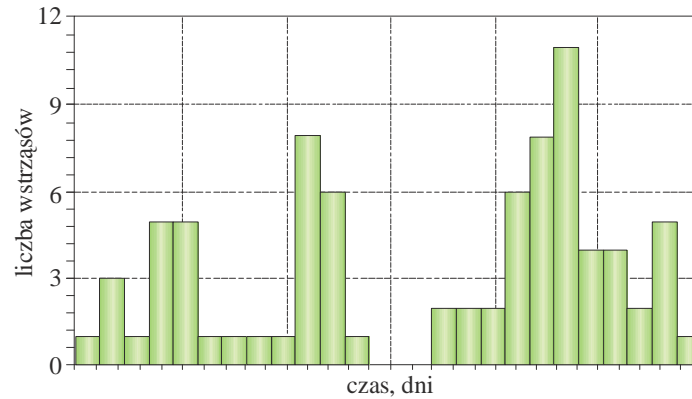
$$(\mu - \beta)^2 = \frac{4h_0}{K} \quad \alpha = \frac{\mu - \beta}{2} \left( 1 + \frac{h_0}{G} \right) \quad \Psi = \frac{1}{2} \alpha \frac{2K}{G + 3K},$$

$$\frac{b}{l} = \frac{G + \frac{3}{4}K}{G + \frac{3}{16}K} \left( 1 - \sqrt{1 - \frac{3}{4} \frac{G + \frac{3}{16}K}{G + \frac{3}{4}K}} \right) \quad (3.3)$$

gdzie  $h_0$  – maksymalny współczynnik plastyczności.

Eksploatacją ścianową może generować wstrząsy których ilość i energia są związane z miąższością i własnościami mechanicznymi warstwy stropowej i zwiększona emisja pojawia się w regularnych odstępach przestrzennych (i jednocześnie czasowych jeżeli postęp ściany jest stały) w których następuje rozwój stref okopowych, a więc tworzenia stref nieciągłości i tworzenia bloków skalnych przesuwających się między sobą.

Na rys 3.2 pokazano rozkład ilości wstrząsów jakie powstały podczas eksploatacji ściany. widać na niej efekty tworzenia zwiększonych emisji sejsmicznych w regularnych odstępach związanych z procesem tworzenia bloków skalnych w stropie eksploatowanego pokładu. Uważam, że jest to jeden z dodatkowych czynników, które powinny być wzięte pod uwagę przy przewidywaniu silnych relaksacji sejsmicznych w kopalniach.



**Rys. 3.2.** Rozkład ilości wstrząsów powstałych podczas eksploatacji ściany w kopalni węgla  
**Fig. 3.2.** The distribution of the shocks numbers which appeared during exploitation of long-wall exploitation

**3.2. Obszary poza bezpośrednim wpływem naprężeń eksploatacyjny (albo powstałe poza tym obszarem albo powstałe w wyniku naprężeń eksploatacyjnych ale rozwijające się poza obszarem będącym pod wpływem bezpośredniego oddziaływania naprężeń)**

W obszarach górotworu, w których nie ma bezpośredniego oddziaływania naprężeń wywołanych eksploatacją górnictwem rozwój deformacji w górotworze poprzedzający energetyczną relaksację sejsmologiczną można modelować analogicznie do modeli takiego rozwoju opisywanych w Sejsmologii Ogólnej.

Wstrząs jest skutkiem przemieszczenia dwóch mas skalnych wzdłuż płaszczyzny nieciągłości. Niech  $\vec{D}(\xi, t)$  będzie funkcją opisującą przemieszczenie na powierzchni  $\Sigma$ .

Dla najczęstszej przyczyny powstania wstrząsu, jakim są naprężenia ścinające, wektor  $\vec{D}$  jest równoległy do płaszczyzny pęknięcia. Siłę powodującą zsuwanie masywu i tworzenia fal sprężystych można przedstawić w postaci:

$$F(\vec{\xi}, t) = F(t) \cdot \vec{l} \cdot \delta(\xi_1) \cdot \delta(\xi_2) \cdot \delta(\xi_3) \quad (3.4)$$

gdzie  $\vec{l}$  jest wektorem jednostkowym w kierunku działającej siły,  $\delta(\xi_i)$  jest deltą Diraca.

Wektor przemieszczenia  $\vec{u}$  w punkcie  $\vec{x}$  ma składowe  $u_1, u_2, u_3$ :

$$u_i(\vec{x}, t) = \sum_1^3 u_i^j l_j \quad (3.5)$$

gdzie  $l_i, i=1, 2, 3$  są składowymi wektora jednostkowego w kierunku siły. Często wykorzystuje się do opisu źródła sejsmicznego model w postaci pary sił lub podwójnej pary sił. Jeżeli siłę oznaczymy przez  $F(t)$  a  $h$  jest jej ramieniem, to punktowy moment siły wykorzystywany do opisu źródła sejsmicznego można napisać jako:

$$M_0(t) = \lim_{h \rightarrow 0} F(t) \cdot h \quad (3.6)$$

W przypadku działania podwójnej pary sił można pokazać [3], że moment sejsmiczny można zapisać w postaci:

$$M_{jk} = \mu(\Delta u_j \delta \Sigma_k + \Delta u_k \delta \Sigma_j) = \mu D_0 \delta \Sigma (e_j v_k + e_k v_j) \quad (3.7)$$

gdzie:

- $\mu$  – moduł sztywności,
- $\Delta u_j, \Delta u_k$  – przemieszczenia na segmencie uskoku o odpowiednio rozmiarach  $\delta\Sigma_j, \delta\Sigma_k$ ,
- $D_0$  – średnie przemieszczenie na segmencie  $\delta\bar{\Sigma}$ ,

Wektor jednostkowy  $\vec{e}(e_1, e_2, e_3)$  określa kierunek przemieszczania a wektor jednostkowy  $\vec{\nu}(\nu_1, \nu_2, \nu_3)$  jest skierowany normalnie do powierzchni uskoku. Wielkość przed nawiasem w ostatnim wzorze:

$$M_0 = \mu D_0 \delta \Sigma \quad (3.8)$$

jest nazwana skalarnym momentem sejsmicznym. Przy tzw. warunkach Orowana, czyli przy założeniu, że przesunięcie ustaje, gdy naprężenie spadnie do naprężenia tarcia energia fal sejsmicznych wyrazi się wzorem:

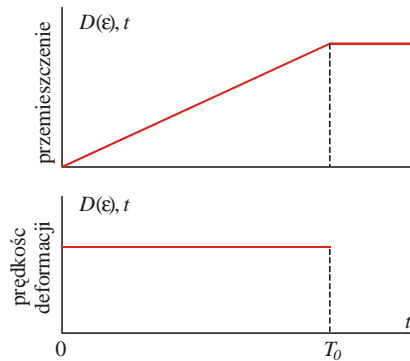
$$E = \frac{\vartheta M_0 \Delta \sigma}{2\mu} \quad (3.9)$$

gdzie:

- $\vartheta$  – sprawność sejsmiczna zależna od jakości ośrodka skalnego,
- $\Delta \sigma$  – spadek naprężeń na zsuwającej się powierzchni  $\Delta \sigma$ .

Rozpatrzmy najpierw źródło koherentne, (rys. 3.3) w którym następuje jedno przemieszczenie w tym samym kierunku na powierzchni pęknięcia  $S_0$ . Otrzymamy bardzo proste zależności, w szczególności, jeżeli założymy uproszczony model źródła:

- stałą prędkość zsuwania  $a$ ,
- kształt powierzchni  $S_0$  w postaci prostokąta o powierzchni  $S_0=W.L$ , gdzie  $W$  wysokość, a  $L$  szerokość prostokąta.



**Rys. 3.3.** Przemieszczenie, jako funkcja czasu i prędkość przemieszczenia jako funkcja czasu w koherentnym źródle sejsmologicznym

**Fig. 3.3.** Dislocation time function and dislocation velocity time function in coherent seismic source

Wówczas, jeżeli oznaczymy przez  $T_0$  czas, jaki trwa przemieszczenie, a przez „ $a$ ” średnią prędkość przemieszczenia to  $T_0 a$  jest przemieszczeniem na prostokącie.



Jednocześnie:

$$\Delta\sigma = \frac{T_0 a}{W} \quad (3.11)$$

Natomiast:

$$M_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot T_0 a = \Delta\sigma \cdot W^2 \cdot L = \Delta\sigma \cdot W S_0 \quad (3.12)$$

gdzie  $S_0$  jest powierzchnią na której może się relaksować energia sejsmiczna. Jest to największa energia, jaka może być wyzwolona w wyniku zsunienia się bloku skalnego na pęknięciu. Energia zjawiska może być napisana jako:

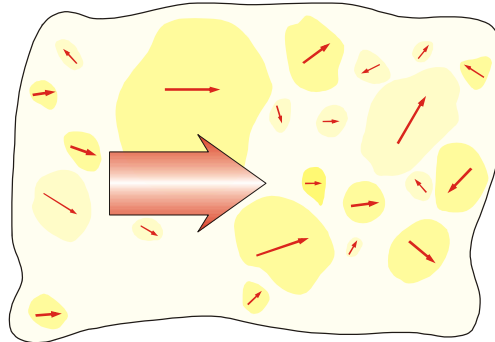
$$E_0 = \frac{\nu \Delta\sigma}{2\mu} W S_0 \quad (3.13)$$

Tak więc zasadniczym elementem który w warunkach górniczych decyduje o energii zjawiska sejsmicznego jest powierzchnia pęknięcia  $S_0$ .

#### 4. Stochastyczny charakter rozkładu powierzchni, na których następuje relaksacja sejsmiczna

W rzeczywistym rozwoju strefy sejsmicznej rozkład funkcji  $\bar{D}(\xi, t)$  jest znacznie bardziej skomplikowany.

W szczególności wielkość spadku naprężenia  $\Delta\sigma$  może być skierowana w różne strony (rys. 4.1) i z tego powodu założenie o kinetycznym samo podobieństwie na powierzchni  $S_0$  nie jest w pełni spełnione. Podobnie rozkład powierzchni, na której relaksuje się energia sejsmiczna może być również skomplikowana.

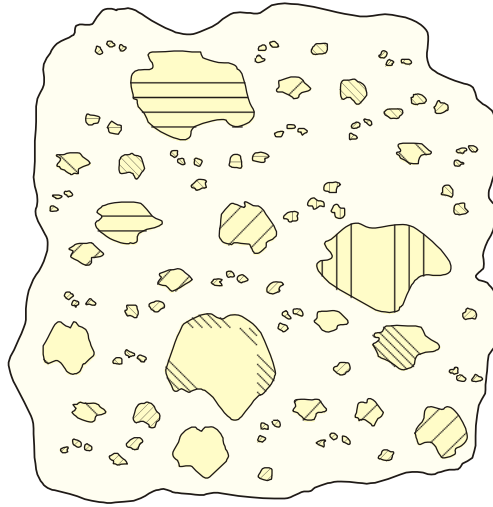


**Rys. 4.1.** Schemat strefy sejsmicznej w górotworze  
**Fig. 4.1.** Schematic illustration of a seismic zone in the rockmass

Na rysunku 4.2 pokazano model rozkładu powierzchni poślizgu. Można przyjąć, że ma on charakter fraktalny tzn. liczba elementów, na których następuje relaksacja energii sejsmicznej maleje eksponentalnie w funkcji wielkości powierzchni.

Warunki, w jakich następuje relaksacja energii na powierzchni powoduje, że istnieją fluktuacje powierzchni na której realizuje się wektor przemieszczenia  $D$  w czasie. W wyniku zmian warunków geomechanicznych, pojawia się element losowy w sposobie realizacji relaksacji energetycznej, czyli częstości zjawisk sejsmicznych i ich energii. Losowość polega

na nieznanym a priori miejscu, i czasie, w którym będzie się realizowała relaksacja (na której plamie na przekroju pokazanym na rys. 4.2 nastąpi przesunięcie w przedziale czasowym  $\Delta t$ ), czyli ilości i kolejności pojawiania się zjawisk sejsmicznych. Może być tak, że kilka realizacji (na kilku plamach) odbywa się w czasie, który jest wystarczająco krótki, aby w wyniku powstało jedno zdarzenie (badanie zapisów sejsmicznych pod tym względem wydaje się być bardzo interesujące), ale również może być realizowane przez szereg rozdzielnych realizacji sejsmicznych. Niech  $\dot{s}(\vec{\xi}, t)$  jest losowym przyrostem powierzchni pęknięcia, która jest źródłem energii sejsmicznej to powierzchnia, na której nastąpiło pęknięcie.



Rys. 4.2. Model rozkładu powierzchni pęknięcia w strefie sejsmicznej  
Fig. 4.2. A model of rupture surfaces in the seismic zone

Wówczas powierzchnia relaksacji na której powstały wstrząsy S można opisać wzorem:

$$S(\vec{\xi}_p, t) = \int_0^t \dot{s}(\vec{\xi}_p, t) dt \quad (4.1)$$

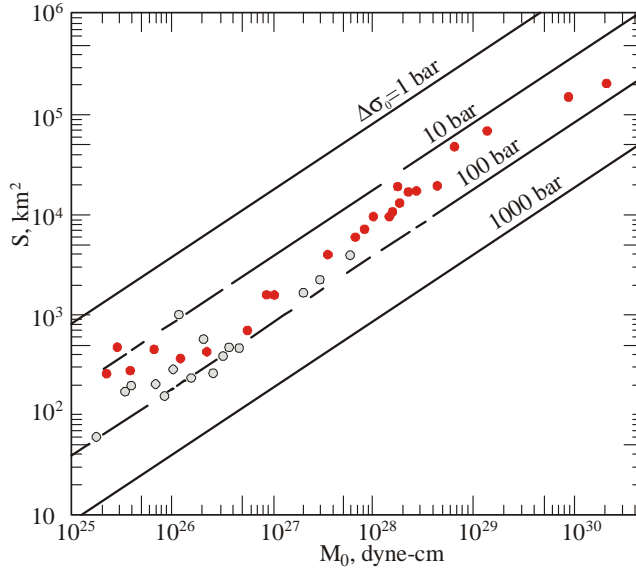
Taki sposób wyzwalania energii sejsmicznej ma wpływ na zachowanie całego układu mechanicznego. Każdy wstrząs może być przyczyną redystrybucji naprężeń i zmian sposobu ich relaksacji.

Przyjmuje się w dalszych rozważaniach dotyczących źródeł sejsmicznych. Następujące założenia:

- wartość  $\Delta\sigma$  w źródłach sejsmicznych jest stała dla wszystkich wstrząsów (co najmniej w jednej strefie sejsmicznej). Wyniki badań prowadzonych w Sejsmologii Ogólnej (rys. 4.3) pokazują, że to założenie o stałej wielkości spadku naprężeń potwierdza się empirycznie,
- sprawność sejsmiczna w strefie sejsmicznej taka sama.

Jeżeli proces relaksacji jest ergodyczny tzn. uśrednianie po realizacjach przestrzennych tego procesu jest równe uśrednianiu po czasie to

$$E = \int_S \Delta\sigma(\vec{\xi}, t) D(\vec{\xi}, t) ds = \frac{v \cdot \Delta\sigma}{2\mu} W \int_0^t \dot{s}(\vec{\xi}, t) dt \quad (4.2)$$



**Rys. 4.3.** Związek pomiędzy momentem  $M_0$  [1] i powierzchnią źródła sejsmicznego w oparciu o rejestracje sejsmologiczne wewnątrz płytowe (czerwone kółka) i między płytowe (szare kółka)

**Fig. 4.3.** Relation between source dimension  $S$  and seismic moment  $M_0$  [1] on the base of seismic observations inter-plate (red circles) and intra-plate (gray)

Przy przyjętych założeniach emisja sejsmiczna zależy od tempa wytwarzania powierzchni  $\dot{s}$ . Na ten parametr mamy wpływ, bo zależy on od postępu prac górniczych i wysokości eksploatowanej warstwy, warunków górniczych i geologicznych.

Rozkład statystyczny energii  $E$ , jak już wspomniano, może mieć postać:

$$F(E) = \frac{1 - (E_{\min} / E)^b}{1 - (E_{\min} / E_{\max})^b}$$

gdzie  $E_{\max}$  jest zależna od powierzchnią WL. Wzór ten podaje typowy sposób relaksacji energii opisanej rozkładem Gutenberga- Richtera obcięty z góry przez  $E_{\max}$  a więc  $S_0$ . Jeżeli ocenimy wielkość  $S_0$  z pomiarów sejsmicznych to możemy również zawęzić predykcję zarówno, co do położenia jak i wielkości wyzwolonej energii.

Jeżeli funkcja  $\dot{s}$  jest funkcją stacjonarną to emisja sejsmiczna jest również stacjonarna. Wprowadzimy parametr  $x$ , który jest zmienną losową w postaci energii sumarycznej wyzwolonej w jednostce czasu. Do opisu szeregu czasowego  $x(t)$  wprowadzimy estymatory statystyczne. Przedmiotem rozważań jest funkcja autokowariancji [3]:

$$C(\tau) = \frac{1}{T_{cat}} \int_0^{T_{cat}-\tau} x(\xi, t) x(\xi, t + \tau) dt \quad (4.3)$$

gdzie  $T_{cat}$  jest oknem czasowym w którym realizuje się emisja sejsmiczna.

Z przyjętego założenia o ergodyczności procesu stochastycznego opisywanego funkcją  $x$

można napisać:

$$E \int_0^{T_{cat}-\eta} x(\xi, t)x(\xi + \eta, t)dt = E \int_0^{T_{cat}-\frac{\eta}{v}} x(\xi, t)x(\xi, t - \frac{\eta}{v})dt \quad (4.4)$$

gdzie:

$E$  – operator uśredniania,

$v$  – prędkość relaksacji energii na powierzchni sejsmicznej.

Oznacza to założenie, że uśrednianie po czasie jest równoważne uśrednianiu po zmiennej przestrzennej. Przy przyjęciu rozkładu eksponentyjnej dla wartości  $x$  prawdopodobieństwo, że wielkości  $x_1$  i  $x_2$  zdarzą się w tym samym przedziale czasowym  $t_2 - t_1$  jest równe:

$$P = (t_1 - t_2)e^{-\lambda(t_1-t_2)} \quad (4.5)$$

gdzie  $\lambda$  – średnia częstość pojawiania się zdarzeń.

Podobnie prawdopodobieństwo, że te zjawiska nie powstaną jednocześnie wynosi:

$$P^* = 1 - P \quad (4.6)$$

Pamiętając o tym, że:

$$E[x_1(t_1).x_2(t_2)]_P + E[x(t_1).x(t_2)]_{P^*} \quad (4.7)$$

$$E(x(t)) = \alpha \quad E[x(t_1).x(t_2)]_P = E(x^2(t)) = \alpha^2 \quad (4.8)$$

$$E[x(t_1).x(t_2)] = E[x(t_1)]E[x(t_2)] = \sigma^2 \quad (4.9)$$

stąd:

$$C(\tau) = \left(1 - \tau \frac{1}{T_{cat}}\right) \cdot (\alpha^2 + \sigma^2 \exp(-\lambda\tau))$$

Tak więc stacjonarnemu przyrostowi powierzchni pęknięcia towarzyszy stacjonarny strumień energii sejsmicznej (stacjonarna aktywność sejsmiczna i ograniczona emisja maksymalna).

Rozkład przestrzenny energii zjawisk sejsmicznych jest skorelowany z położeniem powierzchni nieciągłości. Zobaczymy to na przykładzie rozkładu wstrząsów powstałych w 2002 roku w rejonie G-15/9 KWK „Rudna”.

Na rys. 4.4 przedstawiono rozkład epicentrów tych wstrząsów o energii  $10^5$ J. Położenia epicentrów mają wyraźny charakter linearny. Rejestracja prowadzona na kopalni „Rudna” pozwoliła na wyznaczenie składowej z-towej wstrząsów. Pominiemy tutaj analizę dokładności lokalizacji tej składowej. Niemniej, jeżeli założymy, że hipocentra znajdują się na płaszczyźnie to z programu minimalizacyjnego możemy przybliżyć parametry tej płaszczyzny. Otrzymano następujące równanie na głębokość epicentrów  $Z$ :

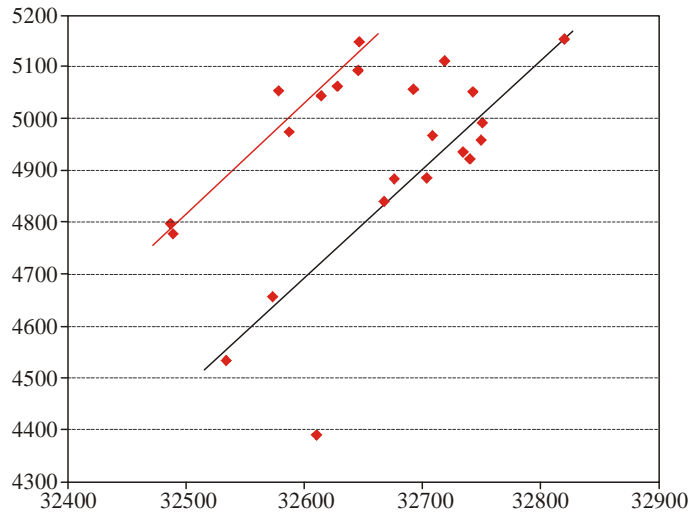
$$Z = 0,2801X + 0,0207Y \quad (4.10)$$

gdzie  $X$  i  $Y$  współrzędne epicentrów wstrząsów.

Na rys.4.5 pokazano z-towe współrzędne rzeczywiste i obliczone z równania (4.10), dla wstrząsów, które zostały przedstawione na rys. 4.4. Mimo, że w niektórych punktach różnice pomiędzy wartościami pomierzonymi i policzonymi są dosyć znaczne to wydaje się, że przybliżenie położenia hipocentrów płaszczyzną jest uzasadnione i hipoteza, że wstrząsy

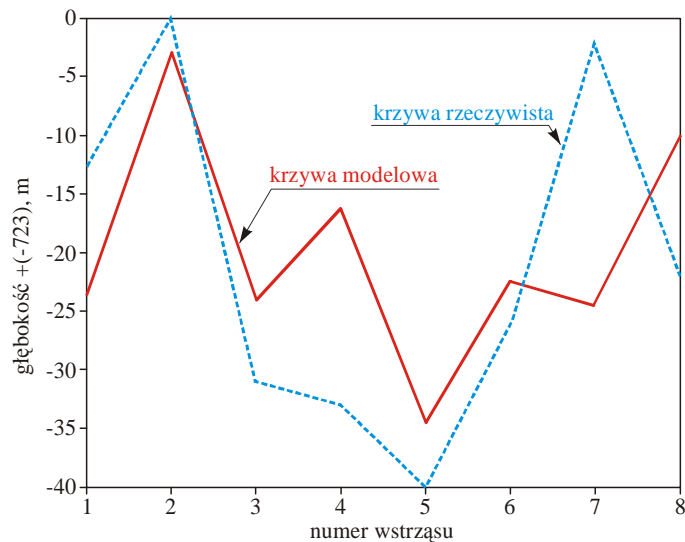
rozwinęły się wzdłuż jednej płaszczyzny jest możliwa do przyjęcia.

Istotnym elementem predykcijnym emisji sejsmicznej jest zaburzenie jego ergodyczności co jest związane z istotną zmianą  $S_0$ .



**Rys 4.4.** Rozkład epicentrow wstrząsów górniczych z kopalni „Rudna” o energii większej od  $10^5$ J. powstałych w roku 2002 w oddziale G-15/9

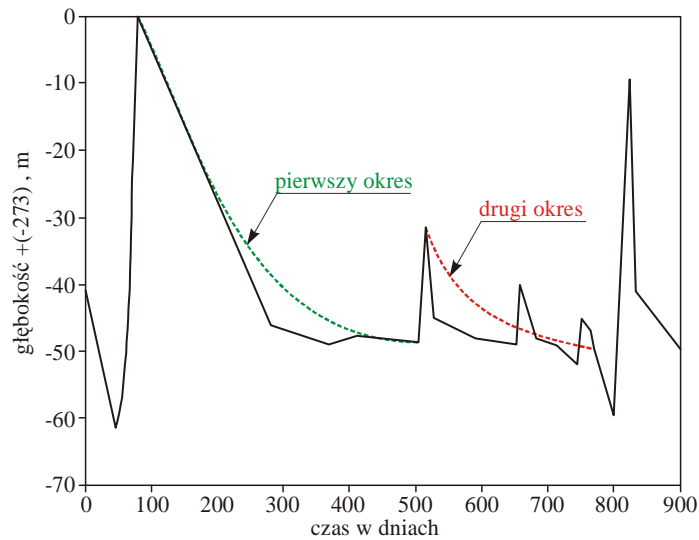
**Fig 4.4.** The distribution of seismic shocks epicenters in „Rudna” mine with energy greater then  $10^5$ J. which appeared in 2002 year in G-15/9 region



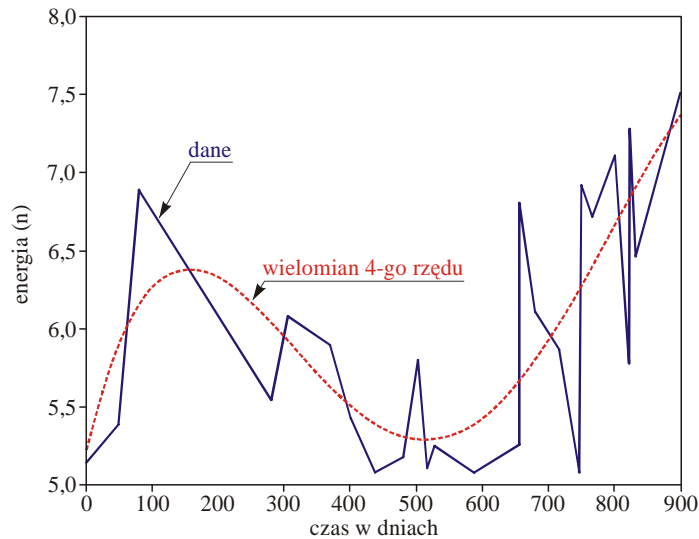
**Rys 4.5.** Współrzędne z-towe wstrząsów górniczych wyznaczone z lokalizacji kopalnianej i z równania 3.13 dla wstrząsów pokazanych na rys. 4.4

**Fig 4.5.** Z-coordinates of the mining shocks appointed o the base of measurements and calculated from equation 3.13 for shocks shown on fig. 4.4

W sejsmologii górniczej taka zmiana manifestuje się pojawieniem się wstrząsów wyraźnie poza obszarem dotychczasowej emisji (np. skok głębokości hipocentrum). Wówczas zgodnie z przedstawionymi wyżej rozważaniami należy się spodziewać nowej sytuacji sejsmicznej, a więc nowej wartości  $E_0$ , nowego rozkładu energii zjawisk sejsmicznych.



Rys. 4.6. Estymacje stacjonarnych okresów relaksacji sejsmicznych  
Fig. 4.6. Estimation of stationary periods of seismic relaxation



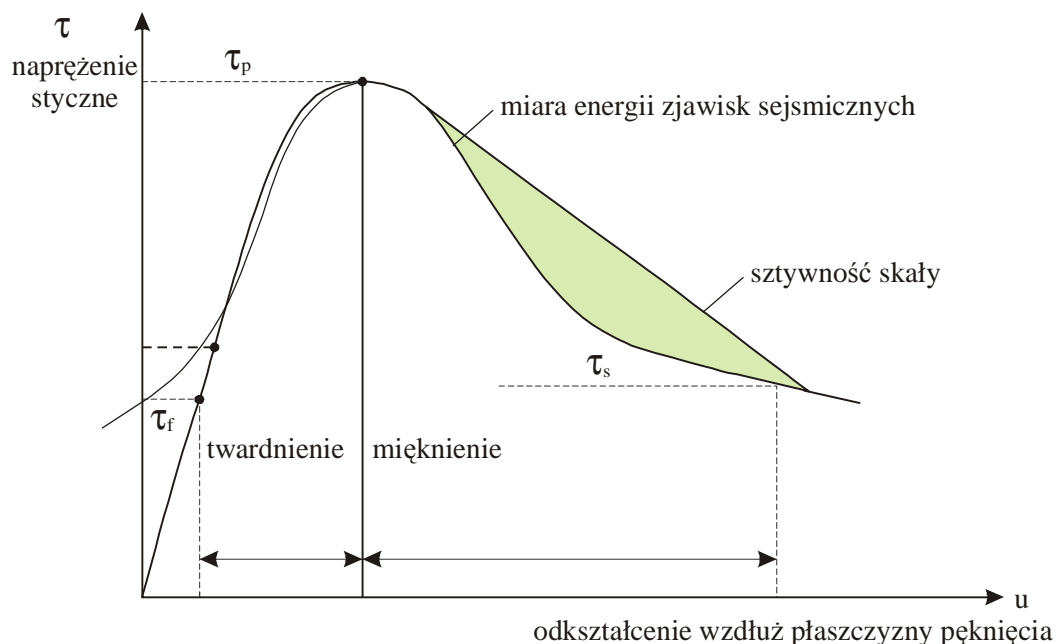
Rys 4.7. Rozkład energii sejsmicznej (w postaci  $10^n$  J gdzie n wskaźnik na osi pionowej) w czasie przybliżony wielomianem czwartego rzędu  
Fig 4.7. Distribution of seismic energy (in the form  $10^n$  J, where n in value along the vertical axis) in time approximated with fourth order polynomial

Pokażemy to na przykładzie analizy wstrząsów z kopalni „Rudna”. Na rys. 4.6 przedstawiono rozkład głębokości hipocentrow wstrząsów w funkcji czasu a na rys. 4.7 zmiany energii tych wstrząsów w funkcji czasu. Ta ostatnie krzywa została przybliżona wielomianem czwartego rzędu. Wyraźne zmiany głębokości hipocentrow silnych wstrząsów są wskaźnikami zmian wielkości powierzchni na których następuje relaksacja energetyczna a więc zmiany parametrów geomechanicznych z którymi związana jest zmiany parametrów  $\alpha$  i  $\sigma^2$ . Taką korelację można zobaczyć w strukturze własności wstrząsów pokazanych na rys. 4.6 i 4.7.

Tak, więc zmiany w głębokości wstrząsów pokazujące zmianę stochastycznych własności zmian w wielkości powierzchni relaksacji sejsmicznej można uznać za czynnik, który można wykorzystać przy przewidywaniu wstrząsów górniczych.

### 5. Czasowe zmiany emisji sejsmicznej przed dużą emisją sejsmiczną

Wstrząsy powstają w strefach sejsmicznych, w których następują przemieszczenia mas skalnych względem siebie. Strefa sejsmiczna jest częściowo nieciągła (z wyjątkiem mostów gdzie ośrodek skalny jest ciągły). Stabilność ośrodka polega na przewadze sił oporu wytworzonych przez asperity (wypusty z jednej strony płaszczyzny pęknięcia, które wchodząc w zagłębienia po drugiej stronie płaszczyzny utrudniają ruch mas względem siebie) i mosty. Pokonanie tych przeszkód może spowodować relaksację energii sejsmicznej. Warunkiem takiej relaksacji jest specyficzny rozwój deformacji w strefie źródłowej, jaki przedstawiono na rys. 5.1.



Rys. 5.1. Zmiany naprężeń ścinających przed emisją silnej energii sejsmicznej [12]

Fig. 5.1. Changes of shear stresses before seismic energy emission [12]

Przed relaksacją sejsmiczną musi nastąpić okres twardnienia. Zamykanie odstępów pomiędzy asperitami powoduje wówczas zwiększenie sztywności ośrodka w strefie przyszłego ogniska wstrząsu (czyli intensywnego obniżenia zależności przemieszczenia od naprężenia stycznego) (siły tarcia) jak to przedstawiono na rys. 5.1 a następnie w wyniku pokonania sił tarcia okres mięknięcia (czyli intensywnego zwiększenia zależności przemieszczenia od naprężenia stycznego). Wielkość wyzwolonej energii sejsmicznej zależy od różnicy pomiędzy  $\tau_p$  i  $\tau_s$  (rys. 5.1) a więc naprężeniami ścinającymi na końcu okresu twardnienia i na końcu okresu mięknięcia oraz sztywności ośrodka [9]. W okresie twardnienia należy się spodziewać wyraźnego zaniku emisji sejsmicznej, która może być wykorzystana do oceny ryzyka wystąpienia silnego wstrząsu. Wzmószona emisja sejsmiczna w okresie mięknięcia jest na ogół poprzedzona okresem niewielkiej emisji, w której zachodzi zamykanie przestrzeni między asperitami i twardnienie skały poprzedzające silną relaksację sejsmiczną.

Jak widać istotnym elementem decydującym o powstaniu niestabilności jest wartość różnicy naprężeń  $\tau_s - \tau_p$ . Jest oczywiste, że większe naprężenie normalne powoduje wyraźnie mniejsze rozwarcie w szczelinie. Jest to jednak możliwe, jeżeli morfologia powierzchni pęknięcia nie ulegnie zmianie w czasie zamykania szczelin. Wielkość różnicy zależy od sztywności asperitów [9] a więc od składu mineralnego i struktury petrograficznej skał które je tworzą i warunków termodynamicznych w jakich następuje emisja sejsmiczna.

## 6. Podsumowanie

Ocena ryzyka wystąpienia silnego wstrząsu górniczego jest bardzo trudna przede wszystkim ze względu na bardzo niestabilny charakter procesów poprzedzających jego pojawienie. Możliwości jego efektywnej oceny zależą od jakości informacji jakie są użyte do tego celu. W przypadku wstrząsów górniczych do ich przewidywania można wykorzystać katalogi wstrząsów i badać ich strukturę statystyczną. Wówczas trudności w rzetelnym przewidywaniu mogą być związane z ilością rejestracji sejsmicznych i możliwością estymacji zmienności emisji sejsmicznej. Aby estymacja była istotna trzeba mieć dużą liczbę zjawisk, co wymaga prowadzenia rejestracji w długich przedziałach czasu. Długie okna obserwacyjne nie pozwalają wystarczająco szybko i dokładnie estymować zmian, które są podstawą do oceny hazardu sejsmicznego. Pewnym wyjściem z tej sytuacji jest dodanie informacji a priori, którą możemy uzyskać z wiedzy o mechanizmie rozwoju deformacji niesprężystych, jakie poprzedzają powstanie silnych wstrząsów górniczych. Należą do nich: rozwój sejsmiczności na elementach linearnych, zmiana rozmiarów płaszczyzny sejsmicznej (w szczególności rozkładu głębokości wstrząsów) zmiana aktywności sejsmicznej przed silnym wstrząsem (okres twardnienia) i konieczność powstania wystarczająco wytrzymałych asperitów, aby wstrząs mógł się zrealizować. Te wszystkie dodatkowe informacje mogą pomóc w przewidywaniu silnych sejsmicznych relaksacji sejsmicznych na dwa sposoby. Z jednej strony można zbudować algorytmy predykcyjne uwzględniające te cechy przy wykorzystaniu katalogów sejsmologicznych do oceny hazardu sejsmicznego a z drugiej strony mogą być wykorzystane do projektowania innych pomiarów geofizycznych i prowadzenia łącznej interpretacji danych sejsmologicznych sejsmicznych, grawimetrycznych, i geoelektrycznych dla lepszego określenia hazardu sejsmicznego.



## Literatura

- [1] Kanamori H., Anderson D.L. 1975: Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bulletin of the Seismological Society of America, 65, 1073–1095.
- [2] Kijko A., Sellevoll N.A. 1989: Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete and uncertain data files Part I Utilization of extreme and complete catalogues with different threshold magnitudes Bull. Seism. Soc. Am. 79, 645–654.
- [3] Koyama J. 1997: The Complex Faulting Process of Earthquakes Kluwer Academic Publ. 195 pp.
- [4] Lasocki S. 1992: Pareto distribution used in the statistical analysis of rockburst hazard. Acta Montana, s. A, No. 2(88), 121–132.
- [5] Lasocki S. 1996: Ocena i prognoza lokalnego ryzyka sejsmicznego poprzez analizę danych sejsmicznych Wykłady Szkoła Eksploatacji Podziemnej'96 Biblioteka Szkoły Eksploatacji Podziemnej, Kraków, 49–67.
- [6] Lasocki S. 2005: Probabilistic analysis of seismic hazard posed by mining induced events Proc. 6th Int. Symp. On Rockburst in Mines Control Seismic Risk Perth, 151–156.
- [7] Lomnitz C. 1974: Global Tectonics and Earthquake Risk, Elsevier Amsterdam 320.
- [8] Marczak H. 1992: Zastosowanie modelu dylatacyjno – plastycznego do oceny stanu zagrożenia tąpnięciami. Zesz. Nauk. AGH, s. Geof. Stos. z. 9, 39–5.
- [9] Marczak H. 2009 Inverse problems in modeling mining shocks Gospodarka Surowcami Mineralnymi, t. 25 z. 3.
- [10] Nikitin L.W., Ryżak E.T. 1984: An model of forming the systems of tectonic fractures. Geodinam. Issled, 7, 56–76 (po rosyjsku).
- [11] Nikitin L.W., Ryżak E.T. 1987: The rules for rock destruction based on the internal friction and dilatancy. Fizyka Ziemi nr 5 p. 22–38 (po rosyjsku)
- [12] Rice J.R. 1980: The mechanics of earthquake rupture Physics of the Earth's Interior North-Holland Publ. Co Amsterdam.
- [13] Rudnicki J.W., Rice J.R. 1975: Conditions for the localizations of deformation in pressure sensitive dilatant materials. J. Msch. Phys. Solids. 23.
- [14] Sykes L.R., Shaw B.E., Scholz C.H. 1999: Rethinking Earthquake Prediction Pure and Applied Geophysics, 155, 207–232.
- [15] Turcotte D.L., Schubert G. 2002: Geodynamics. Cambridge University Press, 456.

## **Geomechanical interpretation of geophysical data structure, particularly the seismological data, for an assesment of seismic hazard**

### **Key words**

mining shocks, saismological data, seismological prediction

### **Abstract**

The deterministic mining shocks predictions are impossible. The statistical prediction of the seismic events is based on analysis of statistical properties of geophysical data, particularly the catalogs of seismic events, in which the energy of shocks, time of their appearance, and hypocenters coordinates are collected. If these parameters are described with stationary statistical distributions the seismic events can be predicted with efficiency depending on the data uncertainty. The efficiency of prediction depends on the information used for prediction and it can be strengthen with geomechanical information related to mining seismicity development. The following aspects are considered in the paper: linear distribution of seismic

epicenters, location of hypocenters on the seismic surface, dependence of maximum energy of event from the measure of seismic surface, opening and closing asperities on the seismic surface in following stages of seismic energy relaxation. This additional information is useful in assessment of seismic risk.

*Przekazano: 29 kwietnia 2010 r.*