Antoni Goszcz

# ELEMENTY MECHANIKI SKAŁ oraz TĄPANIA W POLSKICH KOPALNIACH WĘGLA I MIEDZI



Biblioteka
Szkoły Eksploatacji Podziemnej

**Patron**
**Jubileuszowego wydania**
**Materiałów Konferencyjnych SEP**
**1992-2021**

KGHM
POLSKA MIEDŹ

SZKOŁA EKSPLOATACJI PODZIEMNEJ

# ELEMENTY MECHANIKI SKAŁ
# oraz
# TĄPANIA W POLSKICH KOPALNIACH WĘGLA I MIEDZI

Antoni Goszcz

# ELEMENTY MECHANIKI SKAŁ
# oraz
# TĄPANIA W POLSKICH KOPALNIACH WĘGLA I MIEDZI

Biblioteka Szkoły Eksploatacji Podziemnej
SERIA Z LAMPKĄ GÓRNICZĄ Nr 2

Organizatorzy Szkoły Eksploatacji Podziemnej

POLSKA AKADEMIA NAUK
Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią

AKADEMIA GÓRNICZO-HUTNICZA
Katedra Górnictwa Podziemnego

Projekt okładki i opracowanie graficzne: Katarzyna Goszcz

Wydawnictwo Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN
31-261 Kraków, ul. Józefa Wybickiego 7
tel: (012) 632 33 00, fax: 632 35 24

ISBN 83-87854-65-4

© Copyright by Antoni Goszcz

© Copyright for this edition by IGSMiE PAN, Kraków 1999

# WSTĘP

Z eksploatacją podziemną złóż kopalin związane są tzw. zagrożenia naturalne powodowane różnymi przyczynami: występowaniem wody lub gazu w skałach, wysoką temperaturą, ciśnieniem górotworu itd. Do grupy takich zagrożeń należy również zagrożenie sejsmiczne, którego skutki określane mianem tąpań, są niezmiernie groźne, powodujące wypadki oraz ogromne straty materialne. Zagrożenie to przejawia się niezwykle gwałtownie i dla zobrazowania jego przebiegu porównuje się je do eksplozji (wybuchu), następującej w sąsiedztwie podziemnego wyrobiska górniczego. Porównanie takie jest uzasadnione, gdyż do wyrobiska z wielką energią i hukiem zostają wyrzucone skały z ociosów, spągu i stropu, niszcząc jego obudowę oraz maszyny i urządzenia górnicze, zagrażając przy tym życiu i zdrowiu ludzi znajdujących się w tym wyrobisku.

Zagrożenie to jest niestety zjawiskiem powszechnym w polskich kopalniach węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym oraz w kopalniach miedzi w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym. W ciągu roku w kopalniach polskich rejestruje się przeciętnie kilkanaście tąpnięć. Zagrożenie sejsmiczne występuje również w Kopalni Węgla Brunatnego Bełchatów, gdzie eksploatacja odkrywkowa naruszając stan równowagi litostatycznej w skałach, powoduje uwalnianie się z nich energii sprężystości w postaci wysoko energetycznych wstrząsów. Niektóre z nich mają energię porównywalną do trzęsień ziemi.

Zagrożenie sejsmiczne znane jest górnictwu węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym już od XIX wieku. Początkowo wstrząsy sejsmiczne były zjawiskiem rzadkim o charakterze lokalnym, lecz z czasem w miarę wyczerpywania się złóż zalegających na małych głębokościach i w miarę schodzenia z eksploatacją głębiej do partii złóż, gdzie warunki naturalne są zdecydowanie znacznie bardziej skomplikowane i trudne, zagrożenie to nasiliło się. Wprawdzie postęp techniczny umożliwił opracowanie bardziej bezpiecznych technologii eksploatacji, ale uzyskane korzyści są mniejsze niż oczekiwano ze względu na systematycznie pogarszające się warunki geologiczno-górnicze (większa głębokość, zaburzenia tektoniczne, różnego rodzaju zaszłości poeksploatacyjne itd.). W rezultacie postęp, jaki uzyskano w zwalczaniu zagrożenia tąpaniami, jest w sumie ograniczony.

Obecnie zagrożenie tąpaniami należy do podstawowych zagrożeń naturalnych w polskim górnictwie węgla i miedzi.

Dotychczasowe bogate doświadczenia oraz trendy gospodarcze wskazują na to, że zagrożenie sejsmiczne i zagrożenia tąpaniami będą niestety w najbliższych kilkudziesięciu latach należeć do najpoważniejszych zagrożeń górniczych. Ze względu na kluczowe znaczenie, jakie dla gospodarki narodowej posiada węgiel kamienny, będący dla niej głównym nośnikiem energii, eksploatacja pokładów w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym musi być kontynuowana również w kopalniach zagrożonych wstrząsami i tąpaniami.

Eksploatacja złoża rudy miedzi w kopalniach Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego trwać będzie również jeszcze ponad 20 lat, z tym, że na coraz większej głębokości.

Biorąc to pod uwagę, należy oczekiwać w przyszłości raczej wzrostu zagrożenia sejsmicznego w kopalniach węgla kamiennego i rud miedzi, niż jego zmniejszania się. Konieczne jest zatem podejmowanie wszelkich wysiłków, aby eliminować i ograniczać to zagrożenie, a przede wszystkim jego skutki.

Od lat podejmowane są liczne prace naukowo-badawcze i techniczne w celu wyjaśnienia przyczyn tąpnięć, ich prognozowania i zwalczania. Duży wkład mają tu specjaliści polscy zatrudnieni w placówkach naukowo-badawczych: Akademii Górniczo-Hutniczej, Politechnice Śląskiej, Instytucie Mechaniki Górotworu PAN, Instytucie Geofizyki PAN, Głównym Instytucie Górnictwa, CBPM Cuprum oraz w zakładach górniczych węgla kamiennego i miedzi.

Rezultaty badań naukowych oraz opracowane rozwiązania techniczne i organizacyjne publikowane są w kraju i za granicą. Przedstawiane są również na licznych konferencjach i sympozjach, jak na przykład międzynarodowa konferencja „Rockbursts and Seismicity in Mines", „Zimowa Szkoła Mechaniki Górotworu", „Tąpania", „Szkoła Eksploatacji Podziemnej" oraz wielu innych. Literatura naukowa dotycząca problematyki zagrożenia sejsmicznego i jego skutków, łącznie z niepublikowanymi dokumentacjami prac badawczych i projektowych, obejmuje kilka, a być może nawet kilkanaście tysięcy pozycji.

Pomimo dużej ilości publikacji brak jest w bibliografii polskiej (i nie tylko polskiej) opracowań o charakterze monograficznym poświęconych problematyce wstrząsów i tąpań. Ostatnią taką pracą była książka prof. W. Parysiewicza „Tąpania w kopalniach" wydana w 1967 roku przez Wydawnictwo „Śląsk" w Katowicach, dostępna obecnie dla czytelników jedynie w nielicznych bibliotekach. Od czasu jej wydania minęło ponad 30 lat, a biorąc pod

uwagę postęp w zakresie wiedzy o zagrożeniu sejsmicznym i tąpaniach, potrzebne jest opracowanie nowej monografii uwzględniającej najnowsze krajowe i zagraniczne osiągnięcia.

Cel ten miał na uwadze autor niniejszej pracy. Książka dotyczy wprawdzie problematyki tąpań w polskich kopalniach węgla kamiennego i miedzi, lecz należy podkreślić, że zagrożenie sejsmiczne nie jest wyłącznie problemem polskiego górnictwa i występuje również w wielu kopalniach zagranicznych (USA, Kanada, Republika Południowej Afryki, Indie, Chiny, Ukraina, Rosja, Czechy itd.), a jego przyczyny i mechanizm są zbliżone. Przygotowując pracę korzystano obszernie z doświadczeń zagranicznych, co znajduje swój wyraz w literaturze, podanej w rozdziale 16.

W książce zamieszczono szereg przykładów z praktyki górniczej, gdyż autor będąc członkiem Komisji ds. Tąpań w Zakładach Górniczych Wydobywających Węgiel Kamienny oraz w Komisji ds. Tąpań w Zakładach Górniczych Wydobywających Rudy Miedzi powołanych przez Prezesa Wyższego Urzędu Górniczego miał okazję wiele razy uczestniczyć w analizach przyczyn tąpnięć, w komisyjnych oględzinach ich skutków, a także brać udział w pracach specjalnych komisji powoływanych do zbadania przyczyn poszczególnych tąpnięć lub wstrząsów wysokoenergetycznych.

Zjawiska zachodzące w górotworze w otoczeniu wyrobisk górniczych i powodujące wstrząsy nie są możliwe do opisania bez znajomości mechaniki skał. Dlatego też w pierwszych rozdziałach zawarto podstawy mechaniki skał, natomiast pozostałych 9 dotyczy problemów zagrożenia sejsmicznego i tąpań w polskich kopalniach węgla kamiennego i miedzi. Szczególną uwagę poświęcono procesom powodującym wstrząsy, zachodzącym w skałach w otoczeniu wyrobisk górniczych, geologicznym i górniczym przyczynom zagrożenia sejsmicznego oraz prognozowaniu i zapobieganiu temu zagrożeniu.

W książce w znacznym stopniu uwzględniono wyniki badań własnych autora. Powoduje to, że w niektórych fragmentach książka odbiega od tradycyjnych, powszechnie uznawanych poglądów. W takich przypadkach przytaczając te poglądy, podano odpowiedni komentarz.

Do minimum ograniczone zostały zagadnienia związane z zastosowaniem metod geofizycznych w problematyce wstrząsów i tąpań, ponieważ poświęconych im jest szereg monografii (np. Fajklewicz: „Mikrograwimetria Górnicza", „Poradnik Geofizyka Górniczego", Marcak i Zuberek: „Geofizyka Górnicza"). Przy tak obszernej literaturze, powielanie zawartych w tych monografiach informacji nie ma uzasadnienia.

Książka przeznaczona jest głównie dla specjalistów zajmujących się pro-

blematyką zagrożenia sejsmicznego i zagrożenia tąpaniami w kopalniach węgla kamiennego i miedzi. Może ona być również wykorzystywana przez studentów odpowiednich wydziałów (górniczego, geologicznego, geofizyki itd.), jako lektura specjalistyczna.

Przygotowując pracę do druku przyjęto założenie, że czytelnik posiada odpowiednią wiedzę z matematyki, techniki eksploatacji oraz geologii dynamicznej.

Autor będzie wdzięczny za uwagi na temat książki. Ułatwią one skorygowanie nieścisłości i uzupełnienie pracy przy ewentualnym przygotowywaniu drugiej jej edycji.

* * *

*Przygotowując książkę do druku wielokrotnie konsultowałem jej zakres i zawartość z pracownikami Wyższego Urzędu Górniczego, członkami Komisji Tąpań oraz z kadrą inżynieryjną kopalń węgla i miedzi. Za okazaną w tym względzie pomoc i życzliwość składam gorące i serdeczne podziękowania.*

*Autor*

# CZĘŚĆ I

# ELEMENTY MECHANIKI SKAŁ

# GEOLOGIA I MECHANIKA SKAŁ

Mechanika skał jest młodą dyscypliną, korzystającą z wiedzy i doświadczeń stanowiących dorobek innych gałęzi nauki. Wśród nich szczególne znaczenie ma geologia.

Polega to na konieczności dokonywania wnikliwej analizy budowy geologicznej i lokalnych warunków geologicznych, praktycznie zawsze przed przystąpieniem do rozwiązywania określonego zadania geomechanicznego. Bez takiej analizy, uzyskanie właściwego i wiarygodnego rozwiązania nie jest możliwe, a uzyskane wyniki są tym bardziej dokładne, im jest ona głębsza. Nie zwrócenie należytej uwagi na szczegóły budowy geologicznej i własności hydrogeologiczne skał było przyczyną słynnych katastrof budowli hydrotechnicznych: zapór w Malpasset (1959), Vajont (1963), utraty stabilności skarp, osuwisk, licznych zawałów w tunelach i wyrobiskach górniczych.

Z drugiej strony należy także podkreślić, że po szczegółowym zbadaniu budowy geologicznej i stosunków wodnych, była możliwa realizacja ogromnych inwestycji takich, jak tunel pod kanałem La Manche lub budowa zapory wodnej Hoovera na rzece Kolorado. Z doświadczeń polskich, negatywnym przykładem nieuwzględnienia czynników geologicznych i hydrogeologicznych jest awaria osadnika szlamów w Iwinach, a pozytywnym budowa zapory na Dunajcu w Czorsztynie w trudnych i skomplikowanych warunkach geologicznych.

Powszechnie znanym zarzutem, jaki stawia się naukom geologicznym, jest dokumentowanie wyników badań i obserwacji w formie opisowej. Wprawdzie niektóre własności skał i masywu skalnego można wyrazić w liczbach (np. gęstość, porowartość otwarta, współczynnik filtracji itp.), lecz nadal dominuje opis werbalny. Jeżeli jednak opis ten jest obiektywny, wyczerpujący i precyzyjny, wówczas problem sprowadza się do właściwego wykorzystania go i zawartych w nim informacji przez geomechanika rozwiązującego dany problem naukowy, bądź inżynierski. Optymalne wykorzystanie informacji zawartych w dokumentacji geologicznej i transpozycja ich na odpowiednie parametry geomechaniczne jest podstawowym i bodajże najważniejszym zadaniem stojącym przed specjalistą z dziedziny mechaniki skał i wymaga dużych kwalifikacji i umiejętności.

Własności geomechaniczne skał i masywu skalnego (górotworu) zależą od budowy i historii geologicznej rozpatrywanego ośrodka, oraz od zawartości w nim cieczy, a reakcje poszczególnych typów skał na obciążenie są bardzo różne. W praktyce skazuje to na niepowodzenie próby uzyskania prostych i bezpośrednich zależności matematyczno-fizycznych, opisujących proces deformowania się skał pod wpływem tego obciążenia.
Trudności te wynikają ze specyfiki skał i masywów skalnych.

Skała zbudowana jest z kryształów mineralnych i łączącego je spoiwa (ciasta skalnego, lepiszcza). Własności geomechaniczne kryształów i spoiwa różnią się znacznie, co powoduje redystrybucję naprężeń w obciążanej skale. W miarę narastania naprężenia następuje koncentracja naprężeń na styku kryształów posiadających zazwyczaj większą wytrzymałość od spoiwa. Natomiast w spoiwie rozwijają się deformacje trwałe, zapoczątkowujące tworzenie się powierzchni zniszczenia. Ta niejednorodność budowy geologicznej jest powodem tego, że nawet w skale pozornie jednorodnej i monolitycznej, odkształcenia nie rozkładają się równomiernie, a powierzchnie zniszczenia („złomy") nie są płaszczyznami, lecz chropowatymi powierzchniami o zmiennym nachyleniu. Szczegółowe badania procesu zniszczenia skały, wykonane przy zastosowaniu specjalnych technik pomiaru i obserwacji (np. badania mikroskopowe), wykazały, że przebieg tego procesu zależy nawet od budowy sieci krystalicznej minerałów w skale.
Problemy spowodowane niejednorodnością skał nasilają się, gdy rozpatruje się masyw z warstwami o różnej litologii i petrografii.

Petrografia wyróżnia skały osadowe, magmowe (głębinowe) i przeobrażone (metamorficzne). Te trzy podstawowe rodzaje skał różnią się znacznie pod względem geomechanicznym, w związku z czym badając je należy, już na wstępie, zwrócić uwagę na ich cechy szczególne.

Na etapie badań geologicznych można wstępnie oszacować własności geomechaniczne skały i zakwalifikować ją jako kruchą, półkruchą, lub plastyczną. Ta wstępna kwalifikacja już stwarza przesłanki do prognozowania jej zachowania się po obciążeniu, a zwłaszcza do określenia rodzaju i charakteru odkształceń, jakich można oczekiwać gdy pojawi się to obciążenie. Na podstawie opisu geologicznego można ustalić, że w rozpatrywanej skale (masywie skalnym) przeważać będą odkształcenia sprężyste (kwarcyt, granit) lub plastyczne (iłowce, sól kamienna).

Skały osadowe zazwyczaj posiadają mniejszą wytrzymałość niż magmowe i przeobrażone, a poza tym charakteryzują się na ogół wyraźną anizotropią. Oczywiście również i niektóre grube ławice wapieni lub piaskowców można w przybliżeniu traktować jako quasi-jednorodne i quasi-izotropowe, lecz, generalnie, skały osadowe mają budowę warstwową, a cechą szczególną ich jest anizotropowość lub co najwyżej izotropowość transwersalna. Własności geologiczne i geomechaniczne w kierunku prostopadłym do uwarstwienia (laminacji), z reguły są inne, niż w kierunku do niego równoległym.

Skały magmowe mają bardziej jednorodną budowę. Z drugiej jednak strony, w fazie krzepnięcia magmy procesy termiczne często powodowały powstawanie licznych spękań osłabiających masyw skalny. W fazie tej powstawały również utwory pneumatolityczne i hydrotermalne, których własności geomechaniczne są inne niż np. skał wylewnych.

Skały przeobrażone także posiadają zazwyczaj inne własności geomechaniczne niż, skały osadowe i są bardziej izotropowe i jednorodne. Nie jest to regułą, gdyż przeobrażenia skał mogą również spowodować nawet większą anizotropię niż procesy sedymentacji. Przykładem są łupki metamorficzne.

Powyższe uwagi wskazują, że nie można ustalić jednoznacznych zależności pomiędzy rodzajem skały, a jej własnościami. Ogólnie jednak można oczekiwać, że np. skały magmowe będą bardziej sprężyste i kruche od osadowych itp.

Wiek ma również istotne znaczenie, ponieważ procesy diagenezy powodują także zmiany własności skał. Przeważnie skały stare, zdiagenezowane, są bardziej wytrzymałe i sprężyste, podczas gdy parametry charakteryzujące wytrzymałość i sprężystość w porównywalnych pod względem litologicznym, skałach młodszych, są mniej korzystne.

Szereg cech geomechanicznych skał zostało ukształtowanych w wyniku procesów geologii dynamicznej. Sedymentacja, erozja, wietrzenie, wulkanizm, plutonizm, metamorfizm itd. spowodowały powstawanie nie tylko nowych skał, utworów i minerałów, lecz również dynamomorficzne zmiany w skałach, zwłaszcza w sąsiedztwie rozłamów i szczelin, przez które następowała migracja magmy.

Duży wpływ na własności geomechaniczne skał i masywów skalnych miały procesy diastroficzne zachodzące w rozpatrywanym ośrodku w historii geologicznej złoża. Procesy te nie tylko ukształtowały obecną tektonikę masywów skalnych, lecz również spowodowały powstanie w tych masywach powierzchni nieciągłości, uskoków, odkłuć, nasunięć i różnego rodzaju spękań. Występowanie tych powierzchni ma decydujący wpływ na własności geomechaniczne skał i masywu skalnego. Przede wszystkim powierzchnie te niejednokrotnie dzielą skałę (lub masyw) na niezależne bloki, co powoduje to, że rozwiązując określone problemy geomechaniczne w wielu przypadkach można ograniczyć się do danego bloku, traktując sąsiednie jako nie mające wpływu na uzyskane rozwiązania.

W ten sposób powierzchnie nieciągłości w pewnym sensie, w licznych przypadkach, wyznaczają granice, do jakich należy ograniczyć rozwiązywanie zadania geomechanicznego. Oczywiście odnosi się to do obszarów o odpowiednio dużych rozmiarach.

Trudności, jakie napotykano usiłując opisać procesy deformowania się i zniszczenia skały przy zastosowaniu metod mechaniki ośrodków ciągłych, spowodowały zwrócenie uwagi na rolę spękań i szczelin w skale. Stwierdzono ponad wszelką wątpliwość, że wytrzymałość skały zależy od gęstości i rozmiarów pęknięć oraz ich orientacji w stosunku do kierunku działania naprężeń. Okazało się, że na wytrzymałość skały w kierunku równoległym do kierunku spękań, duży wpływ ma stopień wygładzenia powierzchni spękań, a gdy spękania są usytuowane prostopadle do kierunku naprężeń, wówczas, przy dużej wytrzymałości na ściskanie, wytrzymałość na rozciąganie wynosi zero. Relacje powyższe znacznie komplikują się w rzeczywistym masywie skalnym, gdzie część spękań jest zabliźniona substancją mineralną (np. kalcyt, gips), a część wypełniona brekcją tektoniczną lub materiałem wtórnie naniesionym (glina, piasek, ił). Szczeliny takie mają oczywiście inne parametry wytrzymałościowe niż szczeliny otwarte.

Praktycznie każda skała jest spękana, kwestią jest tylko zasięg i rozmia-

ry pęknięć. Litosfera pocięta jest głębokimi rozłamami, a jednostki geologiczne ograniczają tzw. lineamenty (duże uskoki o długości setek kilometrów).

W masywie skalnym występują liczne uskoki o różnej amplitudzie zrzutu. Poza uskokami górotwór osłabiają spękania ciosowe, kliważowe oraz inne, powstałe na skutek ruchów międzyławicowych. Wreszcie poziome naciski tektoniczne powodują powstawanie odkłuć i nasunięć. Rozważając wpływ spękań na własności skał nie można również pominąć wpływu porów oraz mikrospękań, a idąc dalej również różnego rodzaju defektów sieci krystalicznej, dyslokacji i wakansji, które to defekty, między innymi, powodują deformacje plastyczne. Jeżeli popatrzy się na masyw skalny jako na ośrodek, w którym występuje taka mnogość powierzchni nieciągłości, nie można się dziwić, że coraz częściej traktuje się górotwór jako ośrodek w stanie pozniszczeniowym.

Te i inne problemy obrazują trudności, jakie napotyka się rozwiązując zadania inżynierskie mechaniki skał. Należy pamiętać, że każde pęknięcie stanowi osłabienie skały. Co więcej, wierzchołki szczelin i spękań są miejscami koncentracji naprężeń i najczęściej od tych miejsc rozpoczyna się rozwijać proces zniszczenia skały. Zjawisko to stanowi podstawę teorii Griffitha, którą powszechnie wykorzystuje się do opisu zniszczenia skały. Powstawanie mikrospękań i szczelin, które później się łączą w makroskopową powierzchnię zniszczenia, leży także u podstaw modelu zniszczenia skały kruchej, potocznie zwanego modelem Bieniawskiego.

Poza szczelinami i spękaniami niejednorodny rozkład pola naprężeń w skałach powodują również przyczyny ściśle geologiczne, takie, jak lokalne zaburzenia spowodowane sedymentacją lub erozją, zmycia, zmiany upadu warstw, wyklinowania warstw, zmiany uziarnienia w skałach klastycznych, a nawet skamieniałości.

Znaczna liczba spękań i powierzchni podziału, porów oraz innych defektów jest powodem tego, że ośrodek skalny i poszczególne warstwy skalne z reguły powinno się uważać za ośrodek dyskretny. Rozwiązywanie odpowiednich problemów mechaniki skał dla takiego ośrodka wymaga zastosowania adekwatnych dla niego metod rozwiązań. Między innymi z tego powodu często korzysta się z metody elementów skończonych.

W problematyce mechaniki skał szczególne znaczenie ma tektonofizyka, badająca związki pomiędzy deformacjami ziemi, a siłami powodującymi te deformacje oraz fizykę procesów zachodzących wewnątrz ziemi. Wykorzystując metody i rozwiązania tektonofizyki można uzyskać wiele cennych informacji o masywie skalnym i tworzących go skałach. Między innymi możliwe jest wyznaczenie kierunków trajektorii naprężeń głównych w górotworze oraz orientacji osi tych naprężeń. Są to niezmiernie ważne informacje, niezbędne przy badaniu zjawisk geodynamicznych, takich, jak trzęsienia ziemi i wstrząsy indukowane eksploatacją złóż.

Rozpatrując procesy tektonofizyczne w danym rejonie można również ocenić, czy w rejonie tym należy oczekiwać występowania naprężeń tektonicznych, czy też nie.

Przebieg, wielkość i charakter deformacji skał i masywu skalnego uza-

leżnione są w znacznym stopniu od zawartości płynów wypełniających pustki w skale. Woda (płyny) w różnych ilościach i postaci występuje praktycznie we wszystkich skałach, przez co masyw skalny (górotwór) często traktuje się jako ośrodek wielofazowy, gdzie obok fazy stałej, to jest szkieletu mineralnego, występuje również ciecz i gaz (powietrze, para wodna, azot, metan itd.).

Udział cieczy (wody) w procesach geologii dynamicznej jest powszechnie znany. W mechanice skał ciecz traktuje się głównie jako czynnik wpływający na sposób deformowania się i zniszczenia obciążonej skały. Stwierdzono, że wypełnienie skały wodą przyśpiesza i zmienia charakter jej zniszczenia. Przyczyną tego zjawiska są, między innymi, zmiany tarcia wewnętrznego oraz ciśnienia porowe, powodujące hydrauliczne pękanie skał i powstawanie różnych powierzchni zniszczenia.

W miejscach koncentracji naprężeń następuje rozpuszczanie substancji mineralnej i przepływ powstałych roztworów mineralnych do miejsc, w których naprężenia są mniejsze. Zjawisko to, zwane stylolityzacją, ma duży wpływ na własności mechaniczne skały. Znany jest również spadek wytrzymałości skały po jej nawodnieniu, określany jako hydrauliczne zmiękczenie skały.

Jednym z parametrów charakteryzujących własności mechaniczne skał jest kąt tarcia wewnętrznego. Nawodnienie skały powoduje zmiany tego kąta, co wyraża się spadkiem wytrzymałości skały i przyśpiesza jej zniszczenie. W literaturze naukowej opisano wielokrotnie wstrząsy sejsmiczne w rejonie Denver, spowodowane zatłoczeniem odpadów ciekłych w skały porowate.

W skałach luźnych i gruntach sypkich woda powoduje pojawianie się ciśnień spływowych i siły wyporu. Obliczono, że bez współudziału wody nie mogły powstać takie struktury tektoniczne, jak płaszczowiny i nasunięcia.

Nie należy również zapominać, że w obecności wody zmianom jakościowym i ilościowym ulegają procesy geochemiczne. Woda, która z reguły zawiera rozpuszczone związki chemiczne, może wchodzić w reakcje chemiczne ze skałą, których rezultatem jest zmiana własności tej skały. Może to być zwyczajne rozpuszczanie niektórych skał i minerałów (np. halit) lub reakcje chemiczne powodujące erozję lub korozję.

Podane wyżej uwagi wskazują na to, że nie uwzględnianie wpływu wody przy rozwiązywaniu zadań z dziedziny mechaniki skał jest niedopuszczalne i może doprowadzić do zupełnie błędnych wniosków.

Powyższe uwagi wskazują na doniosłe znaczenie, jakie mają badania geologiczne w mechanice skał. Nawet rutynowe, dokładnie wykonane, polowe badania geologiczne, uzupełnione standardowymi oznaczeniami laboratoryjnymi, dostarczają wielu ważnych informacji o masywie i budujących go warstwach skalnych. Od rozpoznania geologicznego, które zazwyczaj stanowi pierwszy etap badań, można oczekiwać:

- makroskopowego opisu litologicznego skały, wraz z określeniem rodzaju skały: krucha, półkrucha, podatna;
- scharakteryzowania masywu skalnego: monolityczny, gruboławicowy, cienkoławicowy itd. Charakterystyka taka ułatwia geomechanikowi zastosowanie odpowiedniej metodyki dalszych badań, adekwatnej do modelu rzeczy-

wistego;
- wstępnej prognozy deformacji skał pod wpływem przyłożonego obciążenia i określenia, jakiego typu będzie ta deformacja: sprężysta, plastyczna czy pośredniego rodzaju;
- opisu spękań w skałach; konieczne jest określenie orientacji spękań, ich gęstości, zasięgu i rozwarcia. Analiza taka nie może ograniczyć się tylko do uskoków, lecz winna objąć również wszelkie inne dostrzegalne spękania takie, jak kliważ, cios, budinaż itd;
- oceny podzielności górotworu na bloki, wraz z oszacowaniem ich wymiarów;
- scharakteryzowania materiału wypełniającego spękania i szczeliny;
- oceny anizotropii wytrzymałościowej górotworu i określenia charakterystycznych kierunków dla tej anizotropii;
- oceny stanu naprężeń w skałach w oparciu o analizę ruchów tektonicznych w rozpatrywanym rejonie. Jeżeli masyw znajduje się w strefie oddziaływania nacisków tektonicznych, wówczas należy dążyć do ustalenia orientacji osi naprężeń głównych i kierunków trajektorii tych naprężeń;
- oceny własności hydrogeologicznych skał, to jest ich porowatości, współczynnika filtracji, przepuszczalności itd.;
- szczegółowych informacji o zawodnieniu skał i określenia wielkości ciśnień hydrostatycznych w poszczególnych warstwach;
- wyników analiz chemicznych wód złożowych, ze zwróceniem uwagi na agresywność tych wód.

Reasumując, badania geologiczne, których zakres w zależności od zamierzonego celu, zawsze można odpowiednio rozszerzyć, mogą w znacznym stopniu ułatwić dalsze badania geomechaniczne, zwiększając ich dokładność, a zarazem obniżając ich koszty. Niezbędna jest jednak ścisła współpraca pomiędzy geologiem i geomechanikiem, praktycznie na każdym etapie prowadzenia badań i interpretacji uzyskanych wyników.

# SPRĘŻYSTOŚĆ SKAŁ

W początkowym okresie rozwoju mechaniki skał rozwiązując poszczególne zadania korzystano powszechnie z metod liniowej teorii sprężystości. Jak wiadomo teoria ta zakłada ciągłość, jednorodność i izotropowość rozpatrywanego ośrodka, a zarazem liniową zależność pomiędzy naprężeniem i odkształceniem. Jak wykazały późniejsze eksperymenty powyższe założenia spełnione są tylko w stosunkowo wąskim zakresie obciążeń. Niemniej jednak, zwłaszcza przy rozpatrywaniu zjawisk zachodzących w dużej skali, uzyskiwane rozwiązania posiadały często wystarczającą dokładność dla celów praktycznych, umożliwiając wyciągnięcie ogólnych wniosków.

## 3.1. Podstawowe pojęcia z teorii sprężystości.

Teorii sprężystości poświęcona jest obszerna literatura naukowa (np. Timoszenko i Goodier 1962, Walczak 1977). Liczne doświadczenia wykazały, że większość materiałów, a w tym również skały, posiada w większym lub mniejszym przedziale naprężeń własności ciał sprężystych. Stąd też teoria sprężystości znalazła zastosowanie w mechanice skał (por. Sałustowicz 1955).
W rozdziale niniejszym ograniczono się tylko do podania podstawowych definicji, praw i równań, w zakresie niezbędnym dla prostej interpretacji procesów i zjawisk geomechanicznych.

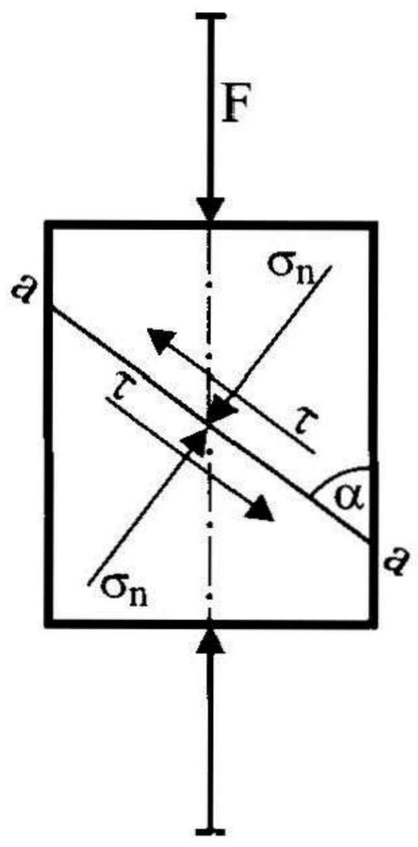
### 3.1.1. Naprężenie i odkształcenie.

Pod pojęciem naprężenie należy rozumieć miarę sił wewnętrznych występujących w przekroju o powierzchni A rozpatrywanego ośrodka skalnego obciążonego siłą F przeciwstawiających się deformacji ośrodka:

$$\sigma = \frac{F}{A} \tag{3.1}$$

Naprężenia mogą być ściskające ( znak „-"), lub rozciągające (znak „+").
Jednostką naprężenie jest paskal (Pa). Jest to jednostka mała ($1N/m^2$), przez co w mechanice skał stosuje się jednostkę znacznie większą megapaskal ($1MPa=9,81KG/cm^2$), lub kilopaskal (KPa). Naprężenia działające w kierunku prostopadłym do rozpatrywanego przekroju noszą nazwę naprężeń normalnych i zazwyczaj oznaczane są literą grecką $\sigma$, natomiast naprężenia działające wzdłuż tego przekroju noszą nazwę naprężeń stycznych i oznaczane są literą grecką $\tau$.

Podstawowe zależności pomiędzy naprężeniami ilustruje rys. 3.1, który schematycznie obrazuje próbkę skalną ściskaną osiowo siłą F.




*Rys. 3.1. Naprężenia normalne* $\sigma$ *i styczne* $\tau$ *w przekroju a-a nachylonym pod kątem* $\alpha$ *do kierunku siły F.*

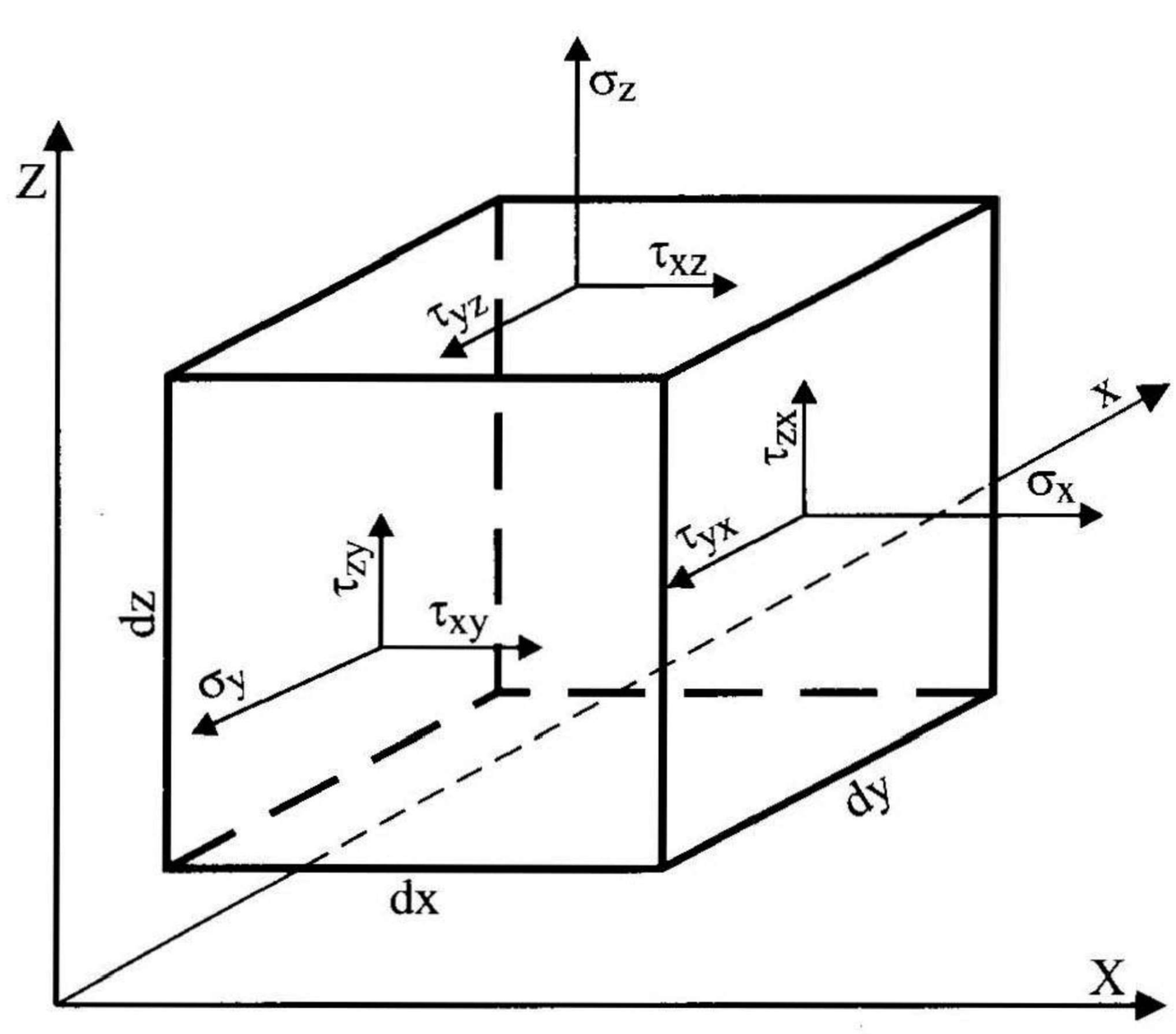
Z prostych zależności trygonometrycznych wynika, że:

$$\sigma_n = \sigma \sin^2 \alpha \tag{3.2}$$

$$\tau = \frac{\sigma}{2} \sin 2\alpha \tag{3.3}$$

Jak wynika ze wzorów 3.2 oraz 3.3 największe naprężenie normalne występuje w kierunku prostopadłym do działania siły F (sin $90^o = 1$), natomiast naprężenia styczne osiągają maksymalne wartości w przekrojach nachylonych pod kątem $45^0$ do kierunku działania tej siły.

Wzory 3.2 i 3.3 dotyczą najprostszego stanu naprężenia zwanego stanem jednoosiowym. Stan taki w przyrodzie, a zwłaszcza w mechanice skał praktycznie nie występuje. Umownie przyjmuje się, że stan taki występuje przy jednoosiowym ściskaniu próbek skalnych w prasie.
Powszechnie natomiast występuje stan trójosiowy i rzadziej dwuosiowy.




*Rys. 3.2. Trójosiowy stan naprężeń.*

Naprężenie jest wartością tensorową. Tensor naprężeń w ośrodku jednorodnym i izotropowym ma sześć składowych opisujących stan naprężenia w danym punkcie tego ośrodka. Składowe te określają wielkość naprężeń działających na powierzchniach elementarnego sześcianu o krawędziach dx, dy, dz.

Rozkład naprężeń na powierzchniach elementarnego sześcianu ilustruje rys. 3.2. Naprężenie $\sigma_x$ działa w kierunku normalnym do powierzchni dy.dz, naprężenie $\sigma_y$ do powierzchni dx.dz, a naprężenie $\sigma_z$ do powierzchni dx.dy. Naprężenie styczne $\tau_{xy}$ występuje na ściance dy.dz, naprężenie $\tau_{yz}$ na ściance dx.dz, a naprężenie $\tau_{xz}$ na ściance dx.dy.

Zestawiając naprężenia $\sigma_x$, $\sigma_y$, $\sigma_z$, $\tau_{xy}$, $\tau_{yz}$, $\tau_{zx}$ w macierz, otrzymuje się tensor naprężeń $T_n$:

$$T_n = \begin{Vmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \cdot & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \cdot & \cdot & \sigma_z \end{Vmatrix} \tag{3.4}$$

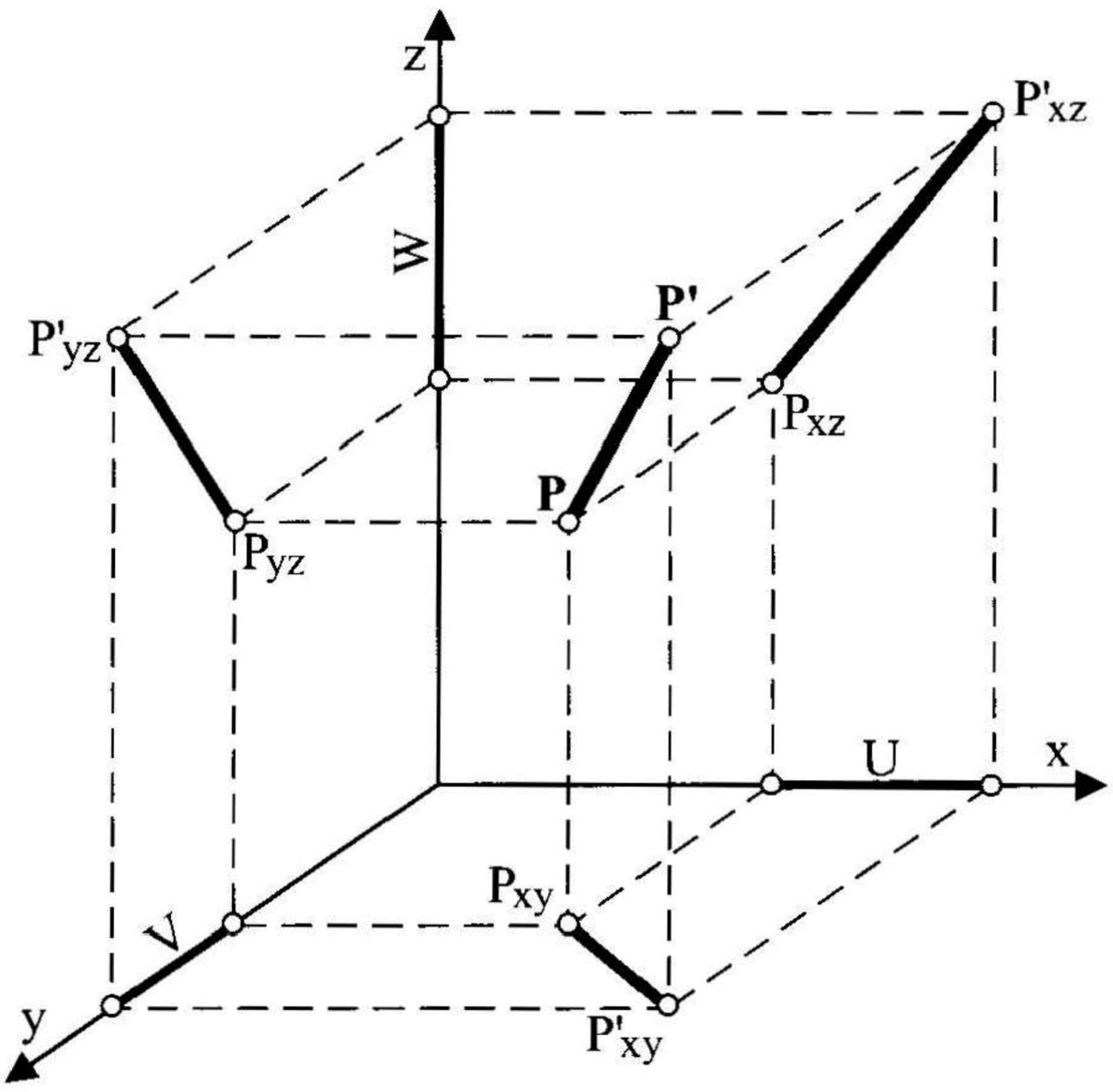
Suma wyrazów po przekątnej tensora naprężeń podzielona przez 3 daje tzw. naprężenie średnie $\sigma_m$:

$$\sigma_m = \frac{1}{3}\left(\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z\right) \tag{3.5}$$

Dokonując prostej operacji, tensor naprężeń $T_n$ można rozłożyć na dwie części:

$$\begin{Vmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \cdot & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \cdot & \cdot & \sigma_z \end{Vmatrix} = \begin{Vmatrix} \sigma_m & \cdot & \cdot \\ \cdot & \sigma_m & \cdot \\ \cdot & \cdot & \sigma_m \end{Vmatrix} + \begin{Vmatrix} \sigma_x - \sigma_m & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \cdot & \sigma_y - \sigma_m & \tau_{yz} \\ \cdot & \cdot & \sigma_z - \sigma_m \end{Vmatrix}$$

Pierwszy człon rozłożonego tensora naprężeń nosi nazwę aksjatora naprężeń $A_n$ (lub kulistego tensora naprężeń), natomiast drugi dewiatora naprężeń $D_n$.



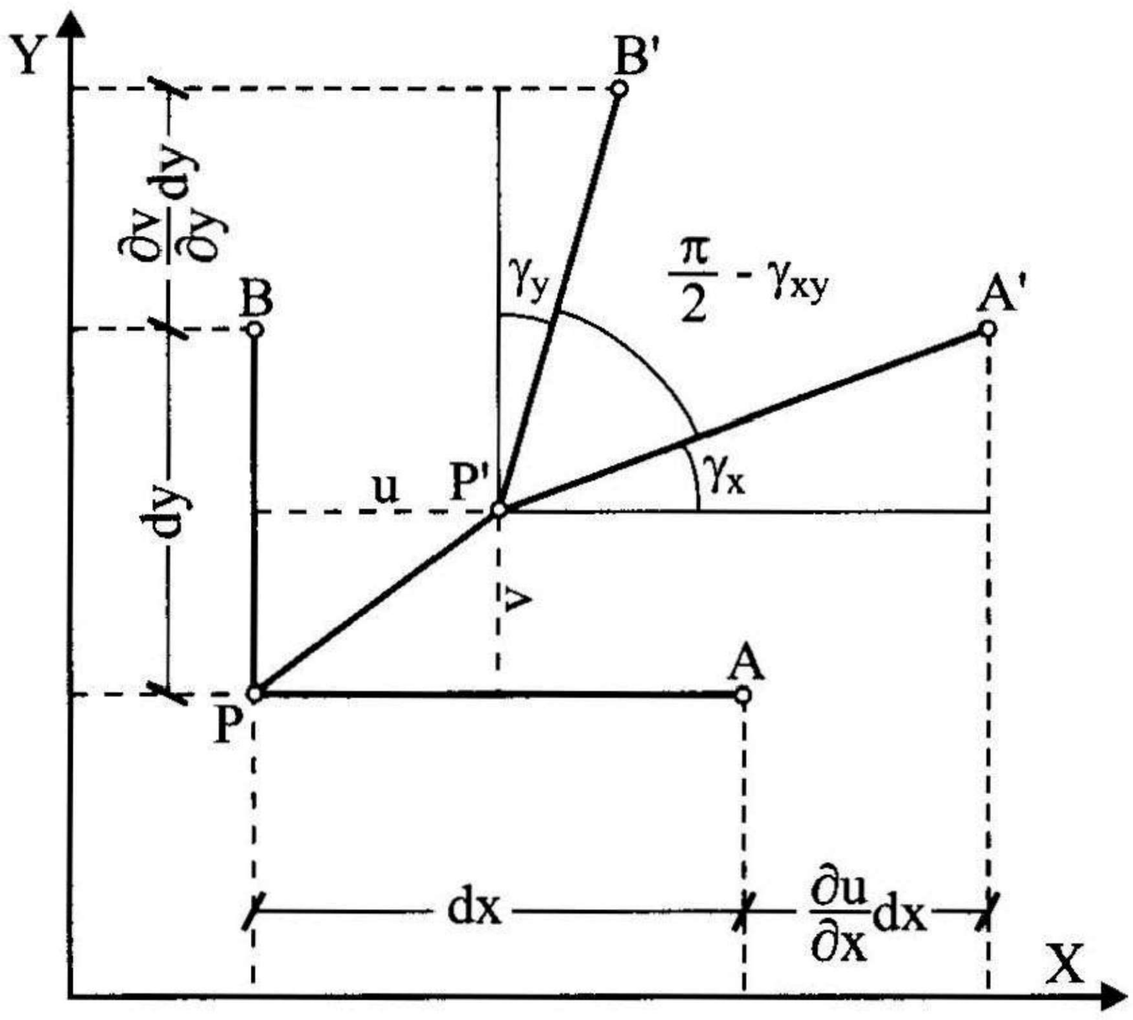

*Rys. 3.3. Przemieszczenie punktu P.*

Zarówno aksjator, jak i dewiator tensora naprężeń wykorzystywane są powszechnie w rozwiązywaniu problemów mechaniki skał, a zwłaszcza przy analizowaniu procesów deformacji ośrodka skalnego.

Zależność powyższą często zapisuje się w postaci uproszczonej, która jest obowiązująca dla wszystkich tensorów naprężeń:

$$T_n = A_n + D_n \tag{3.6}$$

Siła F powoduje odkształcanie się ośrodka, na który działa i przemieszczanie się cząstek w tym ośrodku. Poszcze-




*Rys. 3.4. Odkształcenie w stanie płaskim.*

gólne cząstki zmieniają swoje położenie, przez co następuje zmiana jego objętości i postaci. Punkt P na rys. 3.3 przemieszcza się w położenie punktu P'. Wektor przemieszczenia PP' można rozłożyć na składowe: **u** - wzdłuż osi x, **v** - wzdłuż osi y, oraz **w** - wzdłuż osi z. Jednocześnie następuje odkształcenie wektora przemieszczenia PP'.

Schematycznie ilustruje to rysunek 3.4.

$\partial u/\partial x$ oraz $\partial v/\partial y$ są odkształceniami liniowymi dx i dy. Oznaczając je przez $\varepsilon_x$ i $\varepsilon_y$, otrzymuje się:

$$\varepsilon_x = \frac{\partial u}{\partial x} \tag{3.7}$$

$$\varepsilon_y = \frac{\partial v}{\partial y} \tag{3.8}$$

Jeżeli analizowany jest stan trójosiowy to również:

$$\varepsilon_z = \frac{\partial w}{\partial z} \tag{3.9}$$

W odkształcanym ciele następuje nie tylko zmiana długości odcinków łączących dwa punkty, lecz również zmiany kątów. Kąt prosty APB zamienia się w ostry A'P'B' (rys. 3.4). Stosując proste obliczenia można udowodnić, że:

$$\gamma_{xz} = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \tag{3.10}$$

$$\gamma_{yz} = \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \tag{3.11}$$

$$\gamma_{zx} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \tag{3.12}$$

Ponieważ odkształcenia te powodują zmianę kształtu (postaci) ciała, noszą nazwę odkształceń postaciowych.

W ośrodku sprężystym między odkształceniami liniowymi ($\varepsilon$), a postaciowymi ($\gamma$) istnieje ścisły związek, który nosi nazwę warunków nierozdzielności odkształceń lub warunków Saint-Venanta. W trójosiowym stanie naprę-

żeń warunki te są wyrażone przez równania (3.13):

$$\frac{\partial^2 \gamma_{xy}}{\partial x \partial y} = \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial^2 \gamma_{yz}}{\partial x \partial z} = \frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_z}{\partial y^2}$$

$$\frac{\partial^2 \gamma_{zx}}{\partial z \partial x} = \frac{\partial^2 \varepsilon_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varepsilon_x}{\partial z^2}$$

$$2\frac{\partial^2 \varepsilon_z}{\partial y \partial z} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial \gamma_{xy}}{\partial z} - \frac{\partial \gamma_{yz}}{\partial x} + \frac{\partial \gamma_{zx}}{\partial y}\right) \tag{3.13}$$

$$2\frac{\partial^2 \varepsilon_y}{\partial z \partial x} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial \gamma_{yz}}{\partial x} - \frac{\partial \gamma_{zx}}{\partial y} + \frac{\partial \gamma_{zx}}{\partial z}\right)$$

$$2\frac{\partial^2 \varepsilon_z}{\partial x \partial y} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\partial \gamma_{zx}}{\partial y} - \frac{\partial \gamma_{zy}}{\partial z} + \frac{\partial \gamma_{yz}}{\partial x}\right)$$

Podobnie, jak stan naprężenia, również stan odkształcenia opisuje tensor odkształcenia $T_o$ w postaci:

$$T_o = \begin{Vmatrix} \varepsilon_x & \gamma_{xy} & \gamma_{xz} \\ \cdot & \varepsilon_y & \gamma_{yz} \\ \cdot & \cdot & \varepsilon_z \end{Vmatrix} \tag{3.14}$$

Suma wyrazów na przekątnej podzielona przez 3 daje tzw. odkształcenie średnie $\varepsilon_m$, zwane również dylatacją $\theta$:

$$\varepsilon_m = \frac{1}{3}\left(\varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z\right) \tag{3.15}$$

Tensor odkształceń można również rozłożyć na aksjator tensora odkształcenia $A_o$ i dewiator tensora odkształcenia $D_o$:

$$T_o = A_o + D_o \tag{3.16}$$

$$\begin{Vmatrix} \varepsilon_x & \gamma_{xy} & \gamma_{xz} \\ \cdot & \varepsilon_y & \gamma_{yz} \\ \cdot & \cdot & \varepsilon_z \end{Vmatrix} = \begin{Vmatrix} \varepsilon_m & \cdot & \cdot \\ \cdot & \varepsilon_m & \cdot \\ \cdot & \cdot & \varepsilon_m \end{Vmatrix} + \begin{Vmatrix} \varepsilon_x - \varepsilon_m & \gamma_{xy} & \gamma_{xz} \\ \cdot & \varepsilon_y - \varepsilon_m & \gamma_{yz} \\ \cdot & \cdot & \varepsilon_z - \varepsilon_m \end{Vmatrix} \tag{3.17}$$

Podobnie, jak w przypadku tensora naprężeń, rozłożenie tensora odkształceń na aksjator i dewiator, ułatwia znacznie rozwiązywanie licznych problemów mechaniki ośrodków ciągłych.

### 3.1.2. Prawo Hooke'a i związki między naprężeniami i odkształceniami.

Fundamentalne prawo teorii sprężystości, prawo Hooke'a, określa liniową zależność pomiędzy naprężeniami i odkształceniami. W najprostszej formie prawo to wyrażone jest wzorem:

$$\sigma = E\,\varepsilon$$
$$\tau = G\gamma \qquad (3.18)$$

We wzorze 3.18, przez E oznaczono moduł sprężystości liniowej, a przez G moduł sprężystości postaciowej, zwany również modułem Kirchoffa. Przy $E\to\infty$ oraz $G\to\infty$ odkształcenia wynoszą zero.

W trójosiowym stanie naprężenia odkształcenie wzdłuż odpowiedniej osi jest sumą odkształceń powodowanych przez wszystkie trzy naprężenia $\sigma_x$, $\sigma_y$, $\sigma_z$. Odkształcenie liniowe ośrodka w kierunku osi x jest sumą odkształceń spowodowanych tymi naprężeniami:

$$\varepsilon_x = \varepsilon_x' + \varepsilon_x'' + \varepsilon_x''' \qquad (3.19)$$

gdzie: $\varepsilon_x'$ - odkształcenie wzdłuż osi x spowodowane naprężeniem $\sigma_x$
$\varepsilon_x''$ - odkształcenie wzdłuż osi y spowodowane naprężeniem $\sigma_y$
$\varepsilon_x'''$ - odkształcenie wzdłuż osi z spowodowane naprężeniem $\sigma_z$

Stosunek wydłużenia wzdłuż jednej osi do skrócenia wzdłuż drugiej, nosi nazwę współczynnika Poissone'a i określa zdolność danego ośrodka do odkształceń poprzecznych w stosunku do kierunku działania naprężenia:

$$\nu = \frac{\varepsilon_x}{\varepsilon_y} \qquad (3.20)$$

Współczynnik ten charakteryzuje sprężyste własności danego ośrodka i określa jego zdolność do odkształceń poprzecznych w stosunku do kierunku działania naprężenia. Jeżeli $\nu = 0$, wówczas odkształcenia w kierunku poprzecznym wynoszą zero, natomiast gdy $\nu = 0{,}5$, wówczas ośrodek jest nieściśliwy. Przypadek drugi ( $\nu = 0{,}5$) jest przedmiotem badań teorii plastyczności, odrębnego działu mechaniki ośrodków ciągłych.
Wprowadzając $\nu$ do równania 3.19 otrzymuje się:

$$\varepsilon_x = \frac{\sigma_x}{E} - \nu\varepsilon_y - \nu\varepsilon_z \qquad (3.21)$$

i dalej:

$$\varepsilon_x = \frac{\sigma_x}{E} - \nu\frac{\sigma_y}{E} - \nu\frac{\sigma_z}{E}$$

$$\varepsilon_x = \frac{1}{E}\left[\sigma_x - \nu\left(\sigma_y + \sigma_z\right)\right]$$

Dla odkształceń postaciowych, zależność pomiędzy naprężeniem a odkształceniem wyraża się prostym wzorem:

$$\gamma_{xy} = \frac{1}{G}\tau_{xy} \tag{3.22}$$

Wykorzystując powyższe zależności pomiędzy naprężeniami i odkształceniami otrzymuje się tzw. uogólnione prawo Hooke'a w postaci:

$$\begin{aligned}
\varepsilon_x &= \frac{1}{E}\left[\sigma_x - \nu\left(\sigma_y + \sigma_z\right)\right] \\
\varepsilon_y &= \frac{1}{E}\left[\sigma_y - \nu\left(\sigma_x + \sigma_z\right)\right] \\
\varepsilon_z &= \frac{1}{E}\left[\sigma_z - \nu\left(\sigma_x + \sigma_y\right)\right] \\
\gamma_{xy} &= \frac{1}{G}\tau_{xy} \\
\gamma_{yz} &= \frac{1}{G}\tau_{yz} \\
\gamma_{zx} &= \frac{1}{G}\tau_{zx}
\end{aligned} \tag{3.23}$$

Podane wyżej wzory wyrażają prawo Hooke'a jako liniową zależność odkształceń od naprężeń. Przekształcając je można łatwo uzyskać zależność odwrotną, to jest naprężeń od odkształceń, co często jest potrzebne w różnych zagadnieniach.

W obciążanym ciele sprężystym powstają jednocześnie odkształcenia liniowe i postaciowe. W trójosiowym stanie naprężenia te mogą spowodować zmianę objętości ciała oraz zmianę postaci (kształtu).
Prawo zmiany objętości wyraża wzór wyprowadzony z prawa Hooke'a:

$$\sigma_m = K\theta \qquad \theta = \frac{3\left(1-2\nu\right)}{E}\nu \tag{3.24}$$

Przez K oznaczono moduł sprężystości objętościowej, który określa zdolność danego ciała do odkształceń objętościowych i ma taki sam sens fizyczny jak moduły Younga i Kirchoffa, to znaczy im większa wartość modułu K, tym mniejsze zmiany objętości. Moduły E, G, K oraz współczynnik Poissone'a często określa się jako stałe materiałowe. Określenia tego dla skał nie należy używać, gdyż w rzeczywistości wartości modułów są zmienne i zależą od wielu czynników (rozdz 3.2.2).
Pomiędzy E, G, K oraz ν istnieją zależności:

$$G = \frac{E}{2\left(1+\nu\right)} \tag{3.25}$$

$$K = \frac{E}{3\left(1-2\nu\right)} \tag{3.26}$$

Prawo zmiany postaci ma nieco bardziej skomplikowaną postać i wyrażone jest przez trzy równania:

$$\begin{aligned}\sigma_x-\sigma_m&=2G\left(\varepsilon_x-\varepsilon_m\right)\\ \sigma_y-\sigma_m&=2G\left(\varepsilon_y-\varepsilon_m\right)\\ \sigma_z-\sigma_m&=2G\left(\varepsilon_z-\varepsilon_m\right)\end{aligned}\qquad(3.27)$$

W rozwiązywaniu problemów teorii sprężystości często korzysta się z równań równowagi wewnętrznej podanych przez Naviera. Równania te określają warunki, jakie muszą być spełnione dla zachowania równowagi pomiędzy naprężeniami wewnątrz ciała sprężystego, a obciążeniem zewnętrznym. Wyprowadzenie tych równań podane jest w licznych podręcznikach teorii sprężystości, przez co niżej podano tylko ich końcową postać:

$$\begin{aligned}\frac{\partial\sigma_x}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{yx}}{\partial y}+\frac{\partial\tau_{zx}}{\partial z}+X&=0\\ \frac{\partial\tau_{xy}}{\partial x}+\frac{\partial\sigma_y}{\partial y}+\frac{\partial\tau_{zy}}{\partial z}+Y&=0\\ \frac{\partial\tau_{xz}}{\partial x}+\frac{\partial\tau_{yz}}{\partial y}+\frac{\partial\sigma_z}{\partial z}+Z&=0\end{aligned}\qquad(3.28)$$

Przez X, Y, Z oznaczono siły zewnętrzne przyłożone do ciała sprężystego.
W dwuosiowym stanie naprężeń (patrz rozdz. 3.2.1) równania równowagi znacznie się redukują:

$$\begin{aligned}\frac{\partial\sigma_x}{\partial x}+\frac{\partial\tau}{\partial y}+X&=0\\ \frac{\partial\tau}{\partial x}+\frac{\partial\sigma_y}{\partial y}+Y&=0\end{aligned}\qquad(3.29)$$

### 3.1.3. Energia odkształcenia sprężystego.

Praca włożona w odkształcenie sprężyste ciała zamienia się w energię odkształcenia sprężystego $\Phi$. Energia ta jest energią potencjalną, a jej wielkość określa wzór Clapeyrona:

$$\Phi=\frac{1}{2}\left(\sigma_x\varepsilon_x+\sigma_y\varepsilon_y+\sigma_z\varepsilon_z+\tau_{xy}\gamma_{xy}+\tau_{yz}\gamma_{yz}+\tau_{zx}\gamma_{zx}\right)\qquad(3.30)$$

Energię tę nazywa się również energią właściwą odkształcenia sprężystego w trójosiowym stanie naprężenia. Korzystając z rachunku tensorowego, wzór Clapeyrona można zapisać w prostej formie:

$$2\Phi=T_n\cdot T_o\qquad(3.31)$$

Część pracy włożonej w odkształcenie ciała sprężystego, zostaje zużytkowana

na zmianę objętości ciała, a część na zmianę jego postaci. Tę część energii, która została zużytkowana na zmianę objętości ciała, nazywa się energią objętościową odkształcenia sprężystego, natomiast część zużytą na zmianę postaci określa się jako energię postaciową odkształcenia sprężystego.
Wzór Clapeyrona po przekształceniach można wyrazić przez naprężenia:

$$\Phi = \frac{1-2\nu}{6E}\left[\left(\sigma_x+\sigma_y+\sigma_z\right)^2\right]+ \\ +\frac{1+\nu}{6E}\left[\left(\sigma_x-\sigma_y\right)^2+\left(\sigma_y-\sigma_z\right)^2+\left(\sigma_z-\sigma_x\right)^2+\left(\tau_{xy}^2+\tau_{yz}^2+\tau_{zx}^2\right)\right] \tag{3.32}$$

Człon pierwszy równania jest energią właściwą odkształcenia objętościowego (energią objętościową odkształcenia sprężystego) $\Phi_v$:

$$\Phi_v = \frac{1-2\nu}{6E}\left[\left(\sigma_x+\sigma_y+\sigma_z\right)^2\right] \tag{3.33}$$

Należy zwrócić uwagę, że im większe $\nu$ tym mniejsza jest ilość energii $\Phi_v$. Gdy $\nu \rightarrow 0{,}5$ energia odkształcenia objętościowego $\Phi_v \rightarrow 0$.
Drugi człon równania Clapeyrona określa energię właściwą odkształcenia postaciowego $\Phi_f$ (energię postaciową odkształcenia sprężystego):

$$\Phi_f = \frac{1+\nu}{6E}\left[\left(\sigma_x-\sigma_y\right)^2+\left(\sigma_y-\sigma_z\right)^2+\left(\sigma_z-\sigma_x\right)^2+6\left(\tau_{xy}^2+\tau_{yz}^2+\tau_{zx}^2\right)\right] \tag{3.34}$$

Wzór Clapeyrona wyrażony w naprężeniach głównych (patrz rozdział 3.2.1) znacznie się upraszcza:

$$\Phi_v = \frac{1-2\nu}{6E}\left[\sigma_1^2+\sigma_2^2+\sigma_3^2+\left(\sigma_1\sigma_2+\sigma_2\sigma_3+\sigma_3\sigma_1\right)\right] \tag{3.35}$$

$$\Phi_f = \frac{1+\nu}{6E}\left[\left(\sigma_1-\sigma_2\right)^2+\left(\sigma_2-\sigma_3\right)^2+\left(\sigma_3-\sigma_1\right)^2\right] \tag{3.36}$$

Wykorzystując energię odkształcenia sprężystego sformułowano kilka tzw. kryteriów wytrzymałościowych określających warunki zniszczenia ośrodka sprężystego.

Gwałtowne uwalnianie się energii sprężystej z masywu skalnego jest przyczyną trzęsień ziemi, a także wstrząsów górniczych w kopalniach.

## 3.2. Skała jako ośrodek sprężysty.

W klasycznej teorii sprężystości rozpatruje się ciała idealnie sprężyste, to jest takie, które są ciągłe, jednorodne i izotropowe. Ich cechą charakterystyczną są odwracalne odkształcenia sprężyste, co oznacza, że ciało odkształcone pod wpływem przyłożonego obciążenia, wraca do swojej pierwotnej postaci po zdjęciu tego obciążenia.

Liczne doświadczenia wykonywane zarówno w laboratoriach jak i w warunkach „in situ" wykazały, że skały mają również w pewnym zakresie cechy ciała sprężystego. Umożliwia to wykorzystywanie w mechanice skał rozwiązań teorii sprężystości, aczkolwiek trzeba mieć świadomość, że uzyskane wyniki należy traktować jako przybliżone. Ich dokładność jest tym mniejsza, im mniej sprężysta jest skała.

### 3.2.1. Naprężenia w skałach.

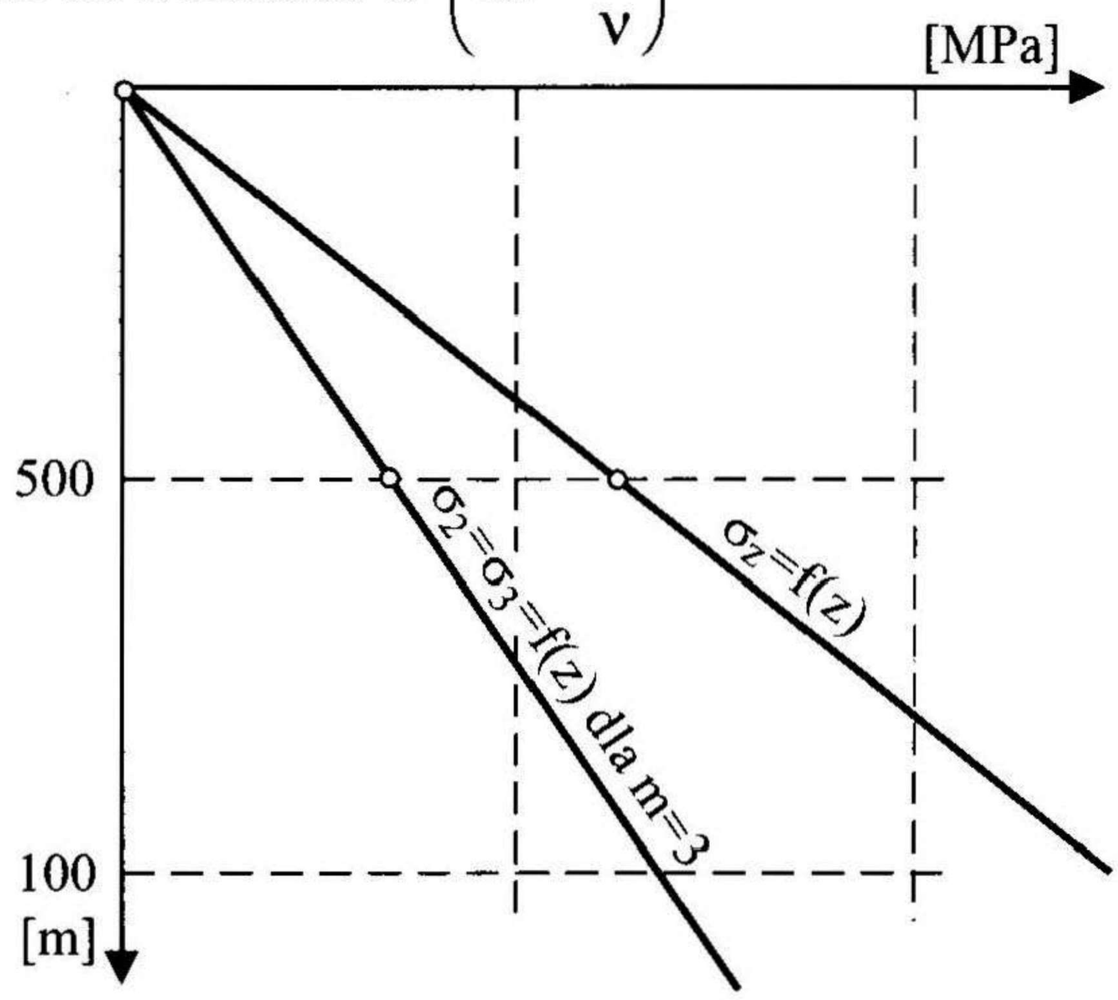
W masywie skalnym (górotworze), w odpowiednio dużej odległości od powierzchni odsłonięcia, występuje trójosiowy stan naprężeń. Szczególnym przypadkiem tego stanu jest tak zwany stan litostatyczny, w którym główne naprężenie maksymalne $\sigma_1$ działa w kierunku pionowym, natomiast pozostałe dwa naprężenia główne $\sigma_2$ oraz $\sigma_3$ równe co do wielkości, działają w płaszczyźnie poziomej. W technice stan taki nosi nazwę osiowo-symetrycznego stanu naprężenia, przy czym cechą charakterystyczną dla stanu litostatycznego jest pionowy kierunek osi symetrii.

Stan litostatyczny występuje w skałach, gdzie poza grawitacją nie występują inne obciążenia. Jeżeli jednak masyw skalny znajduje się pod działaniem dodatkowych sił, wówczas następuje tensorowe sumowanie się naprężeń i pojawia się typowy stan trójosiowy, w którym wszystkie trzy naprężenia główne są różne.

Wartości naprężeń głównych w stanie litostatycznym wynoszą:

$$\sigma_1 = \rho z \qquad \sigma_2 = \sigma_3 = -\frac{\rho z}{m-1} \tag{3.37}$$

gdzie: z - głębokość rozpatrywanego punktu
ρ - gęstość skał
m - liczba Poissone'a $\left(m = \frac{1}{\nu}\right)$



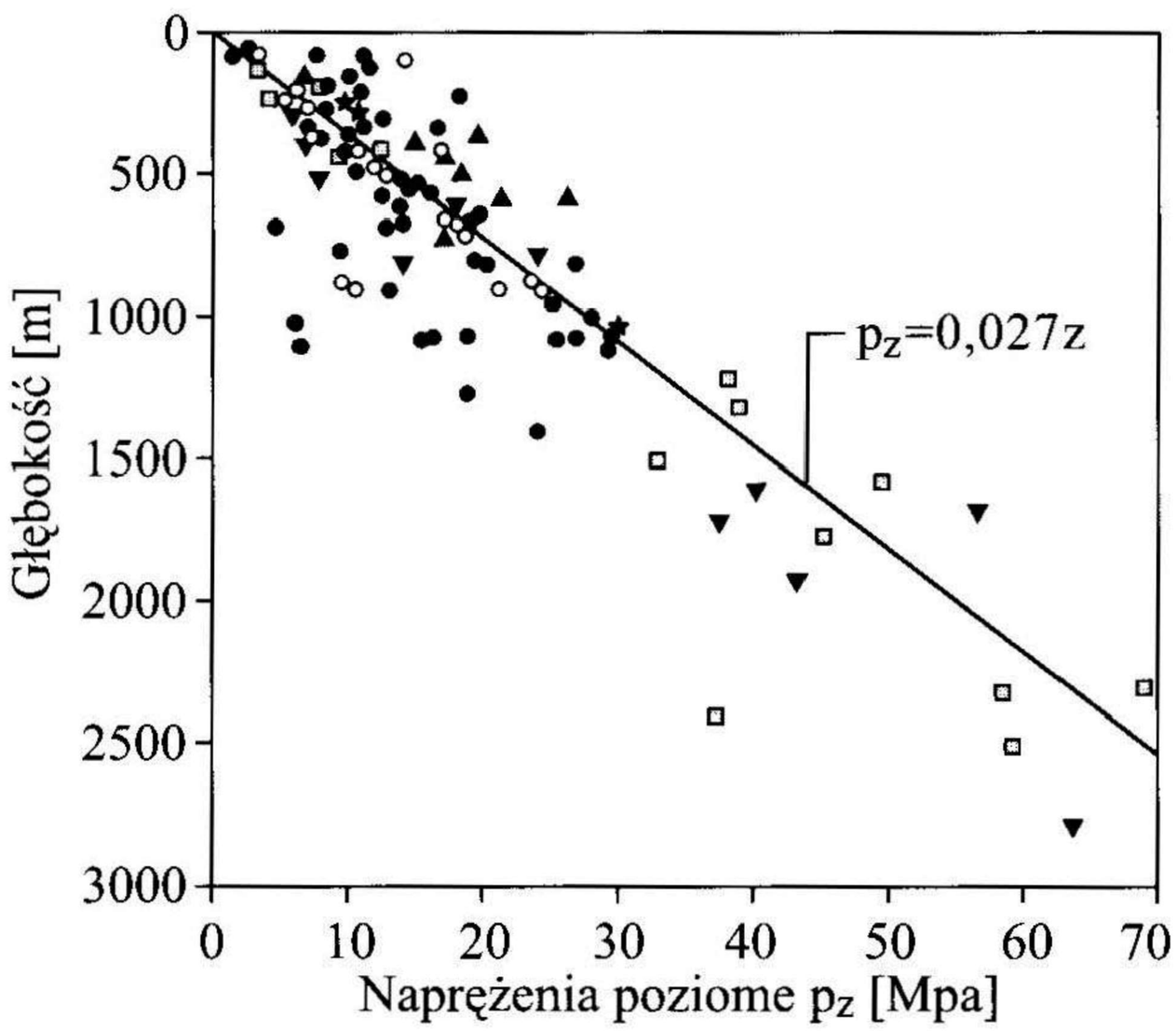

*Rys. 3.5. Zależność naprężeń litostatycznych od głębokości.*

Naprężenia główne w stanie litostatycznym są liniową funkcją głębokości. Na rys. 3.5 przedstawiono tę zależność.

W wielu rejonach kuli ziemskiej, naprężenia w skałach są sumą tensorową naprężeń litostatycznych i tektonicznych. Powstaje wówczas trójosiowy stan naprężeń, w którym wartości naprężeń głównych są różne i różna jest orientacja ich osi. Na przykład przy dużych wartościach naprężeń poziomych, naprężenia maksymalne $\sigma_1$ oraz $\sigma_2$ skierowane są poziomo, a $\sigma_3$ pionowo, prostopadle do płaszczyzny $\sigma_1\sigma_2$.

Występowanie naprężeń poziomych większych od pionowych, jest charakterystyczne dla rejonów aktywnych tektonicznie i stwierdzono ich występowanie w różnych miejscach kuli ziemskiej. Szczegółowe badania wykazały, że z możliwością występowania w skałach naprężeń poziomych, większych od pionowych, należy się liczyć w rejonach geosynklin oraz na obrzeżu płyt kontynentalnych i oceanicznych (np. Kanada, Australia, Indie, Kamczatka itd.), natomiast w skałach zalegających na płytach dominuje litostatyczny stan naprężeń (Rannali i Chandler 1975).

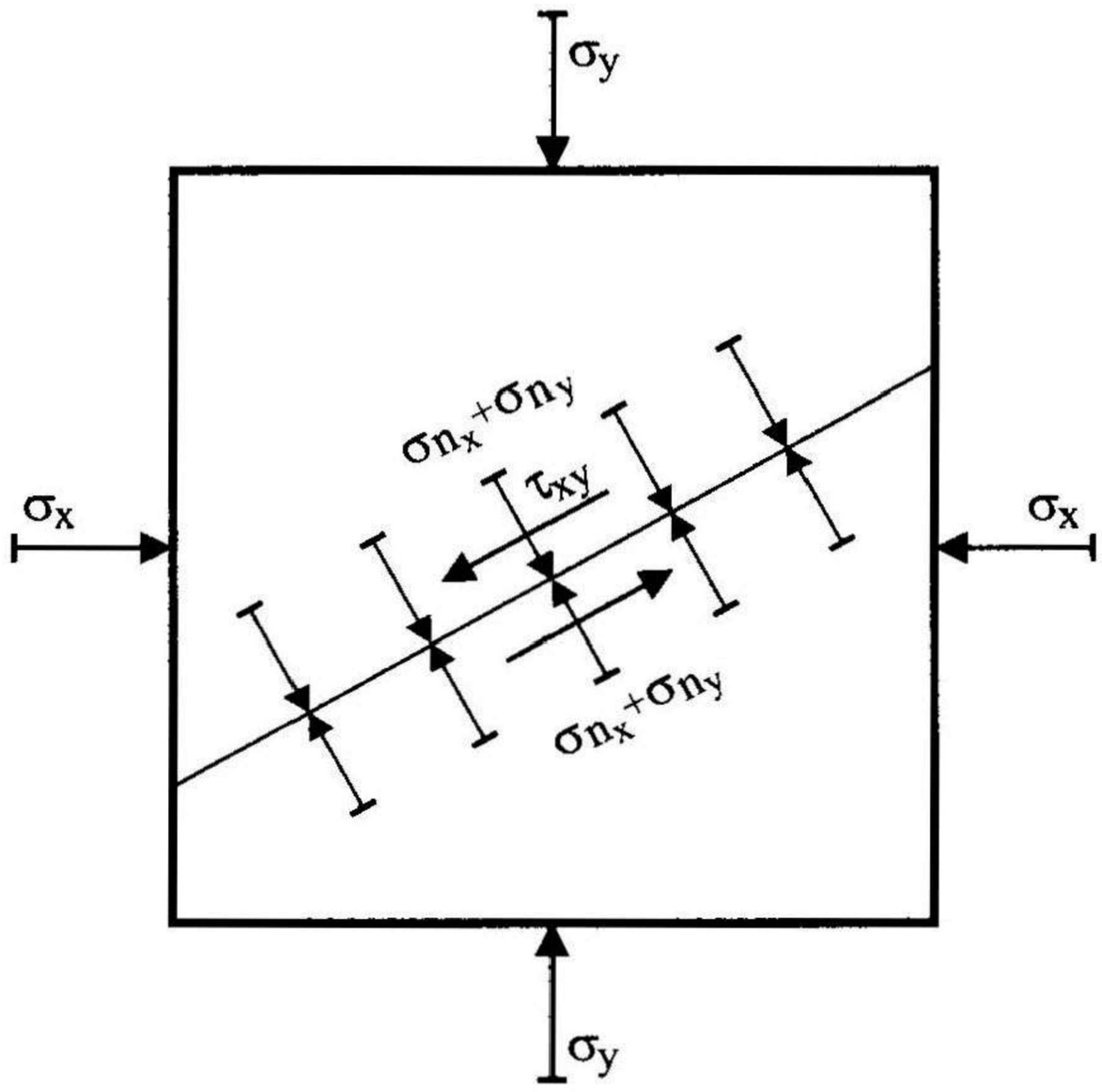
Na rys. 3.6 przedstawiono wyniki pomiarów naprężeń poziomych w różnych miejscach Ziemi.




*Rys. 3.6. Naprężenia poziome w litosferze w różnych miejscach ziemi (Brown i Heok).*

Rozwiązując problemy mechaniki skał często rozważa się stan dwuosiowy naprężeń zwany również stanem płaskim, w którym występują tylko dwa naprężenia normalne $\sigma_x$ oraz $\sigma_y$ i jedno naprężenie styczne $\tau$. Sytuacja taka występuje na przykład na ociosie tunelu, wyrobiska górniczego itd. W dwuosiowym stanie naprężeń przedstawionym na rys. 3.7, (zwanym także często sta-

nem płaskim), liczba składowych tensora naprężeń redukuje się do trzech: $\sigma_x$, $\sigma_y$ oraz $\tau$, co znacznie ułatwia obliczenia, a uzyskane wyniki zazwyczaj są wystarczająco dokładne do celów praktycznych.




*Rys. 3.7. Dwuosiowy stan naprężeń.*

Z rys. 3.7 wynika, że wykorzystując proste zależności trygonometryczne, po zsumowaniu naprężeń, otrzymuje się:

$$\sigma_n = \frac{1}{2}(\sigma_x + \sigma_y) + \frac{1}{2}(\sigma_x - \sigma_y)\cos 2\alpha \tag{3.38}$$

$$\tau_\alpha = \frac{1}{2}(\sigma_x - \sigma_y)\sin 2\alpha \tag{3.39}$$

Maksymalne naprężenia normalne występują w przekrojach nachylonych pod kątem $0^o$ oraz $90^o$ ($\cos 2\alpha = 1$), a więc w przekrojach prostopadłych do kierunków $\sigma_x$ oraz $\sigma_y$.
Maksymalne wartości naprężeń stycznych $\tau_{max}$ występują w przekrojach nachylonych pod kątem $45^o$ do kierunków $\sigma_x$ i $\sigma_y$. Przekroje takie noszą nazwę płaszczyzn największego ścinania.

W przekrojach nachylonych pod kątem $0^o$ i $90^o$ naprężenia styczne wynoszą zero. Przekroje takie (płaszczyzny) określa się mianem płaszczyzn głównych, na których nie ma naprężeń stycznych. Naprężenia normalne na tych płaszczyznach noszą nazwę naprężeń głównych: $\sigma_1$- maksymalnego, $\sigma_2$- medialnego i $\sigma_3$- minimalnego.
Z równania:

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3)\sin 2\alpha \tag{3.40}$$

wynika, że o wielkości naprężeń stycznych decyduje różnica naprężeń głównych, a nie wartość poszczególnych naprężeń $\sigma_1$ oraz $\sigma_3$. Gdy np. $\sigma_1 = 100$ MPa, a $\sigma_3 = 80$ MPa to różnica naprężeń wynosi 20 MPa, a przy naprężeniach $\sigma_1 = 40$ MPa i $\sigma_3 = 10$ MPa, różnica ta wynosi 30MPa.
10 MPa różnicy może już spowodować przekroczenie wytrzymałości skały.

### 3.2.2. Moduły sprężystości skał.

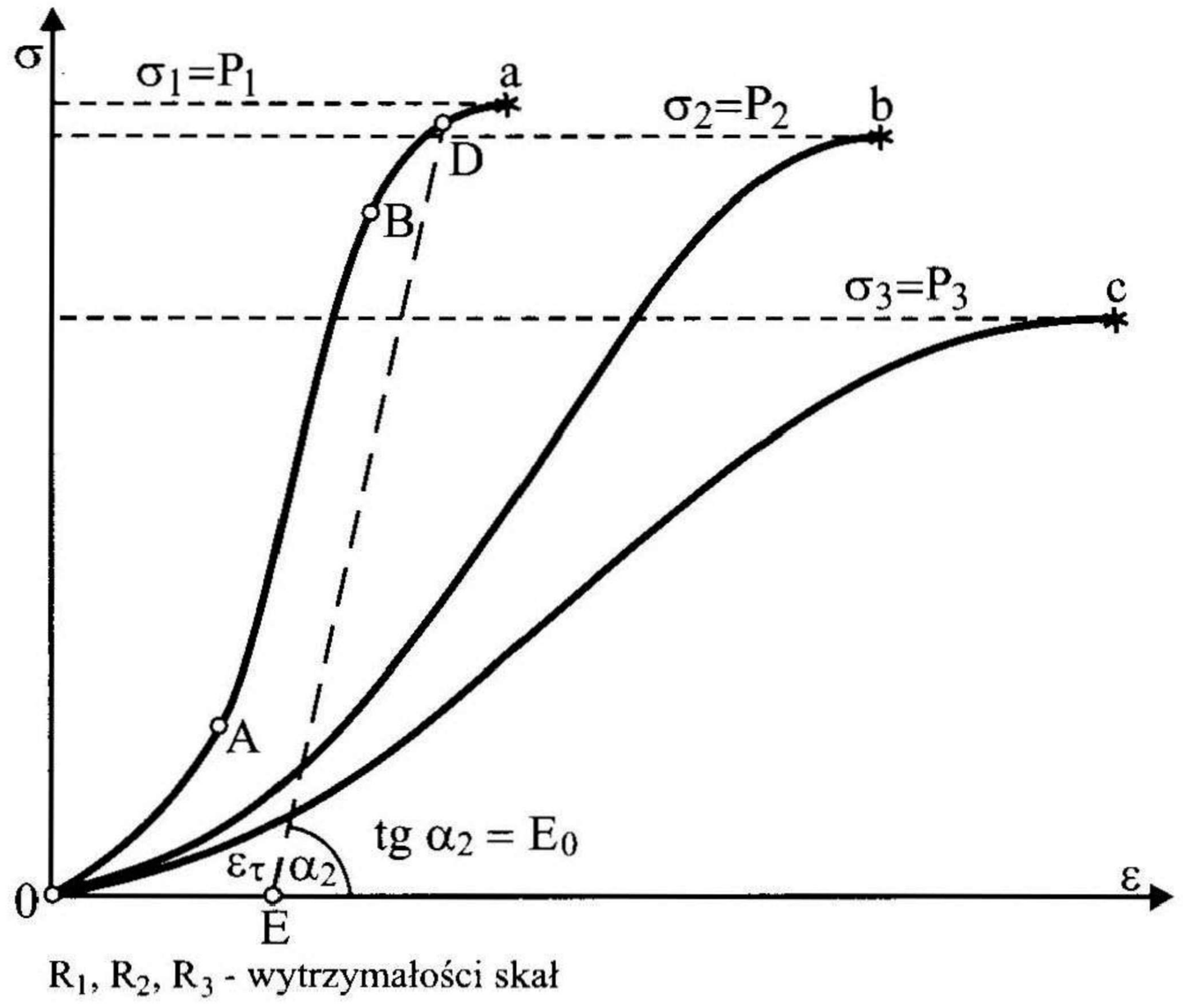
Podstawowe prawo teorii sprężystości, prawo Hooke'a wprowadza liniową zależność pomiędzy naprężeniem i odkształceniem. Biorąc pod uwagę, że naprężenie jako pojęcie abstrakcyjne jest niemierzalne (można je tylko obliczyć!), a odkształcenie właściwe wyraża względną deformację, nasuwa się logiczny wniosek, że miarą sprężystości danej skały (masywu skalnego) mogą być tylko współczynniki proporcjonalności pomiędzy naprężeniem i odkształceniem, to jest moduły sprężystości liniowej (E - moduł Younga), postaciowej (G - moduł Kirchoffa) i objętościowej (K) oraz współczynnik Poissone'a ($\nu$). Współczynniki te charakteryzują zdolność danej skały do odkształcenia sprężystego. Jeżeli rozpatruje się dwa ośrodki skalne, jeden z modułem sprężystości $E_1$ i drugi z modułem $E_2$, to przy tych samych naprężeniach $\sigma$, odkształcenia będą większe w tym ośrodku, który charakteryzuje się mniejszym modułem sprężystości. Ta sama zależność obowiązuje dla odkształceń postaciowych i modułów sprężystości postaciowej, a także dla odkształceń objętościowych i modułu sprężystości objętościowej.

Własności geomechaniczne skał są różne, przez co skały różnie reagują na przyłożone obciążenie. Najwięcej cech ciał sprężystych posiadają **skały kruche**. Są to lite skały krystaliczne: granity, gabra, diabazy, bazalty, dioryty, andezyty, sienity, kwarcyty oraz niektóre skały osadowe (dolomity, wapienie, piaskowce). Cechą charakterystyczną skał kruchych jest duża wytrzymałość na ściskanie $R_c$, przy niskiej wytrzymałości na rozciąganie $R_r$. Dla skał kruchych $R_c:R_r > 10$.
Zniszczenie (rozpad) takich skał następuje już po wystąpieniu niewielkich odkształceń do 3%, głównie sprężystych (Heard 1960). Na rys. 3.8a przedstawiono schematycznie wykres $\sigma = f(\varepsilon)$ dla skał kruchych. Z rysunku wynika, że nie jest to linia prosta, jakiej należałoby oczekiwać dla ciała idealnie sprężystego, lecz jest to krzywa, której przebieg wskazuje na nieliniową zależność naprężenia od odkształcenia.

Na wykresie na rys. 3.8a można wydzielić trzy charakterystyczne odcinki. Odcinek pierwszy OA wskazuje na nieliniową zależność naprężenia od odkształcenia. Nieliniowość ta spowodowana jest zaciskaniem porów i spękań w skale, w miarę wzrostu obciążenia. Proces kompakcji skały trwa do punktu A na wykresie. Przy dalszym wzroście odkształcenia występuje już zależność liniowa, co oznacza, że skała zachowuje się jak ośrodek sprężysty. Im dłuższy jest odcinek AB, tym bardziej sprężysta jest skała. Powyżej punktu B (zwanego często granicą sprężystości), zależność staje się znów nieliniowa, a przy $\sigma = R$ (R - graniczna wytrzymałość) następuje zniszczenie skały.

Mniej cech ciał sprężystych posiadają **skały półkruche (przejściowe)**, które charakteryzują się odkształcalnością w granicach 3% - 5%, przy czym stosunek odkształceń trwałych do sprężystych wzrasta.

**Skały podatne** są w wysokim stopniu odkształcalne (powyżej 5%). Odkształcenie jest głównie trwałe i nieodwracalne, przez co skały te wykazują już cechy ciał plastycznych.




*Rys. 3.8. Schematyczne wykresy funkcji $\sigma = f(\varepsilon)$ dla skał: a - kruchych, b - półkruchych, c - podatnych.*

Na rys. 3.8 przedstawiono schematycznie wykresy zależności naprężenie-odkształcenie dla trzech wymienionych wyżej rodzajów skał. Ogólnie można powiedzieć, że w skałach kruchych dominują odkształcenia sprężyste, w skałach półkruchych odkształcenie całkowite jest sumą odkształcenia sprężystego i plastycznego (trwałego), natomiast w skałach podatnych przeważają deformacje plastyczne.

Z powyższych uwag wynika, że w obciążonej skale powstają jednocześnie odkształcenia sprężyste i trwałe (nieodwracalne). Rozwój deformacji trwałych zostanie bliżej omówiony w rozdziale 4. Tutaj zasygnalizowano jedynie, że rozwój tych deformacji, powoduje duże trudności przy wyznaczaniu wartości modułów sprężystości w laboratoriach mechaniki skał.

Składowa plastyczna (nieodwracalna) odkształcenia skały narasta w miarę wzrostu i czasu trwania obciążenia. Powoduje to, że badając próbki tej samej skały, przy różnych warunkach obciążenia uzyskuje się różne wyniki. Dodatkowe trudności w oznaczaniu wartości modułów związane są ze zjawiskiem opóźnienia sprężystego (rozdz. 4.3).

Aby zapewnić porównywalność wyników badań ustalono zasady ich prowadzenia, normalizując kształt i wymiary próbek, wielkość i prędkość narastania obciążenia itd.

W klasycznej teorii sprężystości moduł sprężystości ma stałą wartość i można go obliczyć jako:

$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon} \tag{3.41}$$

Dla skały funkcja $\sigma = f(\varepsilon)$ traci liniowy charakter i wartość modułu jest wartością pierwszej pochodnej w punkcie o odciętej $\varepsilon_o$:

$$E = f'(\varepsilon_o) \tag{3.42}$$

Wartość E zależeć więc będzie od tego, w jakim punkcie krzywej zostanie ona określona. Między innymi tym można tłumaczyć dużą rozbieżność w oznaczeniach modułów sprężystości podawanych w różnych pracach.

Wyznaczanie modułów sprężystości danej skały ze względu na jej anizotropię, niejednorodność i występowanie licznych defektów (od wakansji w sieci krystalicznej do makroskopowych spękań) jest bardzo trudne, tym bardziej, że na uzyskiwane wyniki wpływ mają również warunki zewnętrzne oraz techniczne, w jakich przeprowadza się test (Gzowskij 1975).

W skałach występuje zjawisko tak zwanego opóźnienia sprężystego, polegające na pojawianiu się odkształceń z pewnym opóźnieniem czasowym w stosunku do naprężenia. Uwzględniając to zjawisko wprowadzono pojęcie natychmiastowych modułów sprężystości oznaczając je indeksem „d" (dynamiczny), to jest modułów rejestrowanych przy bardzo krótkim czasie trwania obciążenia, tak krótkim, że nie zdążą się przy nim rozwinąć deformacje inne niż sprężyste. Wartości takich modułów, najbliższe rzeczywistym (bo przyłożenie obciążenia zawsze trwa jakiś czas i całkowite wyeliminowanie deformacji nieodwracalnych nie jest możliwe), można obliczyć na podstawie prędkości propagacji fal sprężystych (podłużnej P i poprzecznej S), stosując metody geofizyczne (metodę sejsmiczną lub badania ultradźwiękami).

Mając pomierzoną prędkość fali podłużnej $V_p$ oraz poprzecznej $V_s$, wartości modułów można obliczyć ze wzorów:

$$E_d = 2V_s^2\rho(1-\nu) \tag{3.43}$$

$$\nu_d = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2\left(V_p^2 - V_s^2\right)} \tag{3.44}$$

gdzie przez $\rho$ oznaczono gęstość skały.

Obliczone w ten sposób moduły dynamiczne są z reguły większe od modułów statycznych (oznaczanych indeksem „s"), ustalonych na podstawie testów laboratoryjnych z krzywej $\sigma = f(\varepsilon)$.

Jeżeli podczas badania próbki skały przyrost obciążenia zostanie zatrzymany w punkcie D na krzywej „a" na rys. 3.8 (przed przekroczeniem wytrzymałości skały), a następnie to obciążenie zostanie stopniowo zdejmowane,

wówczas ze względu na nieodwracalne deformacje trwałe $\varepsilon_t$ pozostające w skale po zdjęciu obciążenia, proces odciążenia nie będzie przebiegał po krzywej $\sigma = f(\varepsilon)$ lecz po odcinku DE. Uwzględniając, że odkształcenie trwałe jest z założenia niesprężyste, moduł sprężystości wyznaczony z nachylenia odcinka DE w większym stopniu charakteryzuje sprężyste własności skały niż wyznaczony ze stycznej od wykresu OABD. Moduł ten określa się jako moduł odkształcenia i oznacza przez $E_o$ (Kidybiński 1982). Wyznaczając moduł sprężystości jako $E_o = tg\alpha_2$, eliminuje się w znacznym stopniu odkształcenia niesprężyste, aczkolwiek w rzeczywistości całkowite wyeliminowanie wpływu deformacji trwałych nie jest możliwe. Występują one zawsze, chociażby w szczątkowej formie.

Istnieje bardzo wiele oznaczeń modułów sprężystości dla skał podawanych w licznych podręcznikach i publikacjach z dziedziny mechaniki skał. Na podstawie szczegółowych badań Gzowskij podaje, że dla litych skał kruchych moduły sprężystości liniowej (moduły Younga) zawierają się w przedziale $10^4$-$10^5$ MPa. W tym przedziale mieszczą się również moduły dla piaskowców i węglanów (Gzowskij 1975, Farmer 1968). Zawartość wody powoduje obniżenie się wartości modułów, przy czym zjawisko to szczególnie wyraźnie występuje w skałach i gruntach ilastych. Niewyjaśniony tu jest bliżej wpływ ciśnienia porowego (rozdz. 6.6).

Struktura i tekstura skały mają istotny wpływ na jej własności sprężyste. Im skała jest bardziej drobnoziarnista tym większy moduł sprężystości. Prawdopodobnie spowodowane jest to znanym z geologii zjawiskiem, polegającym na tym, że porowatość skały na ogół maleje z wymiarem ziaren budujących tę skałę.

Należy zwrócić uwagę, że własności minerałów w skale są inne niż otaczającego je spoiwa (lepiszcza, ciasta skalnego), przez co wyznaczony moduł przedstawia w pewnym sensie wartość wypadkową.

Na podstawie wykonanych badań ustalono zależność empiryczną pomiędzy porowatością a modułem sprężystości:

$$E_s = \frac{a}{\sqrt{n}} - n^2 \tag{3.45}$$

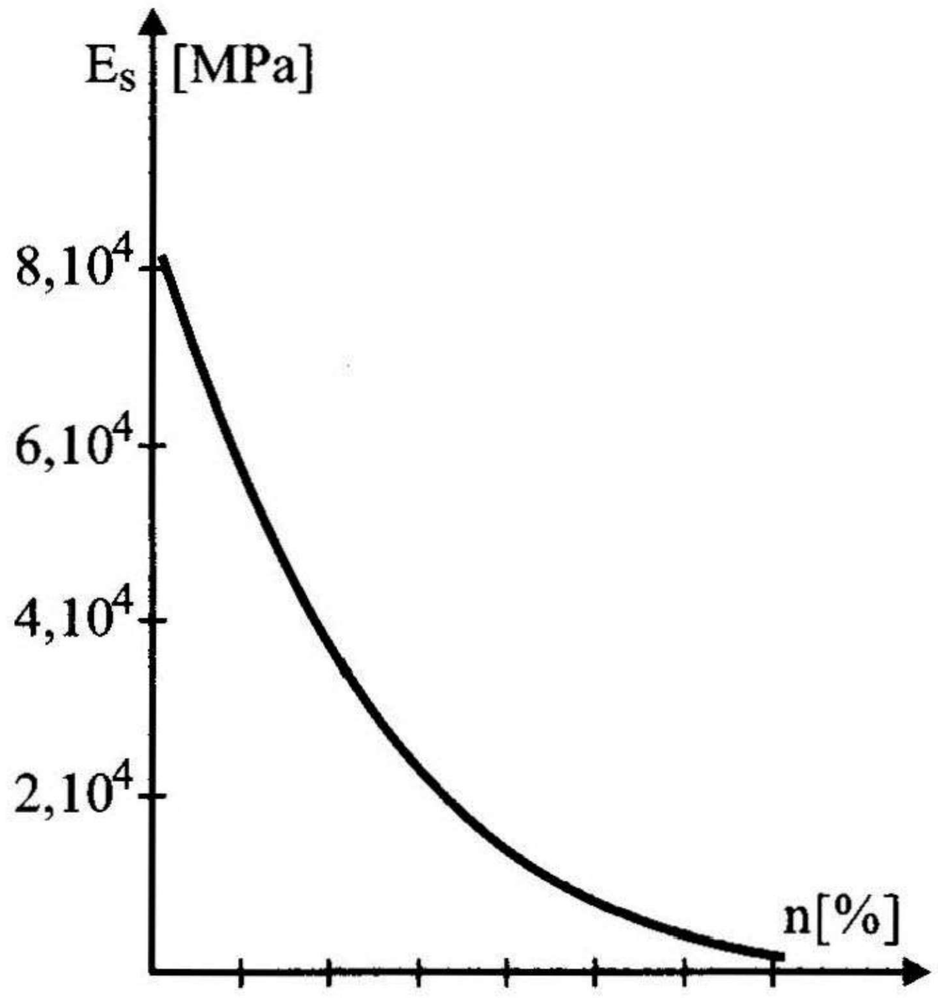
gdzie: a - stała, n - porowatość skały w procentach.

Wzrost porowatości skały powoduje zmniejszanie się jej ciężaru objętościowego. Oznacza to, że ze wzrostem gęstości wzrasta wartość modułu według liniowej zależności ustalonej empirycznie dla różnych skał, (Famer 1968):

$$E_s = 0{,}9\left(\rho - 2{,}1\right)10^5 \text{MPa} \tag{3.46}$$

gdzie przez $\rho$ oznaczono gęstość w $Mg/m^3$

W rzeczywistości zarówno wpływ porowatości, jak i gęstości skały na wartości jej modułów sprężystości nie jest tak prosty i tak jednoznaczny, jak wyni-




*Rys. 3.9. Zależność modułu Younga $E_s$ od porowatości skały (według Velkova 1970).*

kałoby to z podanych wyżej zależności. Z całą pewnością wpływ ma skład mineralny skały, rodzaj lepiszcza i inne czynniki. Intuicyjnie wyczuwa się ich wzajemne powiązania, które w sumie dają takie, a nie inne zależności.

Liczne testy wykazały, że dla tej samej skały, moduł sprężystości przy ściskaniu jest większy, niż przy rozciąganiu (Kuźniecow 1947). Relacja ta kształtuje się następująco:

| | |
|---|---|
| dla wapieni: | około 2,5 |
| dla piaskowców: | 1,4 - 4,4 |
| dla iłowca: | około 1,5 |

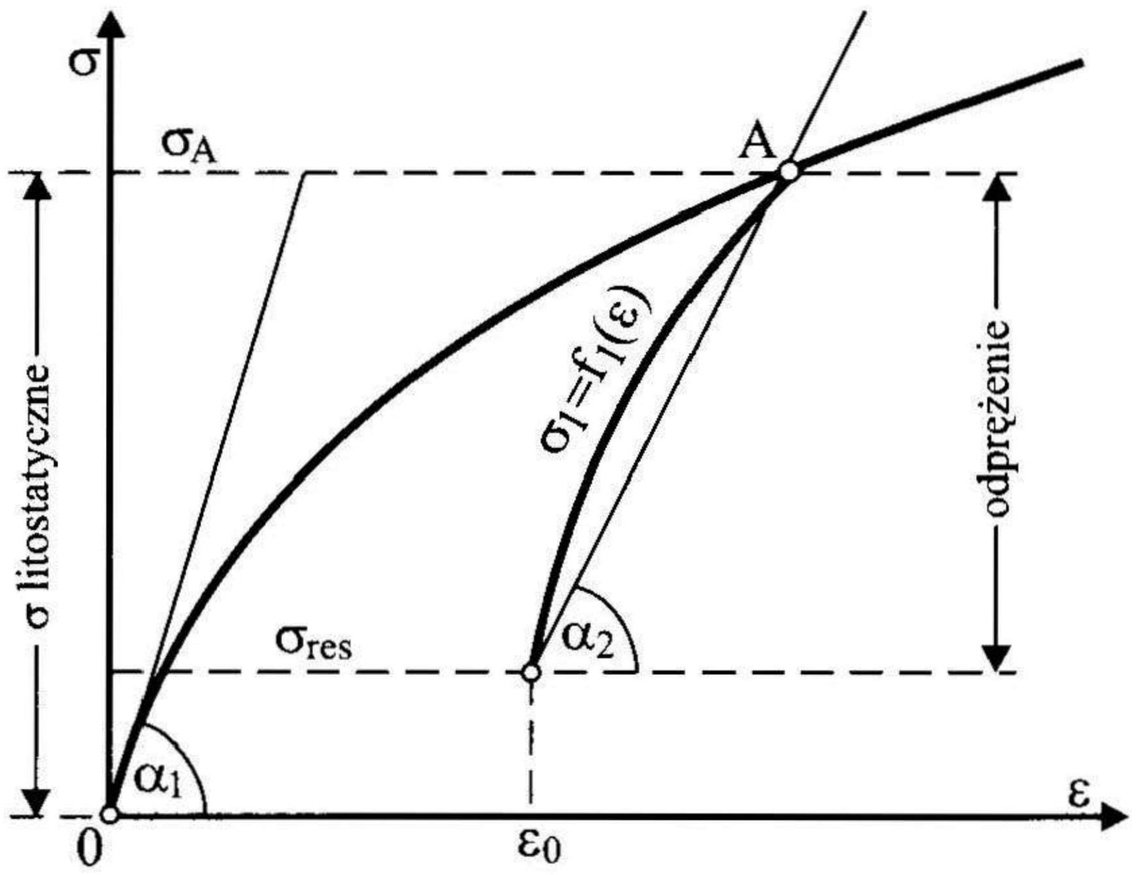
Na wielkość modułu sprężystości wpływ ma temperatura i ciśnienie. Szczegółowe badania wykazały, że moduły maleją ze wzrostem temperatury (Volarowicz i Gurwicz 1957). Wpływ temperatury zaznacza się wyraźnie przy temperaturze kilkuset stopni, przez co przy rozwiązywaniu problemów mechaniki skał związanych ze zjawiskami zachodzącymi na niewielkiej głębokości, poza nielicznymi wyjątkami (np. pożar w kopali, podziemne składowanie odpadów radioaktywnych), można go pominąć. Jeżeli jednak rozpatruje się procesy tektonofizyczne zachodzące na dużych głębokościach, wówczas zmianę własności sprężystych pod wpływem temperatury należy uwzględnić w obliczeniach.

Badano również wpływ ciśnienia otaczającego na wartość modułów sprężystości i ustalono, że wzrost ciśnienia otaczającego powoduje również do pewnej granicy wzrost wartości tych modułów (Volarowicz i Bałaszow 1957). Zjawisko to można tłumaczyć zaciskaniem porów i wzrostem gęstości skały. Podobnie jak dla temperatury, wzrost wartości modułów pod wpływem ciśnienia należy uwzględniać analizując zjawiska zachodzące na dużej głębokości, gdzie ciśnienie jest duże.

Wartość modułów sprężystości obliczono głównie na podstawie testów przeprowadzanych w laboratoriach mechaniki skał. Kosztownych i trudnych do zrealizowania pod względem technicznym oznaczeń, wykonywanych w warunkach „in situ", (jeżeli pominie się wyznaczanie wartości dynamicznych modułów sprężystości metodą sejsmiczną) wykonano stosunkowo niewiele.

Sprężystość skał zależy od wielu czynników, co jest powodem trudności w jej określaniu. Należy przy tym sobie uzmysłowić, że bezpośrednie jej badanie jest niezmiernie trudne i może być realizowane tylko w wyjątkowych, rzadko spotykanych warunkach. Problem sprowadza się do braku możliwości wykonania badań sprężystości skał w warunkach nienaruszonych, to jest w takich, w jakich skała występuje w przyrodzie. Na niewielkiej głębokości, lub

blisko sztucznej powierzchni odkrywek, skały są zwietrzałe i spękane, przez co mają inne własności geomechaniczne, niż skały znajdujące się głębiej poza strefą wietrzenia i spękań. Z kolei skały położone głębiej znajdują się w trójosiowym stanie naprężenia, a pobierając z nich próby do badań laboratoryjnych „zdejmuje się" z nich litostatyczne naprężenia (Kisiel 1973).
Ilustruje to rys. 3.10, na którym linia OA przedstawia wykres funkcji $\sigma = f(\varepsilon)$ dla skały znajdującej się w warunkach naturalnych „w masywie". Pobierając z niej próbę do badań np. w punkcie A zdejmuje się naprężenia litostatyczne. Naprężenie $\sigma_A$ spada do wartości naprężeń residualnych $\sigma_{res}$, które przez pewien czas (czasami nawet długo) utrzymują się jeszcze w odciążonej skale. Próbka poddana testowi laboratoryjnemu jest niejako obciążona naprężeniami residualnymi i nieodwracalnymi odkształceniami trwałymi $\varepsilon_o$. Powoduje to, że w laboratorium w zasadzie otrzymuje się wykres $\sigma_1 = f(\varepsilon)$.




*Rys. 3.10. Wpływ usunięcia naprężeń litostatycznych na wartość modułu E (według Kisiela 1973).*

Wyznaczony w oparciu o ten wykres moduł sprężystości wynosił będzie $E_2 = tg\alpha_2$, podczas gdy w stanie naturalnym moduł ten wynosił będzie $E_1 = tg\alpha_1$.

Jeżeli badania zależności $\sigma = f(\varepsilon)$ przeprowadza się w warunkach naturalnych, wówczas uzyskane wyniki są zbliżone do stanu rzeczywistego. Niemniej i tu także następuje skażenie wyników, gdyż wykonanie wyrobiska górniczego lub otworu wiertniczego, w którym wykonuje się pomiary, narusza istniejący stan naprężeń w masywie skalnym i w efekcie test przeprowadza się już w innych warunkach.

Na sprężystość skał wywiera również wpływ historia geologiczna. Procesy geologii dynamicznej (diastrofizm, wulkanizm, plutonizm) mogą powodować przeobrażenia dynamomorficzne skał, nadając im nowe, inne własności (patrz rozdz. 8).

Z powyższych uwag wynika, że sprężystość skał jest zagadnieniem niezmiernie złożonym i wymaga dalszych badań. Do zagadnień tych będzie się dalej wracać omawiając procesy reologiczne zachodzące w skałach, wytrzymałość skał, rozwój odkształceń itd.

# ELEMENTY REOLOGII SKAŁ

Obserwując antyczne kolumny, pomniki i inne budowle wykonane ze skał (granit, marmur itd.), stwierdzono występowanie w nich deformacji bez utraty ciągłości materiału tj. bez powstawania spękań. Szczegółowe badania tego zjawiska wykazały, że w większości materiałów mogą powstać deformacje trwałe, jeżeli odpowiednio wysokie naprężenie, lecz mniejsze od naprężenia niszczącego, utrzymywać się będzie wystarczająco długo.

Geologia dynamiczna dostarcza bardzo dużej liczby przykładów deformacji skał bez utraty ich ciągłości. Są to wszelkie ciągłe struktury tektoniczne (fałdy) oraz różne inne deformacje plastyczne skał, jak na przykład diapiry. Deformacje plastyczne w kostce halitu (sól kamienna) można spowodować przez długotrwałe stałe obciążenie tej kostki poniżej wytrzymałości progowej.

## 4.1. Teoria plastyczności.

Pod pojęciem deformacji plastycznej należy rozumieć taką deformację, przy której następuje nieodwracalna zmiana kształtu deformowanego ciała z zachowaniem jego ciągłości. Dziedzina mechaniki zajmująca się powstawaniem deformacji plastycznych nosi nazwę teorii plastyczności.

Teoria plastyczności, podobnie jak teoria sprężystości, zakłada ciągłość, jednorodność i izotropowość rozpatrywanego materiału. Zasadnicza różnica pomiędzy deformacją sprężystą, a plastyczną polega na tym, że w ośrodku sprężystym po usunięciu obciążenia powstałe deformacje natychmiast zanikają, natomiast w ośrodku plastycznym deformacje powstałe po przekroczeniu pewnej wartości naprężeń, czasami bardzo niskiej, pozostają na zawsze i są nieodwracalne.

Ta graniczna wartość naprężeń, po przekroczeniu której pojawiają się deformacje plastyczne nosi nazwę granicy plastyczności. Jeżeli ta granica zostanie osiągnięta, a naprężenie będzie się utrzymywać, wówczas wystąpi zjawisko „płynięcia materiału".

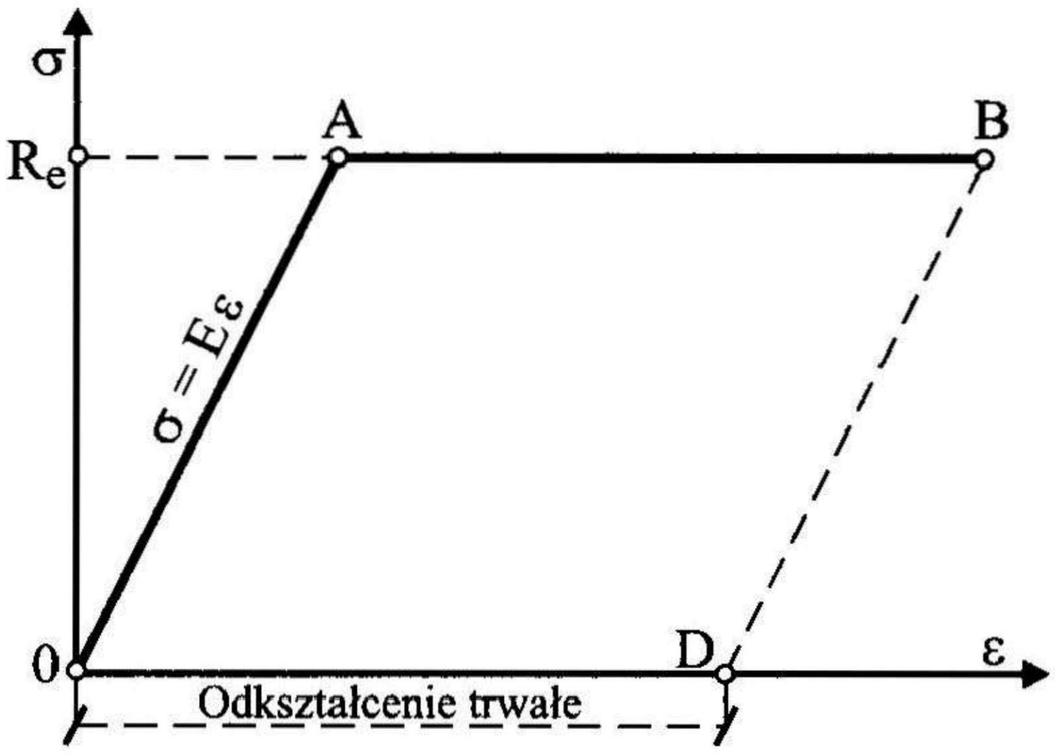
Według klasycznej teorii plastyczności, deformacje trwałe w ciele plastycznym ograniczają się wyłącznie do zmiany postaci (deformacje postaciowe), natomiast zmiana objętości ciała może być tylko następstwem deformacji sprężystych, które ustępują po zdjęciu obciążenia.

Wobec braku odkształceń objętościowych, z prawa zmiany objętości (wzór 3.24) wynika że:

$$\theta = 0$$

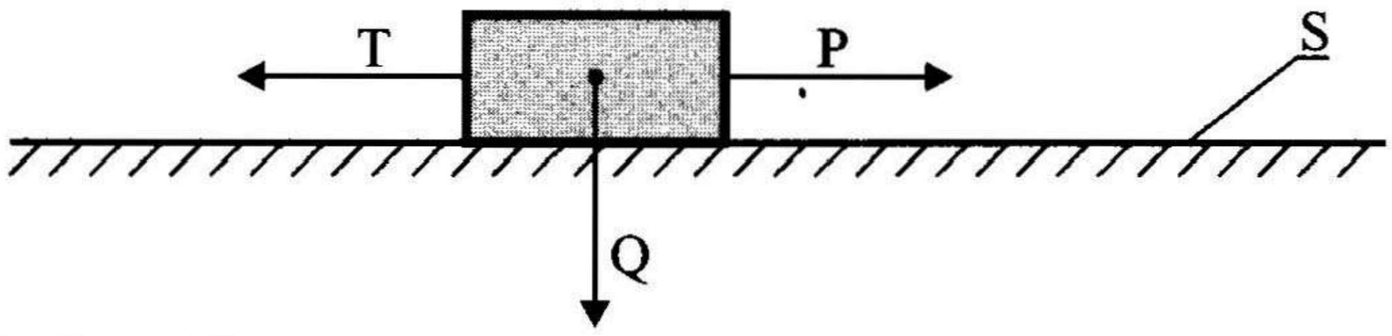
Jeżeli odkształcenie objętościowe wynosi zero, wówczas moduł sprężystości objętościowej K również wynosi zero (K = 0). Stan taki możliwy jest jedynie

gdy współczynnik Poissone'a ν=0,5. W sensie fizycznym, gdy K = 0 oraz ν = 0,5, ciało jest nieściśliwe. Wykres przedstawiający w sposób schematyczny zachowanie się ciała plastycznego pod obciążeniem obrazuje rys. 4.1.




*Rys. 4.1. Deformacja ciała plastycznego.*

Po niewielkich deformacjach sprężystych (odcinek OA) następuje przekroczenie granicy plastyczności $R_e$ i rozwój deformacji plastycznych (trwałych). Tak długo, jak długo działa naprężenie $\sigma = R_e$, postępuje proces deformowania się ciała plastycznego (odcinek AB na wykresie). Po zdjęciu obciążenia w punkcie B wykresu, proces ten zostaje przerwany, lecz pozostają powstałe deformacje (odcinek OD na osi ε). Reologicznym symbolem ciała plastycznego, zwanego również ciałem Saint-Venanta jest suwak (str. 42).




*Rys. 4.2. Ciało Saint-Venanta.*

Ciało plastyczne przedstawia się jako ciężar Q spoczywający na szorstkiej powierzchni S. Jeżeli siła P zrównoważy siłę tarcia T wówczas ciało zostaje wprawione w ruch jednostajny, trwający tak długo, jak długo działa siła P. Powyższy schemat ilustruje również warunek plastyczności, którego spełnienie jest konieczne dla rozwoju deformacji plastycznych.

W matematycznej formie warunek plastyczności zapisuje się jako:

$$F(\sigma,\varepsilon,c)=0 \tag{4.1}$$

gdzie:
σ - naprężenie; ε - odkształcenie; c - stałe materiałowe.

Rozwiązania szczegółowe równania 4.1 uzyskuje się przyjmując odpowiednie kryterium wytrzymałościowe (rozdz. 5). Jeżeli przyjmie się na przykład kryterium Hubera, w którym miarą wytężenia materiału jest energia odkształcenia postaciowego, wówczas wyrażony w naprężeniach głównych warunek plastyczności ma postać:

$$8k^2 = (\sigma_1-\sigma_2)^2+(\sigma_2-\sigma_3)^2+(\sigma_3-\sigma_1)^2 \tag{4.2}$$

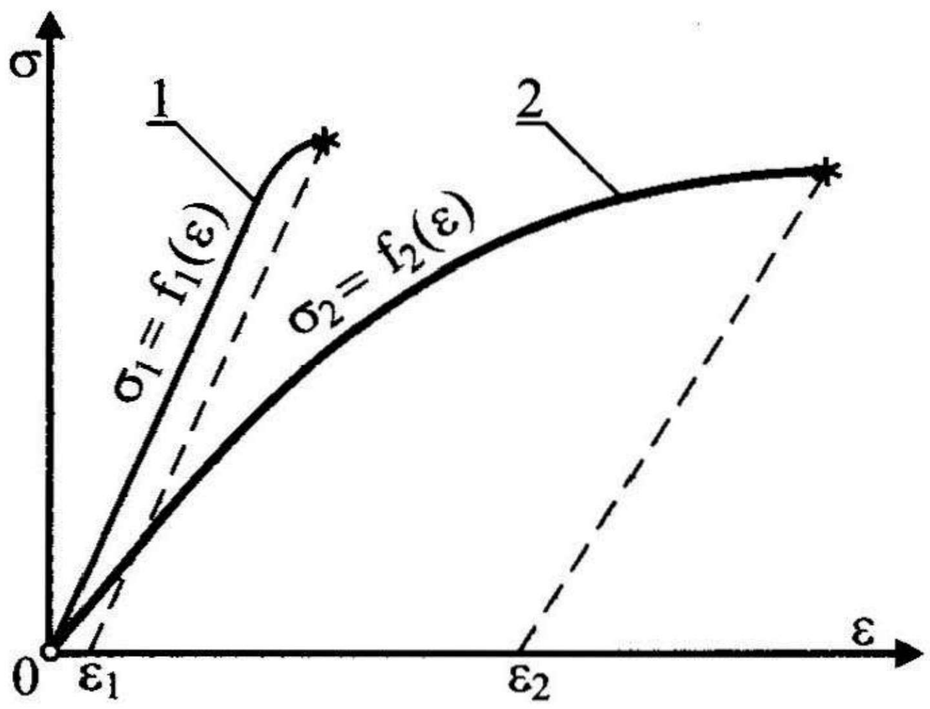
gdzie przez k oznaczono stałą plastyczności.

Wyprowadzenie wzoru 4.2 podane jest w licznych podręcznikach (Walczak 1977, Sałustowicz 1955). Przyjmując inne kryteria wytężeniowe otrzymuje się warunek plastyczności w nieco innej postaci. Należy jednak podkreślić, że kryterium wytężeniowe nie może być wybierane dowolnie, lecz w taki sposób, aby najbardziej było adekwatne dla własności fizycznych rozpatrywanego ośrodka.

Przy deformacjach plastycznych występuje tzw. zjawisko wzmocnienia materiału w miarę narastania naprężenia. W praktyce wykorzystuje się je walcując stal, na skutek czego stal uzyskuje korzystniejsze parametry wytrzymałościowe. To samo zjawisko obserwuje się również w skałach (np. Thiel 1964).

## 4.2. Plastyczność skał.

Praktycznie we wszystkich obciążanych skałach występują nieodwracalne deformacje plastyczne. O ile w skałach kruchych odkształcenie plastyczne ma podrzędne znaczenie, to w grupie skał podatnych, deformacje plastyczne mogą być duże.




*Rys. 4.3. Deformacje trwałe w skale kruchej i podatnej.*

Na rysunku 4.3 zilustrowano te różnice, przy czym wykres 1 dotyczy skały kruchej, a wykres 2 skały podatnej. Po zdjęciu obciążenia w skale kruchej pozostają deformacje trwałe $\varepsilon_1$, natomiast w skale podatnej odkształcenie plastyczne, trwałe wynosi $\varepsilon_2$.

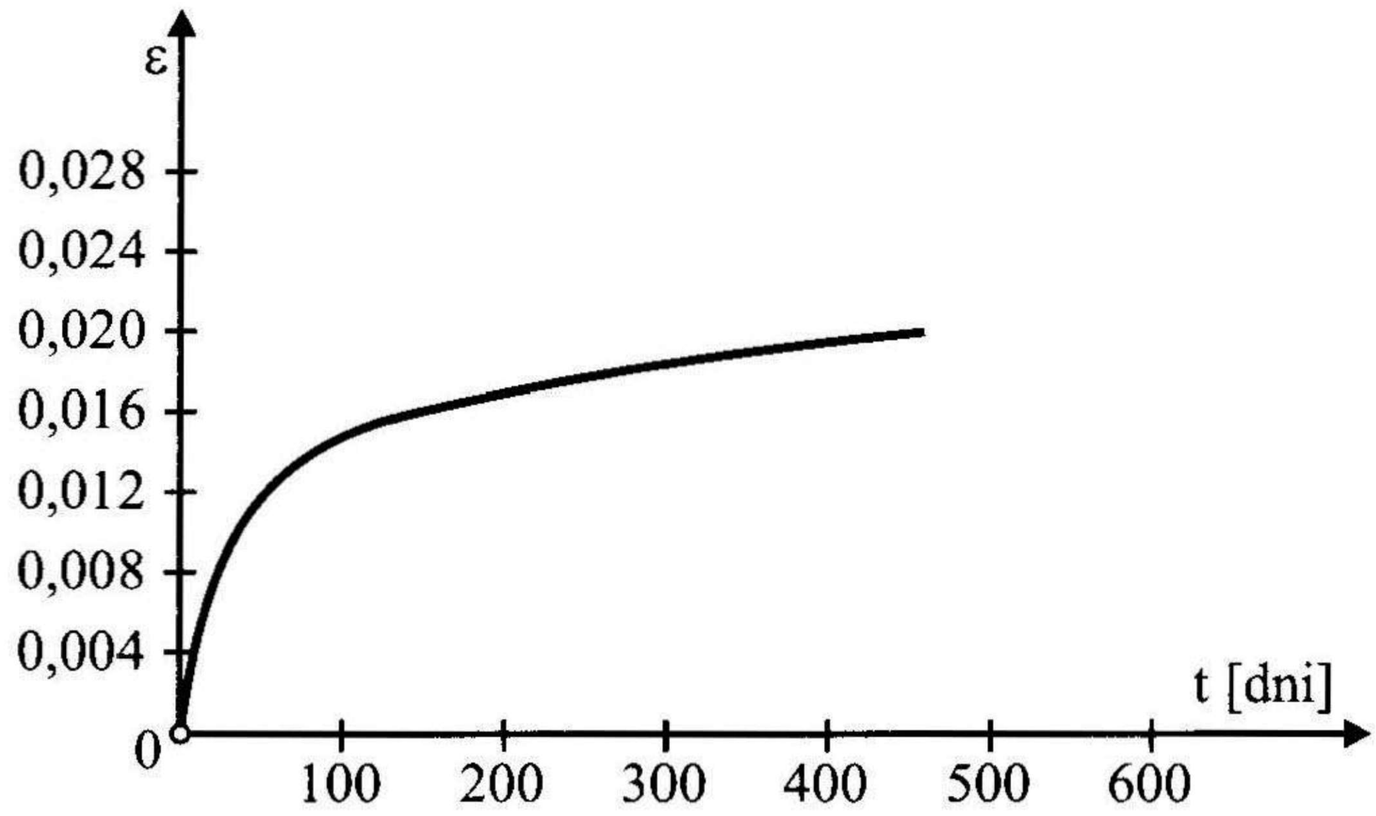
Poza tym istotną różnicę stanowi nachylenie krzywych na początkowym odcinku wykresów. Krzywa $\sigma_1 = f_1(\varepsilon)$ dla skał kruchych jest na tym odcinku znacznie bardziej stroma, niż krzywa $\sigma_2 = f_2(\varepsilon)$ dla skał podatnych.

Jak wykazały eksperymenty, prawie każda skała może zachowywać się jak ciało sprężyste lub plastyczne. W znacznej mierze zależy to od warunków zewnętrznych. Zagadnienia te zostaną bliżej omówione w rozdziale 5.

## 4.3. Zjawisko pełzania.

Powstawanie deformacji w skałach znajdujących się przez długi okres pod naprężeniem mniejszym od ich wytrzymałości, spowodowało zainteresowanie się badaczy mechanizmem tego zjawiska.

Fundamentalne znaczenie miały tu badania Griggsa, opublikowane w 1939 roku. Griggs wykazał, że w skale znajdującej się pod długotrwałym obciążeniem występuje zjawisko pełzania polegające na rozwoju odkształceń z upływem czasu. Wyniki tych badań ilustruje rys. 4.4.

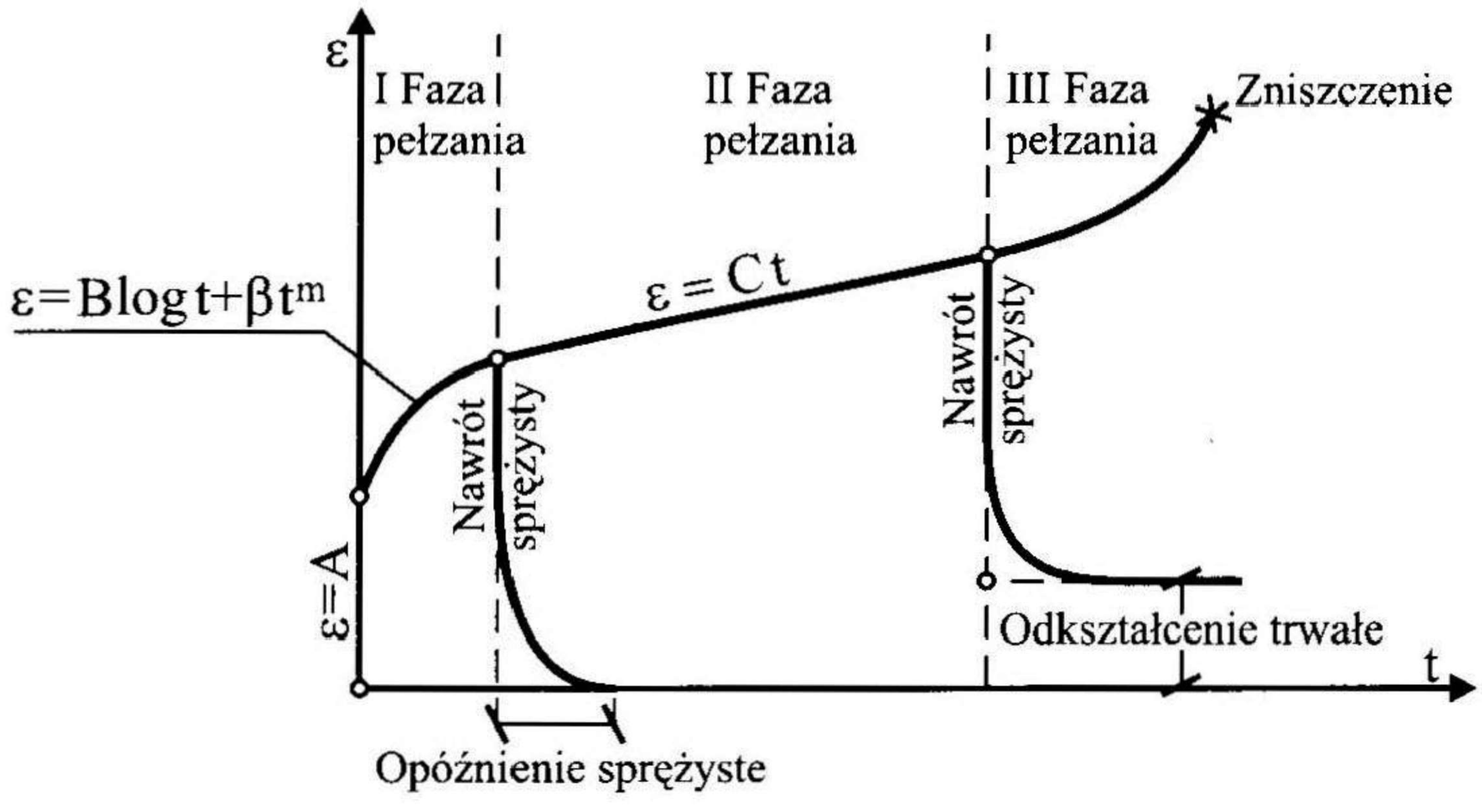



*Rys. 4.4. Odkształcenia w funkcji czasu (wg. Griggsa).*

Badając rozwój deformacji z upływem czasu, zaobserwowano szereg ważnych zależności, a mianowicie:

- wyraźne obniżenie granicy sprężystości przy długotrwałym obciążeniu;
- logarytmiczną zależność odkształcenia od czasu trwania obciążenia $\varepsilon_t = \varepsilon(t)$;
- częściową odwracalność odkształceń, co oznacza, że zarejestrowane odkształcenie $\varepsilon_t$ jest sumą odkształcenia trwałego (plastycznego) i sprężystego;
- występowanie zjawiska opóźnienia sprężystego, to jest zaniku odkształceń sprężystych, w miarę upływu czasu;
- zniszczenie skały, gdy naprężenie mniejsze od niszczącego utrzymuje się przez długi okres;
- wzrost prędkości odkształcenia skały w fazie poprzedzającej zniszczenie.

Na podstawie licznych doświadczeń i eksperymentów opisano empiryczną krzywą pełzania, zwaną również krzywą kinetyki deformacji. Wykres tej krzywej, składającej się z trzech członów, podano na rys. 4.5.




*Rys. 4.5. Empiryczna krzywa pełzania.*

Równanie krzywej na rys. 4.5 ma postać:

$$\varepsilon_t = A + B\log t + \beta t^m + Ct \tag{4.3}$$

W równaniu 4.3, przez A,B,C oznaczono stałe dla danych warunków procesu deformacji, a przez $\beta$ oraz m współczynniki.

Na prędkość deformacji (pełzania), podobnie jak i na wielkość odkształceń, wpływ ma temperatura, ciśnienie otaczające, obecność płynów porowych oraz czas działania obciążenia. Jak już podano, wpływ temperatury ma znaczenie w procesach zachodzących na dużych głębokościach, znacznie większych od głębokości, na jakiej znajdują się wyrobiska górnicze i przy analizowaniu zjawisk zachodzących wokół tych wyrobisk można go pominąć. Nie można jednak pomijać wpływu ciśnienia otaczającego oraz ciśnień porowych powodowanych występowaniem cieczy w skale.

Informacje dotyczące wpływu ciśnienia otaczającego i występowania płynów porowych na pełzanie skał są bardzo skąpe. Na podstawie wykonanych eksperymentów można oczekiwać, że zarówno ciśnienie otaczające jak i obecność płynów przyśpieszają pełzanie, zwłaszcza w III fazie procesu (płynięcie). W pierwszej fazie tego procesu ciśnienie otaczające powoduje wzmocnienie skały.

Bardzo duży wpływ na pełzanie ma czas działania naprężenia. Jeżeli naprężenie to działa wystarczająco długo, to może doprowadzić do zniszczenia skały nawet wówczas, gdy naprężenie to jest mniejsze od wytrzymałości, granicy sprężystości i plastyczności. Prędkość pełzania wzrasta ze wzrostem naprężenia, to znaczy, że im większe obciążenie, tym szybszy rozwój pełzania. Zjawisko to ma związek z występowaniem tzw. wytrzymałości czasowej, własności skał omówionej bliżej w rozdziale piątym.

W równaniu 4.3 pierwszy człon dotyczy deformacji sprężystej, skąd $A = \varepsilon$.

Drugi człon $B\log t + \beta t^m$ odpowiada fazie deformacji sprężysto-lepkiej, w której pojawia się pełzanie. Dlatego też fazę tę nazywa się pierwszą fazą pełzania. Występowanie zjawiska pełzania wskazuje, że jedną z własności skał jest lepkość. W pierwszej fazie pełzania, gdy zależność deformacji od czasu nie jest liniowa, lepkość wzrasta w miarę wzrostu naprężeń. Lepkość tę w odróżnieniu od lepkości Newtona (patrz dalej) oznacza się zazwyczaj symbolem $\lambda$. Jeżeli w pierwszej fazie pełzania zdejmie się obciążenie, wówczas deformacje częściowo znikną, lecz dopiero po pewnym czasie (opóźnienie sprężyste).

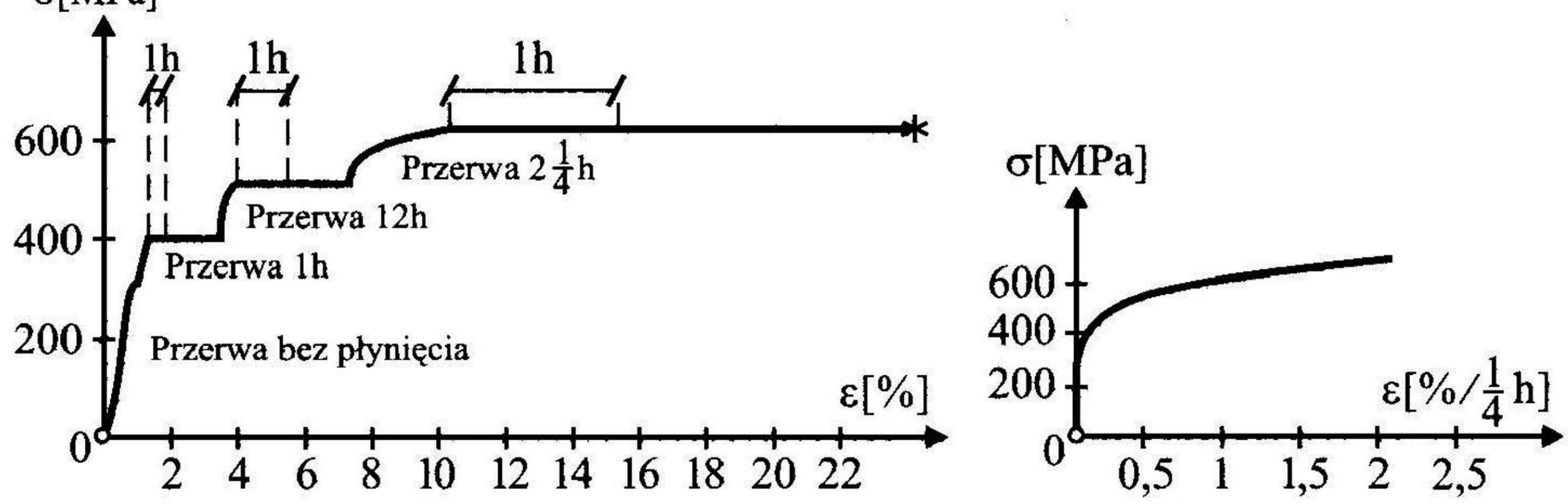
Trzeci człon krzywej kinetyki deformacji dotyczy już pełzania, które jest liniowo zależne od czasu. Współczynnik proporcjonalności oznaczany symbolem $\eta$ nosi nazwę lepkości zastępczej (pozornej) i określony jest wzorem:

$$\eta = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{3\dot{\varepsilon}} \tag{4.4}$$

Lepkość zastępcza (pozorna) jest pojęciem wprowadzonym do literatury naukowej przez Newtona przy rozważaniu własności cieczy lepkiej, a dla skał zależy od wielkości naprężenia.

Zależność lepkości pozornej od naprężenia nie jest liniowa. Stwierdzono, że lepkość maleje ze wzrostem obciążenia i zmienia się gwałtownie po przekroczeniu granicy plastyczności. Zmiany lepkości w zależności od naprężenia ilustruje rys. 4.6 wynikający z badań Griggsa, które wykazały, że im większe naprężenie, tym mniejsza lepkość i, że odkształcenia trwałe stanowiące efekt pełzania pojawiają się równocześnie z odkształceniami sprężystymi.

Lepkość skał mierzona w puazach P ($1P = 10^{-1}Pa.s$), zmienia się w bardzo szerokich granicach. Według Gzowskiego, badającego kinetykę procesu deformacji w warunkach normalnych (temperatura pokojowa, ciśnienie atmosferyczne), lepkość dla glin wynosi $10^{12}P$, natomiast dla skał krystalicznych aż $10^{22}P$. Lepkość może także ulegać zmianom podczas procesu deformacji skały. Wynika to z niejednorodności w strukturze skał: na przykład przy deformowaniu się piaskowców początkowo obciążenie przenosi łepiszcze i inne najsłabsze elementy skały, a dopiero później, gdy nastąpi bezpośredni kontakt ziaren kwarcu, ziarna te zaczynają przenosić obciążenie.



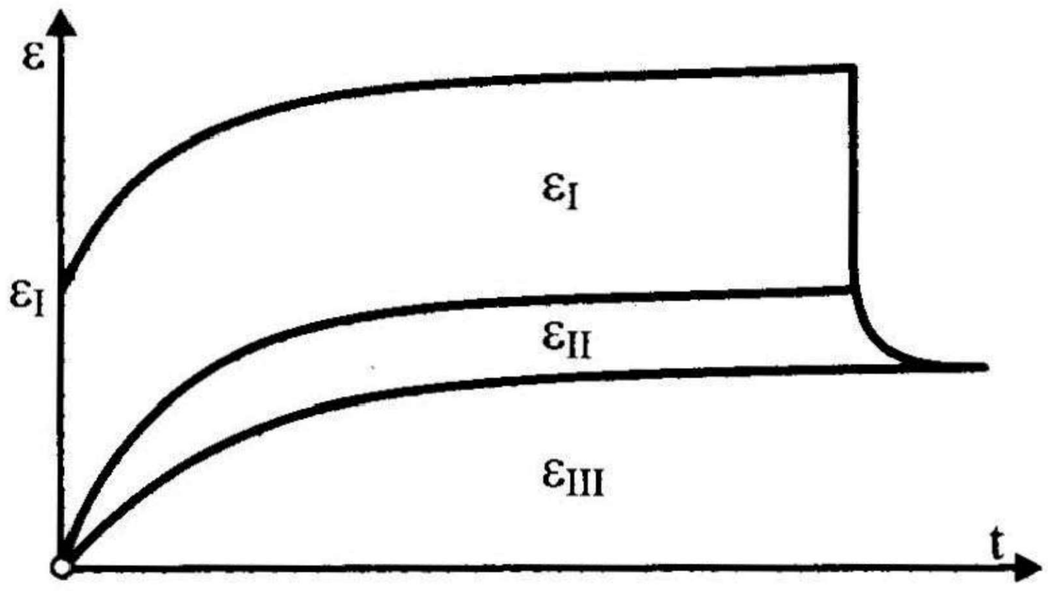

*Rys. 4.6. Prędkość pełzania przy ciśnieniu otaczającym (według Griggsa 1936).*

W badaniach polowych wykazano również, że duży wpływ na lepkość skały ma uwarstwienie: kompleksy cienkoławicowe cechuje na ogół mniejsza lepkość (Gzowskij 1975).

Schematycznie krzywą pełzania przedstawia rys. 4.7. Z rysunku wynika, że deformacja w dowolnej chwili t jest sumą trzech „cząstkowych" deformacji:

$$\varepsilon = \varepsilon_I + \varepsilon_{II} + \varepsilon_{III}$$

gdzie:
$\varepsilon_I$ - deformacja sprężysta, $\varepsilon_{II}$ - deformacja sprężysto-lepka, $\varepsilon_{III}$ - deformacja plastyczna (pełzanie)




*Rys. 4.7. Krzywa kinetyki deformacji (według Gzowskiego 1975).*

Wprowadzając w miejsce $\varepsilon_I$, $\varepsilon_{II}$, $\varepsilon_{III}$ odpowiednie zależności otrzymuje się znane z mechaniki skał równanie Burgersa:

(4.5)

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E_I} + \frac{\sigma}{E_{II}}\left(1 - e^{-t\frac{E_{II}}{\lambda}}\right) + \frac{\sigma}{\eta}t$$

W równaniu 4.5 przez $E_I$ oznaczono moduł sprężystości liniowej, a przez $E_{II}$ moduł sprężystości liniowej opóźnienia sprężystego. Równanie to można również wyrazić w odkształceniach postaciowych $\gamma$ i naprężeniach stycznych $\tau$. Gzowskij wprowadza także bardziej ogólną formę:

$$\gamma_i = \frac{\tau_i}{G_I} + \frac{\tau_i}{G_{II}}\left(1 - e^{-\frac{G_{II}}{\lambda}t}\right) + \frac{\sigma}{\eta}t \qquad (4.6)$$

gdzie przez $\gamma_i$ oznacza intensywność odkształceń postaciowych:

$$\gamma_i = 2\sqrt{\frac{1}{6}\left[(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)^2 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_3)^2 + (\varepsilon_3 + \varepsilon_1)^2\right]} \qquad (4.7)$$

natomiast przez $\tau_i$ intensywność naprężeń stycznych:

$$\tau_i = \sqrt{\frac{1}{6}\left[(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2\right]} \qquad (4.8)$$

Jeżeli rozpatruje się procesy długotrwałe, to jest gdy $t \to \infty$, to opóźnienie sprężyste można pominąć i równanie Burgersa sprowadza się do równania reologicznego ciała Maxwella (rozdz. 4.4).

Zjawisko pełzania jest niezmiernie ważne w mechanice skał i ma bardzo duży wpływ na własności wytrzymałościowe skały. Często decyduje o zniszczeniu skały, deformacjach itd. Niestety zjawisko to, a zwłaszcza związana z nim lepkość, nie jest jeszcze wystarczająco znane, a niektóre ważne zależności są jeszcze w stadium hipotez.

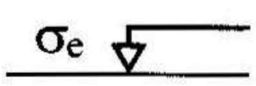
## 4.4. Podstawowe modele reologiczne.

Przy opisie procesów reologicznych, często wykorzystuje się tzw. modele reologiczne, przy pomocy których przedstawia się własności analizowanego ośrodka. Modele te powstają przez połączenie równoległe lub szeregowe kil-

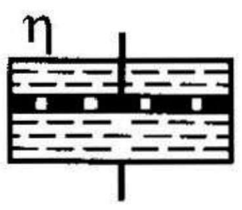
ku (najczęściej trzech) prostych elementów:




- sprężyny obrazującej ciało sprężyste (ciało Hooke,a), gdzie $\sigma = E\varepsilon$




- suwaka przedstawiającego ciało plastyczne (ciało Saint-Venanta), gdzie $\sigma_e = const$




- cylindra z perforowanym tłokiem wypełnianego cieczą lepką $\eta$ (ciało Newtona), gdzie $\sigma = \eta\varepsilon$.

Połączenie tych modeli umożliwia uzyskanie różnych kombinacji, nawet bardzo złożonych. Do najprostszych modeli reologicznych, często wykorzystywanych, należą model Maxwella oraz model Kelvina.

Model Maxwella uzyskuje się przez szeregowe połączenie sprężyny i cylindra z cieczą lepką (rys. 4.8a).

Ciało Maxwella charakteryzuje się tym, że po obciążeniu powstają w nim natychmiast odkształcenia sprężyste i równolegle z nimi również odkształcenia trwałe. Odkształcenie końców A i B modelu jest sumą odkształcenia sprężystego E i odkształcenia elementu $\eta$. Dla stanu jednoosiowego równanie ciała Maxwella ma postać:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{E} + \frac{\sigma}{\eta} \tag{4.9}$$

Ciało Maxwella ma dwie bardzo ważne podstawowe cechy: pełzanie i relaksację. Jeżeli $\sigma = const$, wówczas $\dot{\sigma} = 0$ i równanie przyjmuje postać:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma}{\eta} \tag{4.10}$$

Po wykonaniu całkowania równania 4.10, otrzymuje się:

$$\varepsilon_{(t)} = \frac{\sigma}{\eta} t + \varepsilon_{(0)} \tag{4.11}$$

Wykresem równania 4.11 jest linia prosta, przechodząca przez punkt o współrzędnych $\varepsilon = \varepsilon_o$ oraz $t = 0$. Odkształcenie w chwili $t = 0$ wynosi $\varepsilon_o$ i liniowo narasta z czasem przy stałym naprężeniu.

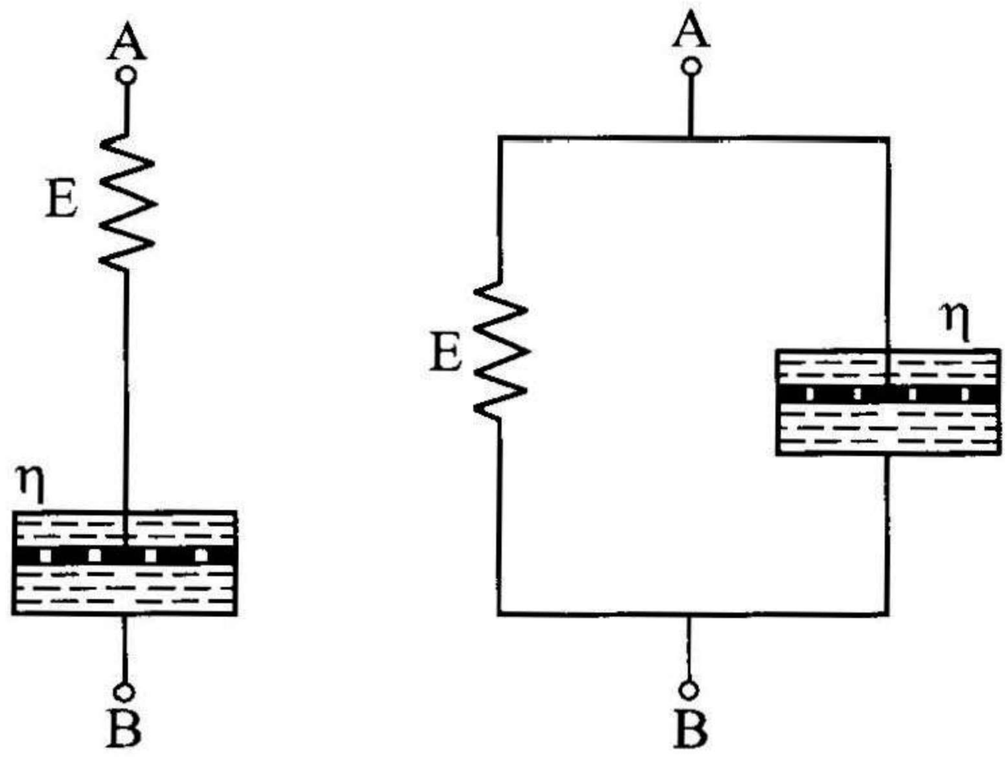
Jeżeli w pewnym momencie ciało Maxwella zostanie odciążone, wówczas proces pełzania zostaje zahamowany przy odkształceniach trwałych $\varepsilon_{(t)} = \varepsilon_o$.

Przy utrzymującym się odkształceniu $\varepsilon = const$ $\dot{\varepsilon}_{(t)} = 0$. Wówczas równanie 4.9 przyjmuje postać:

$$\dot{\sigma} + \frac{E}{\eta}\sigma = 0 \tag{4.12}$$

Całkując to równanie otrzymuje się:

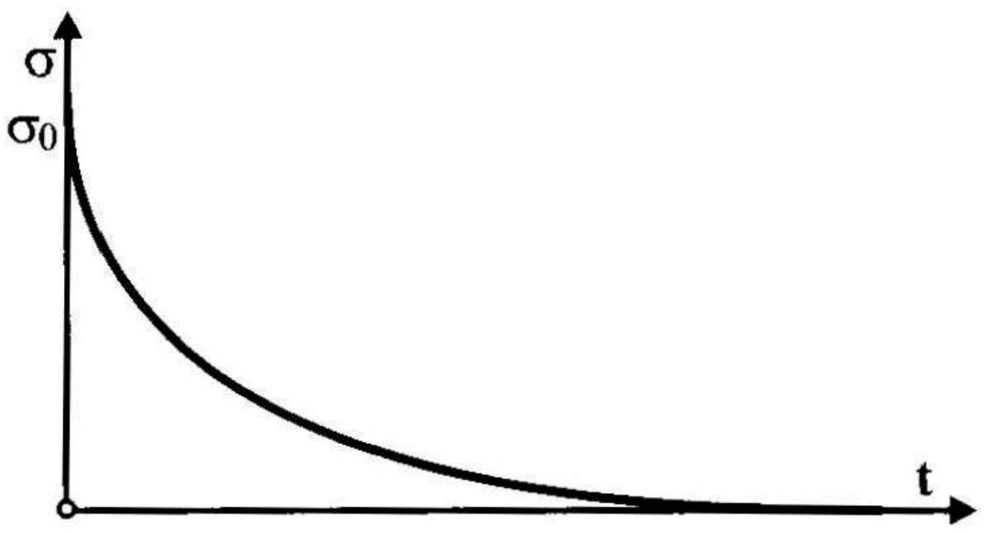
$$\sigma_{(t)} = \sigma_o e^{-\frac{E}{\eta}t} \tag{4.13}$$




a) model Maxwella b) model Kelvina

*Rys. 4.8. Modele reologiczne.*

Wykresem tego równania jest krzywa relaksacji naprężeń. Jak wynika z wykresu na rys. 4.9, z upływem czasu następuje spadek naprężeń. Przy $t \to \infty$ $\sigma_{(t)} \to 0$. Ułamek $E/\eta$ nosi nazwę czasu relaksacji. Jest to czas potrzebny do zrelaksowania naprężeń początkowych do 1/e ich początkowej wartości (e - podstawa logarytmu naturalnego).




*Rys. 4.9. Relaksacja naprężeń w modelu Maxwella.*

Model Maxwella dobrze aproksymuje zachowanie się niektórych skał pod obciążeniem, uwzględniając zarówno zjawisko pełzania, utrzymywanie się odkształceń trwałych i relaksację naprężeń. Uruchomiony proces pełzania, na skutek naprężenia $\sigma$, może być w dowolnym miejscu zahamowany, lecz powstałe już odkształcenia pozostaną. Sytuacja taka występuje po wygaśnięciu ruchów diastroficznych, gdy obciążenie zewnętrzne (siły tektoniczne) przestają działać, natomiast spowodowane tymi siłami deformacje skał utrzymują się jako nowe struktury tektoniczne (fałdy, uskoki).

Jeżeli pod wpływem naprężeń $\sigma$ powstają w skałach deformacje $\varepsilon$ i proces pełzania nie może się rozwinąć (np. ograniczona przestrzeń uniemożliwia pełzanie pomimo wystarczającej wartości naprężeń), wówczas istniejące naprężenia będą się relaksować. Czas relaksacji zależy od własności skały. Obliczono, że może on wynosić nawet miliony lat (Price 1959). Dla węgli Górnośląskiego Zagłębia Węglowego czas ten jest znacznie krótszy i wynosi tylko kilka dni (Kidybiński i Hładysz 1979). Wykonane obliczenia wykazały, że w skałach mogą się utrzymywać residualne (szczątkowe) naprężenia tektoniczne, po wygasłych już ruchach górotwórczych, powodując zmiany lokalnego pola naprężeń w tych skałach.

Z modelu Maxwella najczęściej korzysta się analizując długotrwałe procesy geomechaniczne.

Model Kelvina stanowi połączenie równoległe elementów sprężystego i lepkiego (rys. 4.8b). Po obciążeniu ciała Kelvina następuje równoczesne przejęcie obciążenia przez element sprężysty i lepki, lecz odkształcenia sprężyste hamowane są przez ciecz lepką. Powoduje to dążenie odkształcenia ciała do pewnej wartości skończonej. Ze względu na te własności, ciało Kelvina aproksymuje w pewnych granicach deformacje skały w fazie I pełzania ($\varepsilon_{II}$ na rys. 4.7). Jeżeli zdejmie się obciążenie, odkształcenie powoli cofa się do wartości początkowej (opóźnienie sprężyste).

Ciało Kelvina, którego reologiczne równanie stanowi wzór 4.14, posiada dwie cechy: pełzanie i opóźnienie sprężyste.

$$\sigma = E\varepsilon + \eta\dot{\varepsilon} \tag{4.14}$$

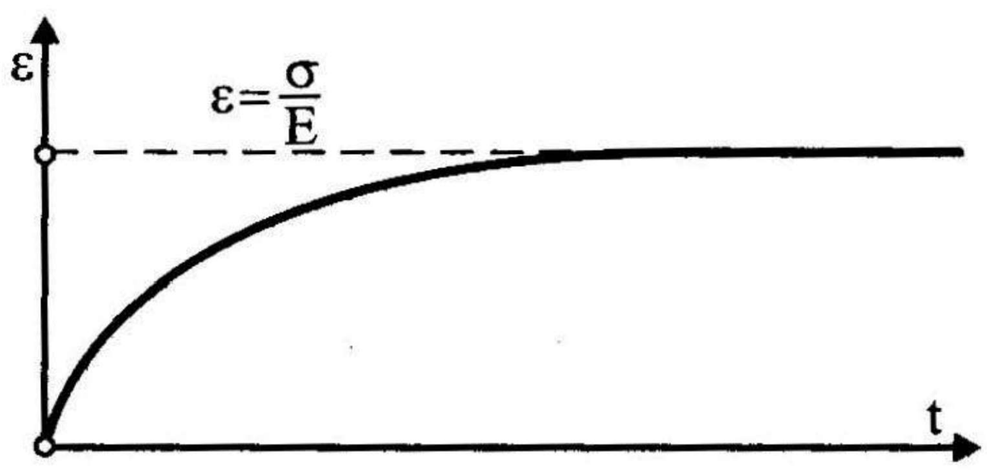
Jeżeli $\sigma$ = const, wówczas:

$$\frac{C}{\eta} = \frac{E}{\eta}\varepsilon + \dot{\varepsilon}$$

Rozwiązaniem tego równania różniczkowego przy $t = 0$ i $\varepsilon = 0$ jest:

$$\varepsilon_{(t)} = \frac{\sigma}{E}\left(1 - e^{-\frac{E}{\eta}t}\right) \tag{4.15}$$

Ułamek $E/\eta$ nosi nazwę czasu opóźnienia sprężystego $T_s$. Przebieg krzywej pełzania w funkcji czasu dla ciała Kelvina przedstawia rys. 4.10. Po upływie nieskończenie długiego czasu, odkształcenie ciała Kelvina rośnie asymptotycznie do $\varepsilon$ = const, to jest odkształcenia sprężystego.



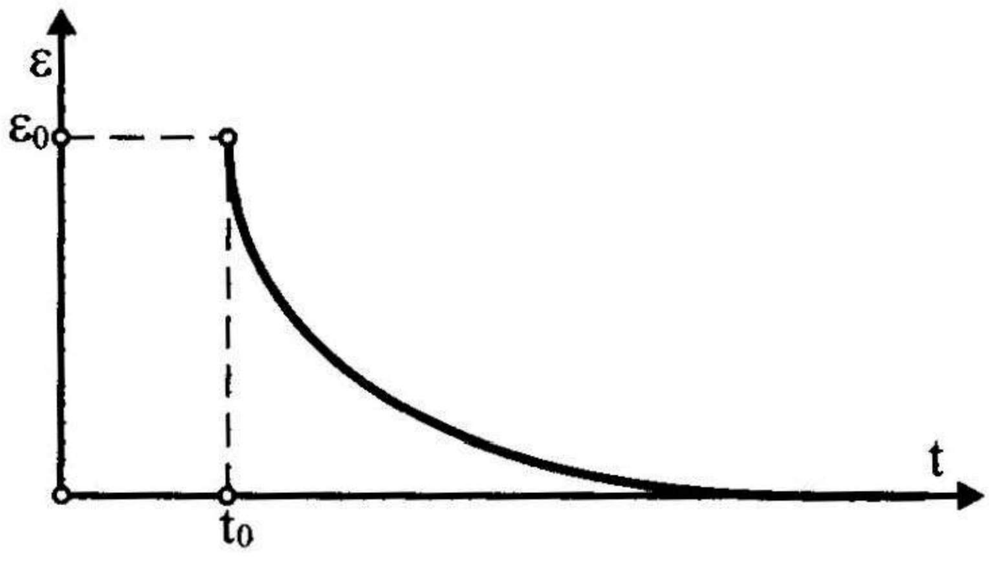

*Rys. 4.10. Krzywa pełzania ciała Kelvina.*

Opóźnienie sprężyste można obliczyć z równania 4.14 podstawiając w nim $\sigma = 0$. Wówczas:

$$\dot{\varepsilon} + \frac{E}{\eta}\varepsilon = 0 \tag{4.16}$$

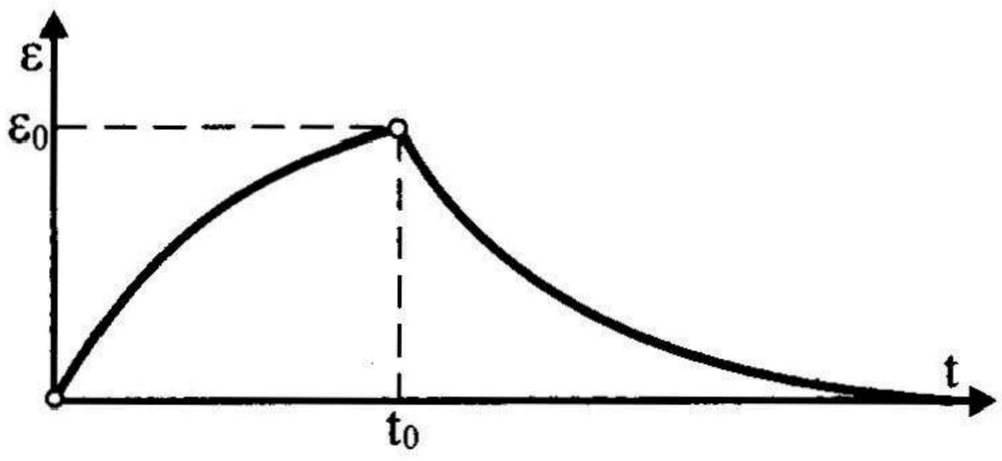
Rozwiązaniem tego równania, przy $t = t_o$ oraz $\varepsilon = \varepsilon_{(o)}$, jest funkcja 4.17, której wykres przedstawiono na rysunku 4.11.

$$\varepsilon_{(t)} = \varepsilon_o e^{-\frac{E}{\eta}(t_o - t)} \tag{4.17}$$




*Rys. 4.11. Opóźnienie sprężyste w ciele Kelvina.*

Wykres funkcji opisanej wzorem 4.17 przedstawiono na rys. 4.11.
Wykresy na rys. 4.10 i 4.11 można




*Rys. 4.12. Pełzanie i opóźnienie sprężyste w ośrodku Kelvina.*

połączyć, jeżeli obciążenie powodujące naprężenie σ zostanie zdjęte w chwili $t_o$. Do tego czasu w ośrodku Kelvina występowało pełzanie, które po zdjęciu obciążenia zostało przerwane i od tego momentu rozpoczyna się nawrót sprężysty, lecz z opóźnieniem czasowym.

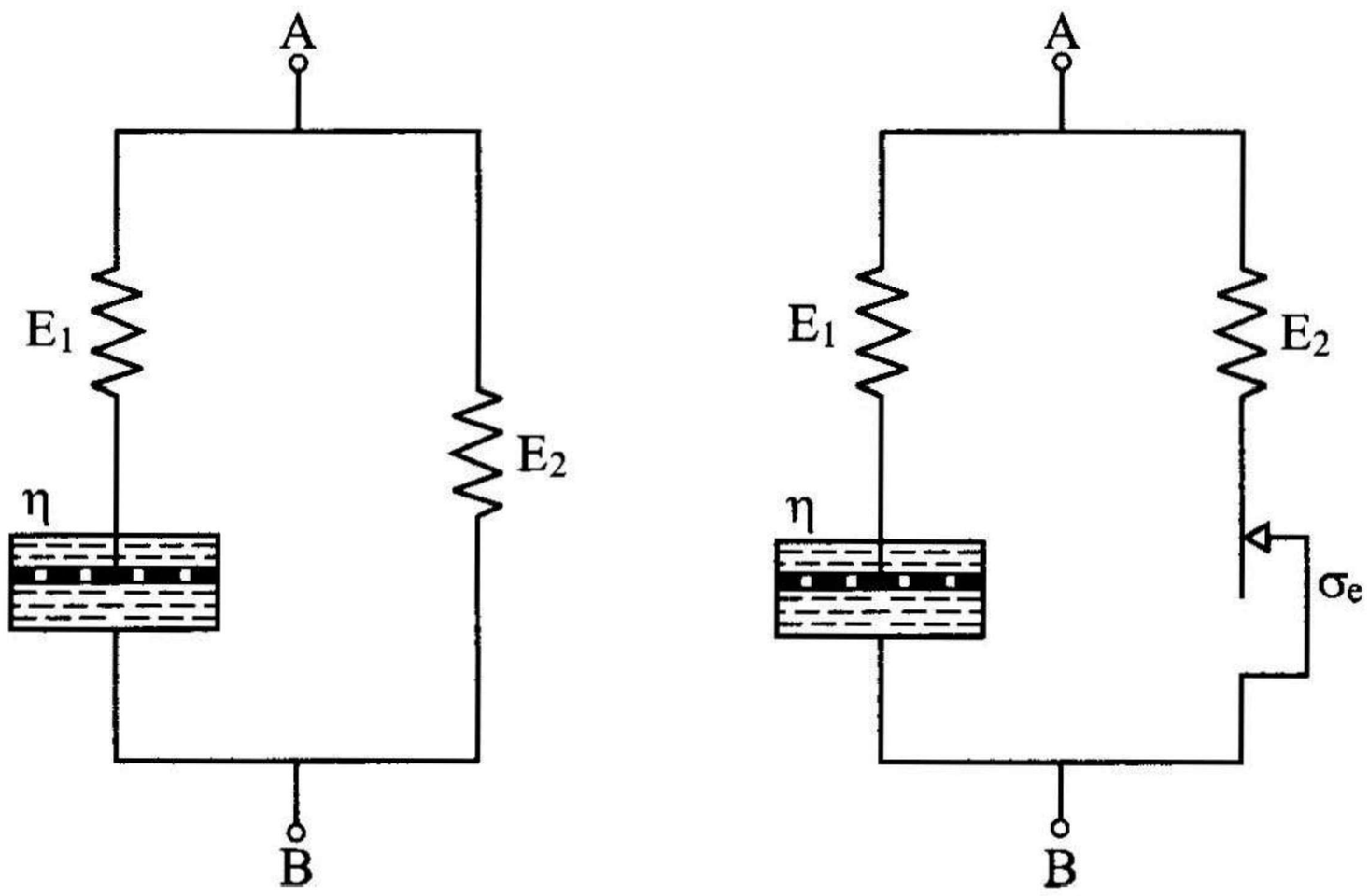
W ośrodku Kelvina zjawisko relaksacji naprężeń nie występuje. Jeżeli w równaniu 4.14 dla ε = const, to równanie redukuje się do równania ośrodka sprężystego σ = Eε z liniową zależnością naprężenia od odkształcenia.

Model Kelvina wykorzystywany jest przy analizowaniu procesów geomechanicznych, w których istotną rolę posiada opóźnienie sprężyste. Brak możliwości uwzględnienia relaksacji ogranicza jednak jego zastosowanie.

Przedstawione wyżej dwa modele reologiczne Maxwella i Kelvina są modelami najprostszymi, składającymi się tylko z dwóch elementów. Bardziej skomplikowany jest model Burgersa (równanie 4.5), wykorzystywany do opisu deformacji skały, uwzględniający odkształcenie sprężyste, opóźnienie sprężyste i pełzanie (płynięcie materiału).

Do rozwiązywania problemów geomechanicznych często wykorzystywany jest model Zenera, zwany również modelem Poytinga-Thomsona lub modelem standard.

Model Zenera rozwinął Kisiel, podając model M/V, w którym występuje element plastyczny (suwak). W modelu tym pojawia się natychmiast odkształcenie sprężyste, opóźnienie sprężyste i pełzanie po przekroczeniu granicy plastyczności (po uruchomieniu elementu SV - suwaka).




a) model standard b) model M/V

*Rys. 4.13. Model standard i model M/V.*

Model ma tę zaletę, że granica plastyczności zależy od czasu trwania obciążenia.

Dążąc do uzyskania dokładnego opisu zachowania się skały, rozbudowywano modele reologiczne dołączając dodatkowe elementy. Wysiłki te jednak nie dały oczekiwanych rezultatów natomiast znacznie skomplikowały obliczenia. Obecnie, modele reologiczne wykorzystuje się głównie jako ilustracje do fenomenologicznego opisu zjawisk geomechanicznych.

# WYTRZYMAŁOŚĆ I ZNISZCZENIE SKAŁ

Wytrzymałość materiału można określić jako jego zdolność do przeciwstawiania się naprężeniom niszczącym. W technice wytrzymałość materiałów odgrywa niezmiernie istotną rolę, aczkolwiek do dnia dzisiejszego wyrażenie wytrzymałości materiału, w postaci nawet skomplikowanej formuły matematyczno-fizycznej, napotyka na duże trudności.

Dla ustalenia czy stan naprężenia w danym ośrodku zbliża się do krytycznego, wprowadzono pojęcie wytężenia materiału określane równaniem:

$$W = K_r / \sigma$$

gdzie przez $K_r$ oznaczono krytyczną wartość naprężeń $\sigma$.

Wartość W może zmieniać się w granicach od zera do jeden ($0 < W < 1$). Im większe W, tym większe wytężenie materiału. Przy $W = 1$ materiał znajduje się w stanie krytycznym.

Określenie wytężenia wobec różnorodności materiałów występujących w przyrodzie i technice jest praktycznie niemożliwe. Mając to na uwadze opracowano szereg kryteriów wytrzymałościowych, zwanych również hipotezami wytrzymałościowymi, dających dla określonych grup materiałów wyniki zgodne z doświadczeniem (Walczak 1977). Hipotezy te najogólniej można podzielić na:

- hipotezy naprężeniowe (hipoteza Galileusza, Rankina, Tresci, Geusta, Coulomba-Mohra),
- hipotezy odkształceniowe (Beltramiego, Saint-Venanta),
- hipotezy energetyczne (Hubera-Tresci-Misesa, Burzyńskiego),
- hipotezy mieszane, w których zakłada się, że zniszczenie materiału następuje przez jego rozpad lub uplastycznienie,
- hipotezy probabilistyczne (np. Weibulla).

Niestety, zdecydowana większość powyższych hipotez ma bardzo ograniczone zastosowanie w mechanice skał. Z niektórych korzysta się przy ocenie stanów krytycznych (hipoteza naprężeniowa Coulomba-Mohra, hipoteza Burzyńskiego lub hipoteza probabilistyczna Weibulla).

Ośrodek skalny jest jednak tak złożony, że opis jego wytrzymałości i zniszczenia wymaga zastosowania zupełnie innych kryteriów. Wprawdzie wykorzystuje się w nich również istniejące już rozwiązania z dziedziny wytrzymałości materiałów, ale bezkrytyczne przenoszenie tych rozwiązań do mechaniki skał może być powodem zupełnie błędnych wniosków. Należy podkreślić, że wytrzymałość skały nie jest parametrem stałym, lecz w dużej mierze zależy od ilości i rozmiarów spękań oraz ich orientacji.

## 5.1. Zniszczenie skały.

Przez wytrzymałość skały rozumie się taką wartość naprężeń, przy której następuje zniszczenie ośrodka skalnego. Nasuwa się tu jednak pytanie: *co to jest zniszczenie ośrodka skalnego?* Potocznie przyjmuje się, że spękanie skały, to jest utrata przez nią spójności, jest tożsame z jej zniszczeniem. Rozumowanie takie budzi jednak zasadnicze wątpliwości bo deformacje plastyczne są również rodzajem zniszczenia skały, lecz bez spękań i utraty spójności. Poza tym w skałach zawsze występuje szereg spękań, deformacji plastycznych, uskoków itp. Ta niezmiernie duża ilość powierzchni zniszczenia występujących w skale już w jej stanie „rodzimym" jest powodem tego, że często ośrodek skalny traktuje się jako ośrodek w stanie pozniszczeniowym.

Dla celów technicznych Czubaszek podaje definicję: *„zniszczenie materiału skalnego zachodzi wówczas, gdy nastąpią w nim określone zmiany, przy czym określenie jakie to mają być zmiany, zależy od realizowanego w danym ośrodku skalnym zadania inżynierskiego"* (Czubaszek 1975). Z definicji powyższej wynika, że inne będą kryteria zniszczenia dla geotechnika, inne dla górnika, inne dla hydrotechnika itd. Przy takiej definicji, powstanie strefy spękań w otoczeniu wyrobiska, która wraz z tym wyrobiskiem i jego obudową w normalnych warunkach tworzy układ w równowadze, nie jest zniszczeniem, natomiast naruszenie tej równowagi, powodujące zawał lub tąpnięcie należy traktować jako zniszczenie ośrodka.

Rozpatrując wytrzymałość skały i proces zniszczenia ośrodka skalnego należy odrębnie przeanalizować problemy związane z wytrzymałością skały jako takiej i odrębnie masywu skalnego. Zagadnienie wytrzymałości skały, gdy traktuje się ją jako cechę skały, a nie pobranej z niej próbki, jest niezmiernie złożone i było przedmiotem wielu badań różnych specjalistów (np. Gzowskij 1975).

## 5.2. Wytrzymałość skały.

W wytrzymałości materiałów wyróżnia się wytrzymałość na ściskanie, rozciąganie, ścinanie, zginanie i skręcanie. W mechanice skał większość powyższych określeń jest nieprzydatna, gdyż zniszczenie skały może nastąpić tylko na skutek przekroczenia wytrzymałości na rozciąganie $R_r$ lub ścinanie $R_t$.

Wytrzymałość skały na rozciąganie oraz wytrzymałość na ścinanie nie są stałymi, lecz zależą od ilości i gęstości spękań w skale i ich orientacji przestrzennej, a także warunków, w jakich przebiega proces niszczenia skały.

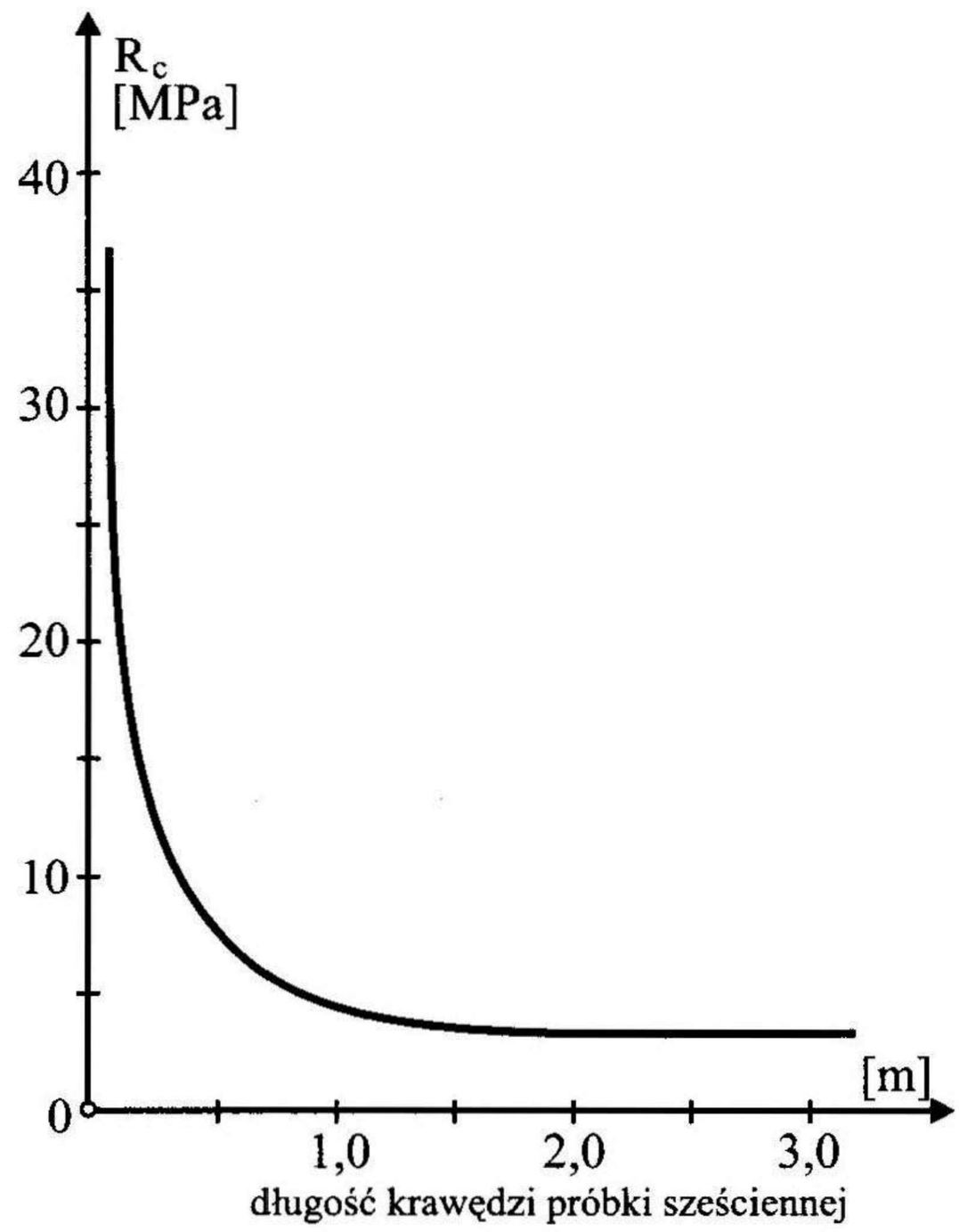
Wytrzymałość skał zależy od czasu działania naprężenia. Przy danych wartościach $R_r$ oraz $R_t$, zniszczenie skały następuje wówczas, gdy odpowiednio duże naprężenie w skale utrzymuje się wystarczająco długo. Gzowskij podaje następującą empiryczną zależność:

$$\partial = \partial_1 e^{\frac{R_1 - R_\partial}{\xi}} \tag{5.1}$$

gdzie:
$\partial$ - czas działania naprężenia
$R_1$ - wytrzymałość natychmiastowa skały,
$R_\partial$ - wytrzymałość po upływie czasu działania naprężenia,
$\xi$ - współczynnik.

Im większe naprężenie, tym w krótszym czasie następuje zniszczenie skały.
Wszechstronne ściskanie powoduje wzrost wytrzymałości skały, gdyż maleją wówczas naprężenia styczne w skale, konieczne dla jej zniszczenia.

Wpływ temperatury na wytrzymałość skał na ścinanie i rozciąganie nie był badany, lecz w oparciu o równania fizyki ciała stałego można przypuszczać, że wytrzymałość skał maleje z temperaturą.




*Rys. 5.1. Efekt skali dla węgli z RPA.*

W praktyce wytrzymałość skał określa się badając próbki pobrane z danej skały. Jak się okazało, wymiary próbki, na której przeprowadza się test, mają podstawowe znaczenie. Zagadnienie to badał Bieniawski wprowadzając pojęcie efektu skali. Okazało się, że wytrzymałość próbki maleje ze wzrostem jej wymiarów (Bieniawski 1967). Wykres ilustrujący efekt skali dla węgli z kopalń RPA podano na rysunku 5.1.

Z wykresu na rysunku 5.1 wynika, że dopiero, gdy bok (krawędź) próby sześciennej wynosi 2m wymiary próby nie mają już wpływu na jej wytrzymałość.
Zjawisko to spowodowane jest występowaniem w skale licznych defektów od submikroskopowych wakansji w sieci krystalicznej, przez kliważ i spękania ciosowe, aż do dużych uskoków. Im mniejsze wymiary próbki, tym prawdopodobieństwo występowania w niej większych defektów jest mniejsze. Im bardziej spękana jest skała, tym bardziej zauważalny jest efekt skali.
Problemy wpływu defektów w materiale na jego własności mechaniczne uwzględnia hipoteza wytrzymałościowa Weibulla.

Wytrzymałość makroskopowo identycznych skał może się zmieniać w szerokich granicach, w zależności od szczegółów litologicznych, własności petrograficznych, historii geologicznej itd.

Zniszczenie skały wymaga zawsze pewnego czasu, nawet wówczas, gdy rozpatruje się tak zwane procesy natychmiastowe. Powierzchnia zniszczenia

powstaje przez łączenie się mikrospękań, szczelinek oraz w wyniku deformacji plastycznych. Każde pęknięcie zmniejsza czynny przekrój skały, co powoduje wzrost naprężeń w miejscach skały nie zniszczonej i spadek w miejscach, w których rozwija się już powierzchnia zniszczenia. Ta redystrybucja naprężeń może spowodować to, że lokalnie ich wartość będzie większa od wytrzymałości skały. Przyśpiesza to zniszczenie skały i ma bardzo duży wpływ na jej rzeczywistą wytrzymałość.

## 5.3. Wytrzymałość i zniszczenie skał spękanych.

W większości skał występują liczne spękania, od mikroszczelin, przez kliważ, cios, aż do dużych uskoków. Każde pęknięcie stanowi powierzchnię zniszczenia i reakcja skały spękanej na obciążenie zewnętrzne będzie inna, niż skały nienaruszonej. Należy zwrócić uwagę na oczywisty fakt, że wytrzymałość na rozciąganie skały spękanej w kierunku prostopadłym do szczeliny wynosi zero!

Spękania i szczeliny w skale mogą mieć różny zasięg i rozwarcie. Szczegółowe badania terenowe wykonane przez tektonofizyków wykazały, że dla danej skały pomiędzy długością szczelin (pęknięć), a gęstością ich występowania istnieje zależność (Gzowskij 1975):

$$\Delta \lg n = -a \Delta \lg l \qquad (5.2)$$

gdzie:

n - liczba spękań na 1 km$^2$,
l - długość spękań,
a - współczynnik proporcjonalności.

Zależność 5.2 przedstawiono w formie wykresu na rys. 5.2 sporządzonym w logarytmicznej skali. Należy zwrócić uwagę na zbliżoną postać zależności do znanego z sejsmologii równania Gutenberga-Richtera, co intuicyjnie wskazuje na związek pomiędzy energią sejsmiczną wstrząsów górniczych, a rozmiarami pęknięć w skale.

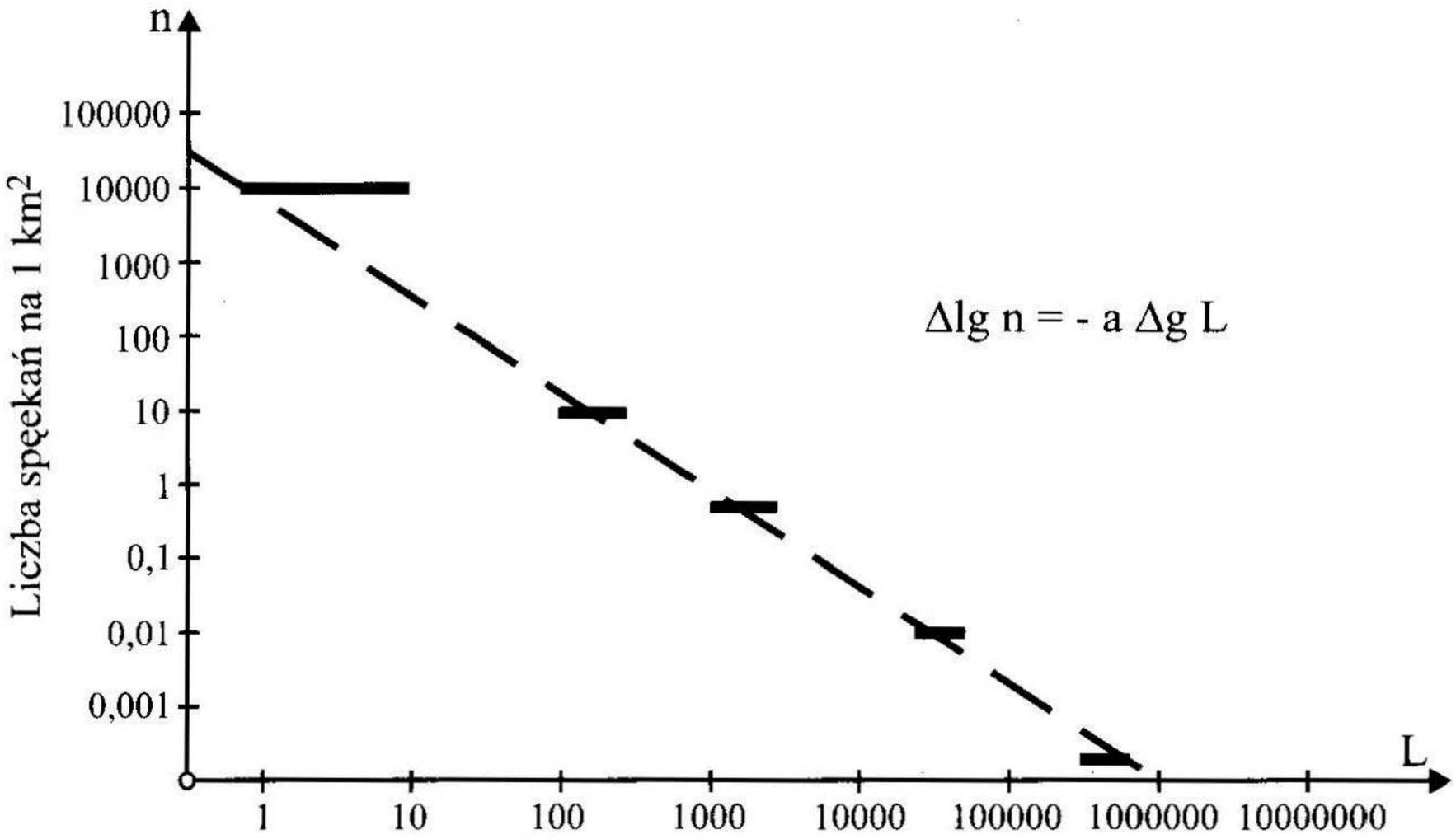
Dla scharakteryzowania stopnia spękania skały, stosuje się histogramy spękań, gdzie na osi rzędnych podana jest w procentach częstość występowania spękań danej klasy, a na osi odciętych odstęp spękań.

Liczba spękań może być w pewnym sensie miarą własności inżynierskich masywu skalnego. Miernikiem tych własności jest na przykład określany na rdzeniach wiertniczych wskaźnik RQD (Rock Quality Designation) obliczany ze wzoru:

$$RQD = L_p / L_t 100\% \qquad (5.3)$$

We wzorze 5.3 przez $L_p$ oznaczono sumaryczną długość kawałków rdzenia o długości większej od 2d (d - średnica rdzenia), a przez $L_t$ całkowitą długość rdzenia.

Występowanie spękań i szczelin w skałach ma ogromne znaczenie nie tylko w mechanice skał, lecz również w geologii złożowej i inżynierskiej, hy-




*Rys. 5.2. Zależność pomiędzy gęstością pęknięć, a ich długością.*

drogeologii itd. Zagadnieniu temu poświęcono wiele prac badawczych, nawet o charakterze monografii (np. Liszkowski i Stochlak 1976).

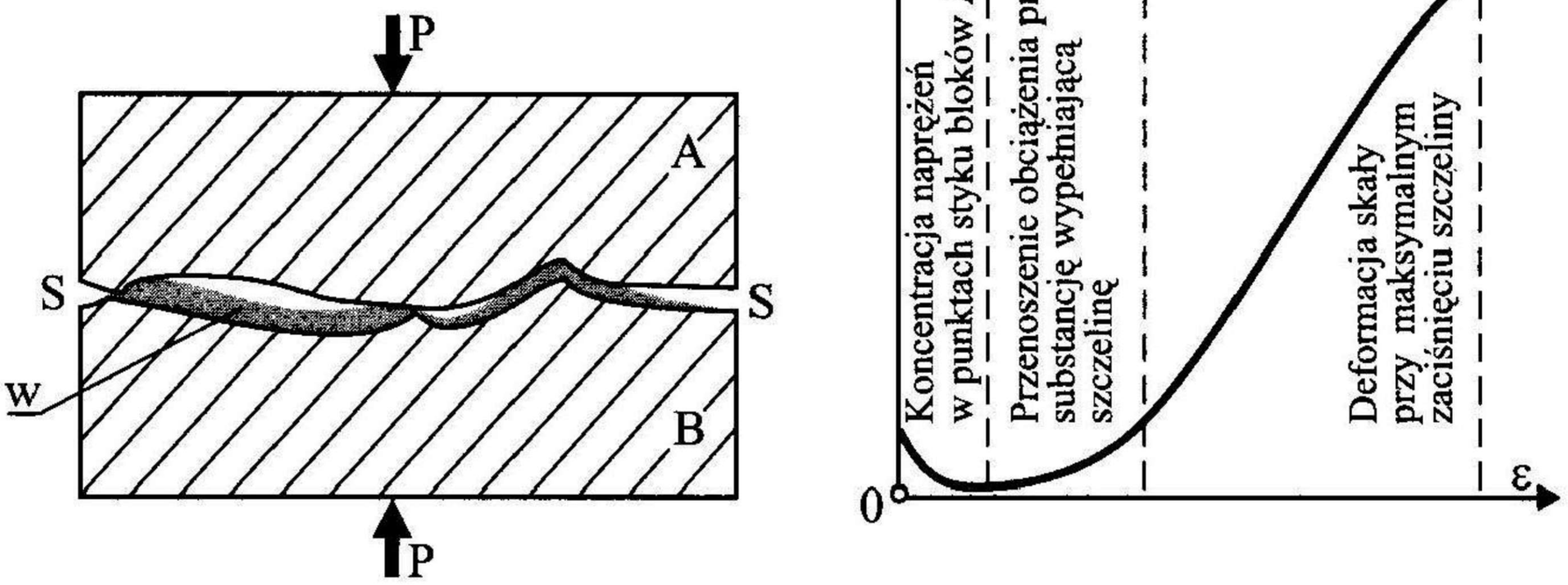
Spękania i szczeliny w skałach mogą być różnie zorientowane w stosunku do pola naprężeń. Stwarza to nieskończenie wiele możliwych kombinacji i uzyskanie uniwersalnych reguł rządzących procesem deformowania się skały i jej zniszczeniem, jest praktycznie niemożliwe. Dlatego też rozpatruje się dwa skrajne przypadki: deformację i zniszczenie skały pod wpływem naprężeń prostopadłych i równoległych do szczeliny.

Opis deformowania się spękanej skały, pod wpływem naprężeń normalnych i stycznych do szczeliny, umożliwia ekstrapolację uzyskanych wyników na inne, bardziej złożone przypadki.

Przebieg procesu deformowania się skały pod wpływem naprężeń, zależy nie tylko od występowania spękań, lecz również ich rozwarcia i wypełnienia. Stopień wygładzenia powierzchni pęknięcia w skale jest różny, a jak wykazały szczegółowe badania, chropowatość tych powierzchni ma duży wpływ na przebieg deformowania się i zniszczenia spękanej skały.

Na rys. 5.3 pokazano schematycznie skałę ze szczeliną dzielącą ją na bloki A i B. Szczelina ta wypełniona jest substancją mineralną (np. rozkruszoną skałą). Naprężenie spowodowane siłą P ma kierunek normalny do powierzchni pęknięcia.

Gdy siła P wzrasta, wzrastają również naprężenia normalne $\sigma$. Obciążenie przenoszone jest przez punkty kontaktu pomiędzy blokami A i B, to jest wierzchołki nierówności na powierzchni szczeliny. Za względu na małą powierzchnię styku, nawet przy małej sile P, naprężenia osiągają duże wartości. Koncentracja naprężeń wokół miejsc styku, powoduje przekroczenie wytrzymałości skały i powstawanie lokalnych obszarów zniszczenia (zmiażdżenia) skały. W wyniku tego lokalnego zniszczenia wzrasta powierzchnia styku i wytwarza się stan, w którym obciążenie przenoszone jest już nie tylko w miej-



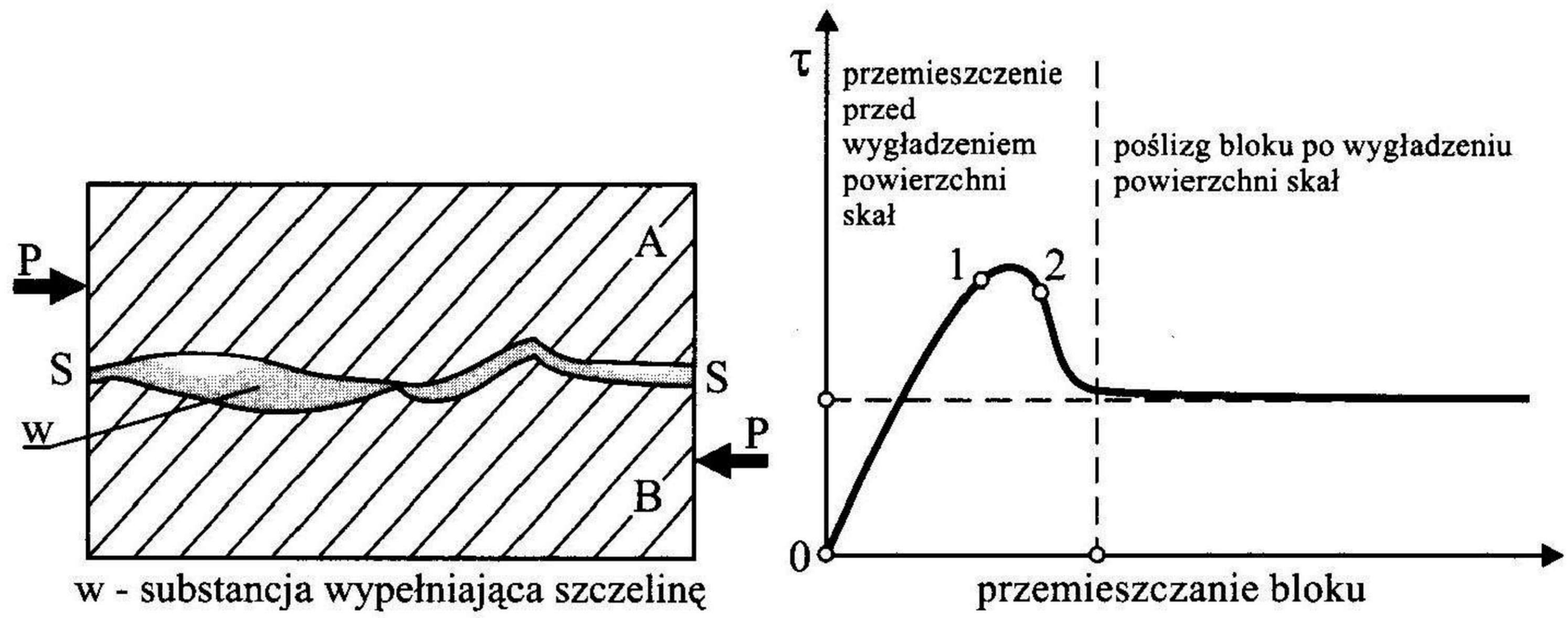

*Rys. 5.3. Naprężenia normalne do kierunku szczeliny.*

scach kontaktu bloków A i B, lecz także częściowo przez materiał stanowiący wypełnienie szczeliny.

Ponieważ materiał ten z reguły posiada inne własności geomechaniczne, niż otaczająca go skała, proces deformacji jest nadal nieliniowy. Stan taki utrzymuje się do czasu, gdy nastąpi całkowite zamknięcie szczeliny, lub gdy wypełniający ją materiał mineralny zostanie z niej wyciśnięty. Od tego momentu wytrzymałość skały spękanej, przy obciążeniu normalnym do kierunku pęknięcia, jest taka sama jak skały nienaruszonej.

Opisany mechanizm deformacji ma szczególne znaczenie wówczas, gdy w skale (w masywie skalnym) występuje system równoległych spękań i rozwarstwień. Przy obciążeniu takiego ośrodka skalnego w kierunku prostopadłym (poprzecznym) do spękań, oczekiwać można znacznych deformacji niesprężystych w miarę narastania obciążenia. Może stanowić to istotny problem inżynierski, jeżeli silnie spękana skała stanowić ma podłoże budowlane dla ciężkiego i wrażliwego na deformacje obiektu.

Problem taki może ujawnić się przy budowie obiektów na terenach dawnej płytkiej eksploatacji górniczej, gdzie nad wybranym złożem, na małej głębokości, powstaje szereg rozwarstwień w skałach stropowych.




*Rys. 5.4. Deformacja skały ze szczeliną zorientowaną równolegle do kierunku siły P.*

W zupełnie inny sposób deformuje się skała, jeżeli znajduje się pod działaniem sił skierowanych równolegle do kierunku pęknięcia. Szczelina i jej otoczenie staje się wówczas obszarem koncentracji naprężeń stycznych. Schematycznie przebieg procesu deformacji skały w takich warunkach ilustruje wykres na rys. 5.4.

W miarę zwiększania się naprężeń stycznych $\tau$, skała początkowo deformuje się jak ciało sprężyste, gdyż przemieszczaniu się bloku A względem B przeciwstawiają się siły kohezji oraz różnego rodzaju nierówności na powierzchni kontaktu. Deformację tę można uznać za sprężystą (quasi sprężystą). Odpowiada jej odcinek 0 - 1 wykresu na rys. 5.4.

Po pokonaniu oporów tarcia następuje przekroczenie wytrzymałości na ścinanie i poślizg bloku A po bloku B, przy czym w pierwszej fazie ruchu następuje wygładzenie powierzchni poślizgu (odcinek 1 - 2 na wykresie).

Gdy opory ruchu zostają pokonane, poślizg bloku A po bloku B odbywa się przy niższej wartości naprężeń, określonej wzorem:

$$\tau_s = \sigma \, tg\varphi_s \tag{5.4}$$

gdzie:

$\sigma$ - naprężenie normalne w stosunku do szczeliny

$\varphi_s$ - kąt tarcia wewnętrznego skał (współczynnik tarcia $\mu = tg\varphi_s$)

Wartość kąta tarcia wewnętrznego różnych skał zmienia się w granicach od kilku do około 60° (przeciętne wartości zawierają się w przedziale 25° - 40°). Współczynnik tarcia zależy od stopnia wygładzenia powierzchni szczeliny, a to z kolei zależy od struktury skały i rodzaju tworzących ją minerałów. Ważnym czynnikiem jest wilgoć, zwłaszcza wówczas, gdy szczelinę wypełnia materiał ilasty. Następuje wówczas znaczne obniżenie współczynnika tarcia, co w efekcie znacznie obniża wytrzymałość skały na ścinanie.

Jeżeli szczelina jest zawodniona, wówczas woda przenosi obciążenie i zmniejsza naprężenie normalne $\sigma$. W takich warunkach, przy ciśnieniu wody w szczelinie $p_s$, wytrzymałość na ścinanie obniża się zgodnie ze wzorem:

$$R_t = (\sigma - p_s)\, tg\varphi_s \tag{5.5}$$

Spadek wytrzymałości jest nawet większy, gdyż woda nie tylko redukuje naprężenie normalne, ale również obniża kąt tarcia wewnętrznego $\varphi_s$.

Wygładzenie powierzchni szczeliny ma również istotne znaczenie. Miarą chropowatości powierzchni szczeliny może być wielkość $c_s$, która odpowiada kohezji w znanym równaniu Coulomba. Wprowadzając ją do równania 5.5. otrzymuje się:

$$R_t = c_s + (\sigma - p_s)\, tg\varphi_s \tag{5.6}$$

Szczegółowe badania wpływu chropowatości szczeliny wykazały, że czynnik ten ma bardzo duże znaczenie w wielu zagadnieniach mechaniki skał (Patton 1966). Zapoczątkowane przez Pattona badania, a kontynuowane przez Burto-

na (1974), doprowadziły do opisania mechanizmu zniszczenia skały z chropowatą szczeliną (ang. asperities model).

## 5.4. Podstawowe badania próbek skał.

Metodyka badania próbek skalnych stanowi efekt żmudnych i pracochłonnych prac wykonywanych przez wielu specjalistów (np. Gramberg 1965, Bieniawski 1968, Brown 1974, Gzowskij 1975 i wielu innych). Podstawowy zakres badań własności geomechanicznych skał obejmuje:

- badania przy jednoosiowym ściskaniu,
- badania przy jednoosiowym rozciąganiu,
- badania na ścinanie,
- badania w dwuosiowym stanie naprężeń,
- badania w trójosiowym stanie naprężeń.

W zależności od potrzeb konstruowano różne urządzenia do badania próbek, umożliwiające oznaczanie własności skał w różnych warunkach obciążenia (np. obciążenia przykładane uderzeniowo, stałe, długotrwałe obciążenie itp.). Badaniom tym poświęcano odrębne publikacje różnych autorów, lecz ponieważ stanowią one badania specjalistyczne, omawianie ich metodyki pominięto, ograniczając się do syntetycznego omówienia badań rutynowych, stosowanych powszechnie w laboratoriach mechaniki skał.

Badania laboratoryjne próbek skał mają przede wszystkim na celu:

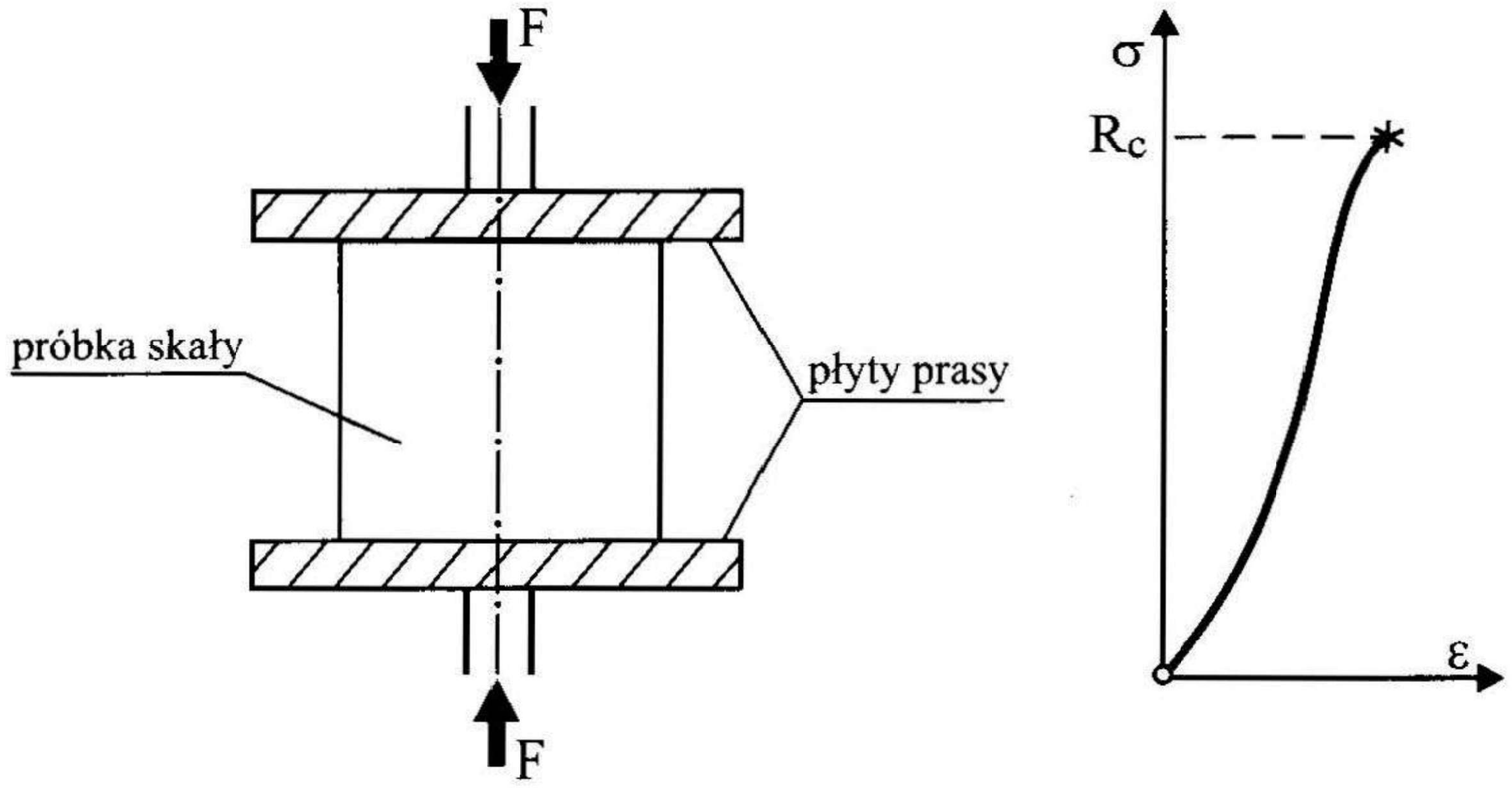
- stworzenie skali porównawczej dla własności geomechanicznych skał, potrzebnej inżynierom projektującym określone obiekty geotechniczne,
- określanie stanu naprężeń w masywie skalnym dla ustalenia warunków jakie projektowany obiekt musi spełniać,
- określenie tzw. stałych materiałowych, niezbędnych przy rozwiązywaniu problemów mechaniki skał metodami analitycznymi.

Badania laboratoryjne własności geomechanicznych skał rozpoczęto już w XIX wieku. Zakres oznaczeń i dokładność uzyskiwanych rezultatów zwiększały się w miarę rozwoju bazy aparaturowej i zapotrzebowania na te oznaczenia (rozwój inżynierii lądowej i wodnej, geotechniki, geologii inżynierskiej, górnictwa, tektonofizyki i innych dyscyplin). Uzyskiwanie różnych rozbieżnych wyników przez różne laboratoria stosujące różną technikę oznaczeń, wymusiło unifikację metodyki badań próbek skał. Szczegółowe informacje dotyczące przygotowywania prób do badań i stosowanej aparatury pomiarowej podane są w dostępnych podręcznikach (np. Jaeger 1979, Kidybiński 1982).

Badanie próbek skał na jednoosiowe ściskanie.

Badanie próbek skał w warunkach jednoosiowego ściskania stanowi najprostszy rodzaj badań w laboratorium geomechanicznym.
Badania takie wykonywane są w prasie. Próbkę o określonych wymiarach

umieszcza się pomiędzy płytami prasy i wywiera się narastający sukcesywnie nacisk, aż do jej zniszczenia.
Znając wymiary próbki (powierzchnię przekroju poprzecznego A) i wielkość nacisku, przy którym następuje zniszczenie (rozpad) próbki, oblicza się wytrzymałość skały na jednoosiowe ściskanie oznaczaną zazwyczaj jako $R_c$.
Jeżeli równocześnie, w miarę narastania nacisku P, mierzy się także odkształ-




*Rys. 5.5. Schemat oznaczania $R_c$ przy jednoosiowym ściskaniu.*

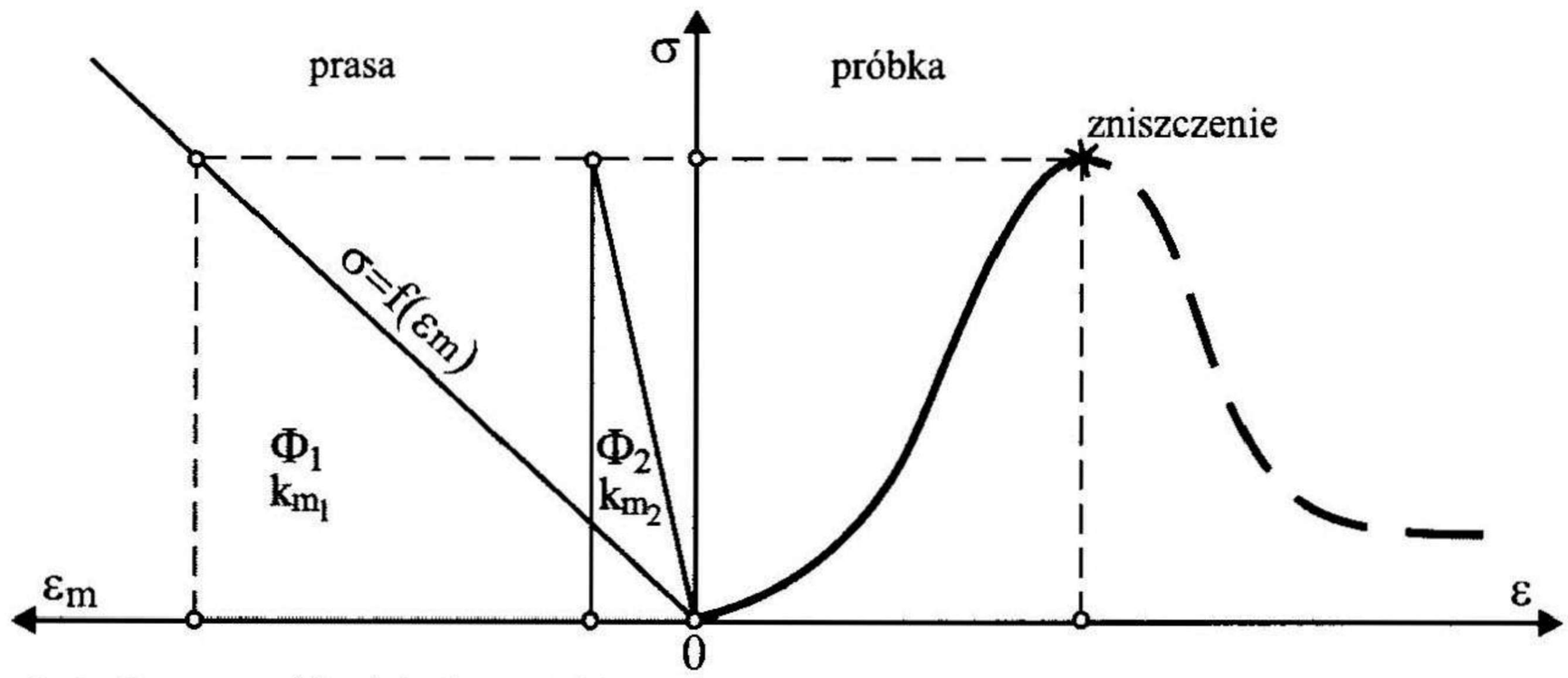
cenia ε jako $\varepsilon = \Delta h/h$, wówczas można uzyskać charakterystykę próbki jako wykres $\sigma = f(\varepsilon)$, z którego można odczytać nie tylko wytrzymałość skały, lecz również odkształcenie ε przy danym naprężeniu σ oraz moduł sprężystości liniowej E.

Zazwyczaj mierzy się nie tylko odkształcenia podłużne, lecz również poprzeczne $\varepsilon_2$, co umożliwia obliczenie współczynnika Poissone'a ν.

Pozornie wykonanie badań jest bardzo proste, lecz, jak się okazuje, komplikuje je szereg czynników.

W miarę narastania obciążenia pojawiają się odkształcenia poprzeczne $\varepsilon_2$. O ile występowanie tych odkształceń w środkowej części próbki ma mniejsze znaczenie, to odkształcenia te, w pobliżu powierzchni kontaktów próbki z płytami prasy, generują naprężenia styczne na tych powierzchniach, zmieniające stan naprężeń wewnątrz próbki i zniekształcając przez to wynik eksperymentu. Wpływ tego niepożądanego zjawiska ogranicza się stosując próbki o znormalizowanym kształcie i wymiarach. Próbki przygotowane do badań winny mieć kształt albo prostopadłościanów albo cylindrów, o stosunku długości do szerokości od 2,5 do 3,0. Dla ograniczenia tarcia na powierzchniach kontaktu próbka - prasa, powierzchnię próbki starannie się wygładza i powleka smarem grafitowym, dwusiarczkiem molibdenu, parafiną, bądź inną substancją zmniejszającą tarcie. Podobny efekt uzyskuje się umieszczając wkładki gumowe lub teflonowe pomiędzy próbką a prasą. Bardziej dokładne oznaczenia uzyskuje się stosując prasy z płytami szczotkowymi w wysokim stopniu ograniczającymi tarcie.

Niezmiernie duży wpływ na uzyskiwane wyniki, ma prędkość narastania obciążenia, co wiąże się z wytrzymałością czasową skały. Ze wzrostem

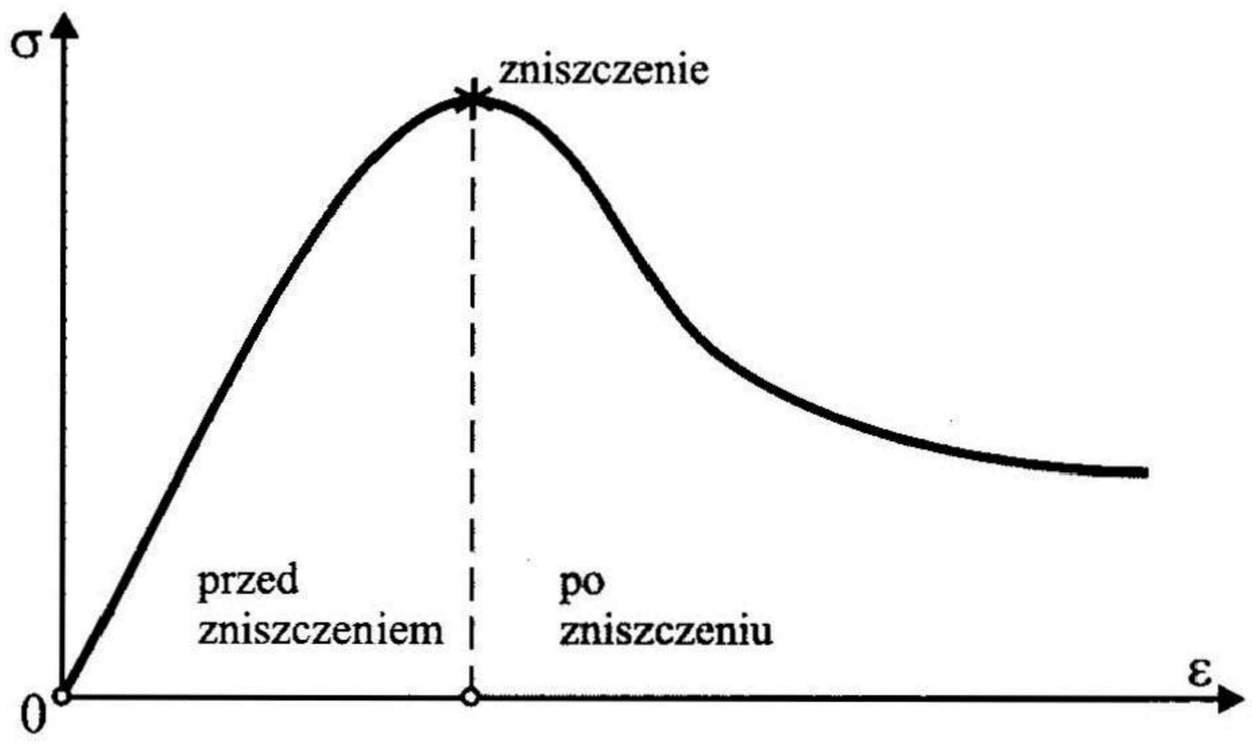



*Rys. 5.6. Sztywność układu próbka-prasa.*

obciążenia rośnie sprężystość i wytrzymałość skały, a zniszczenie ma charakter zniszczenia kruchego. Aby zapewnić porównywalność wyników uzyskiwanych w różnych laboratoriach, ustalono, że prędkość narastania obciążenia nie może być większa niż 1 MPa/s.

Wprowadzenie powyższych zasad nie rozwiązało jednak wszystkich problemów, gdyż jak się okazało, duży wpływ na wyniki badań ma konstrukcja prasy. Wpływ ten przejawia się w ten sposób, że równolegle z odkształceniem próbki $\varepsilon_1$ występuje odkształcenie prasy $\varepsilon_m$. Jeżeli prasę potraktuje się jako ciało sprężyste, wówczas wykres $\sigma = f(\varepsilon_m)$ będzie linią prostą (rys. 5.6), a w miarę narastania obciążenia w prasie akumuluje się energia sprężysta $\Phi$. Po przekroczeniu wytrzymałości, energia ta zostaje nagle uwolniona i zamienia się w pracę zużytkowaną na zniszczenie, rozdrobnienie próbki i odrzut okruchów skały. Ilość energii nagromadzonej w prasie jest miarą sztywności prasy $k_m$. W prasach miękkich ($k_{m_1}$ na rys. 5.6), nagromadzi się znacznie więcej energii, niż w prasach sztywnych ($k_{m_2}$ na rys. 5.6). W pierwszym przypadku ilość energii przekazanej próbce będzie duża, a w drugim znacznie mniejsza.

Stosowanie pras miękkich uniemożliwia uzyskanie wykresu $\sigma = f(\varepsilon)$ w fazie poniszczeniowej, to jest po przekroczeniu wytrzymałości skały. Należy podkreślić, że zdolność skały do przenoszenia naprężeń w stanie poniszczeniowym, jest niezmiernie ważną własnością skały (na przykład wytrzymałość strefy spękań występującej wokół wyrobiska górniczego).




*Rys. 5.7. Charakterystyka skały $\sigma = f(\varepsilon)$, łącznie z odcinkiem poniszczeniowym (według Bieniawskiego 1968).*

Zwiększając znacznie sztywność pras przez odpowiednie zmiany kon-

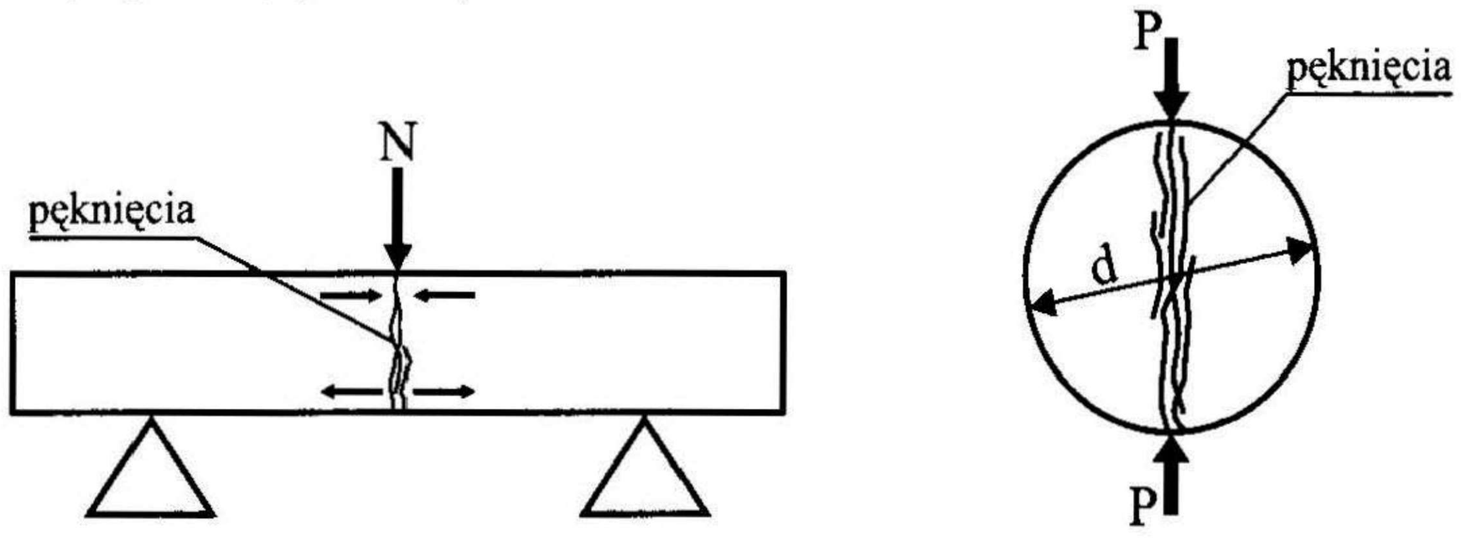
strukcyjne (duży ciężar kolumn, ograniczenie do minimum ilości olejów w cylindrach hydraulicznych), otrzymano pełną charakterystykę $\sigma = f(\varepsilon)$ dla obciążonej skały, również z częścią pozniszczeniową (Bieniawski 1969).

W roku 1970 Rummel i Fairhurst zastosowali prasę z układem serwosterującym, której konstrukcja ułatwia dyssypację energii gromadzącej się w prasie, uzyskując tym samym pełną charakterystykę naprężenie-odkształcenie.

Najczęściej określanym parametrem skały jest wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie. Wykorzystuje się ją w ocenie własności skały. Ponieważ wyznaczanie wytrzymałości skały na jednoosiowe ściskanie wymaga odpowiedniego przygotowania próbek, dostępności prasy i wykonania żmudnych i pracochłonnych testów, opracowano szereg prostych metod umożliwiających oznaczenia tego parametru nawet w warunkach terenowych. W Polsce skonstruowano przenośną małą prasę umożliwiającą wyznaczanie wytrzymałości skał na ściskanie metodą punktową. Oznaczenia wykonuje się zazwyczaj na rdzeniach wiertniczych (Kidybiński 1982).

Badania na jednoosiowe rozciąganie.

Oznaczanie wytrzymałości skał na rozciąganie jest znacznie bardziej skomplikowane, niż na ściskanie. Podstawowe trudności powstają już przy mocowaniu próbki w maszynie wytrzymałościowej (zrywarce). Dlatego też zazwyczaj wytrzymałość na rozciąganie wyznacza się najczęściej przez zginanie, lub metodą brazylijską (rys. 5.8).

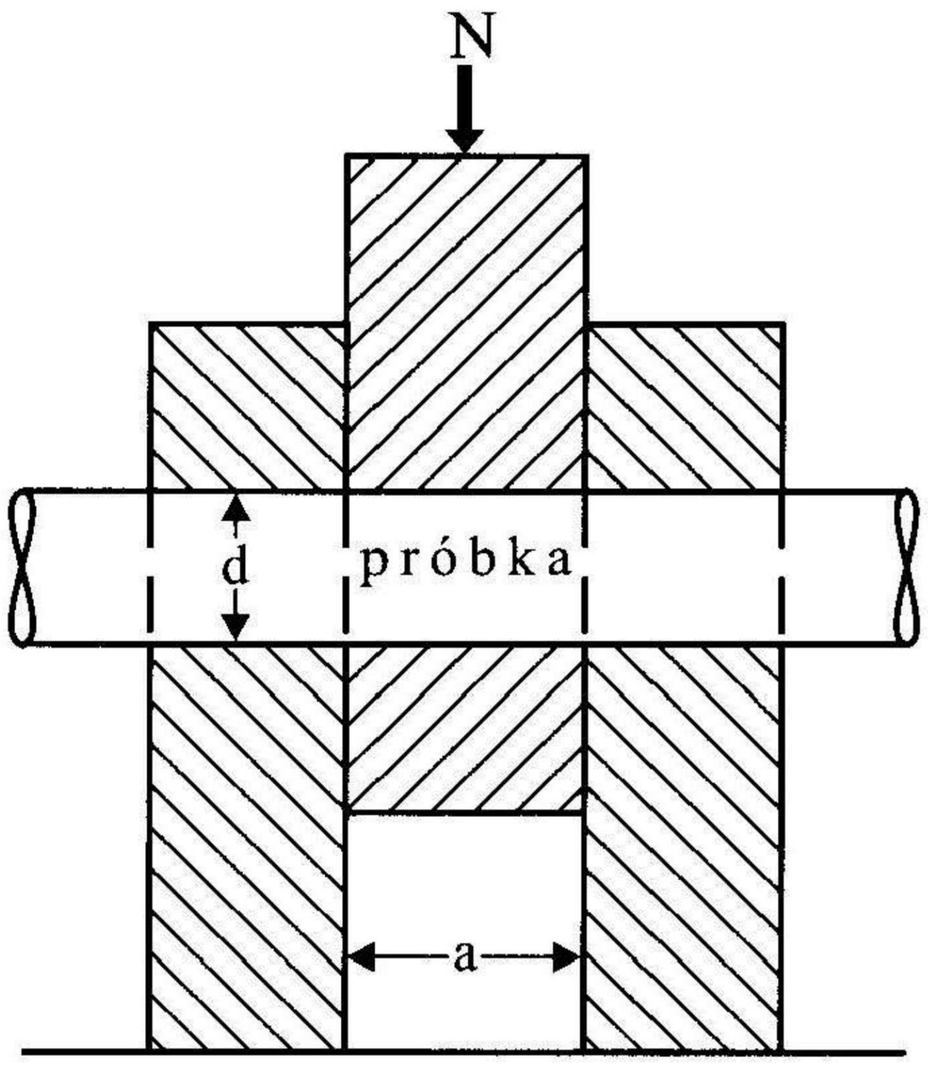



a) przez zginanie b) metodą brazylijską

*Rys. 5.8. Oznaczanie wytrzymałości próbek skały na rozciąganie.*

W pierwszym przypadku (rys. 5.8a), próbka o odpowiednim kształcie i wymiarach zginana jest siłą N. Po stronie wypukłej próbki występują naprężenia rozciągające, natomiast po wklęsłej ściskające. Ponieważ wytrzymałość skały na rozciąganie jest zawsze mniejsza od wytrzymałości na ściskanie, próbka pęka od jej strony wypukłej na skutek przekroczenia wytrzymałości na rozciąganie.

Sposób drugi (rys. 5.8b), „metoda brazylijska" jest powszechnie stosowany w mechanice skał i polega na ściskaniu najczęściej cylindrycznej próbki




*Rys. 5.9. Oznaczanie wytrzymałości próbki skały na ścinanie.*

o długości l i średnicy d siłą skupioną P wzdłuż średnicy. W ściskanej próbce pojawiają się naprężenia rozciągające, prostopadłe do kierunku ściskania. Wytrzymałość na rozciąganie oblicza się ze wzoru:

$$R_r = \frac{2P}{\pi l d}$$

Metodyka oznaczania wytrzymałości na rozciąganie metodą brazylijską jest określona odpowiednimi normami.

Oznaczanie wytrzymałości na ścinanie.

Oznaczając wytrzymałość próbki skalnej na proste (czyste) ścinanie, umieszcza się ją w stalowych uchwytach zewnętrznych (rys. 5.9).

Pod wpływem nacisku N na przesuwny uchwyt wewnętrzny następuje wymuszone ścięcie skały wzdłuż powierzchni stykania się uchwytów. Naprężenie ścinające oblicza się ze wzoru:

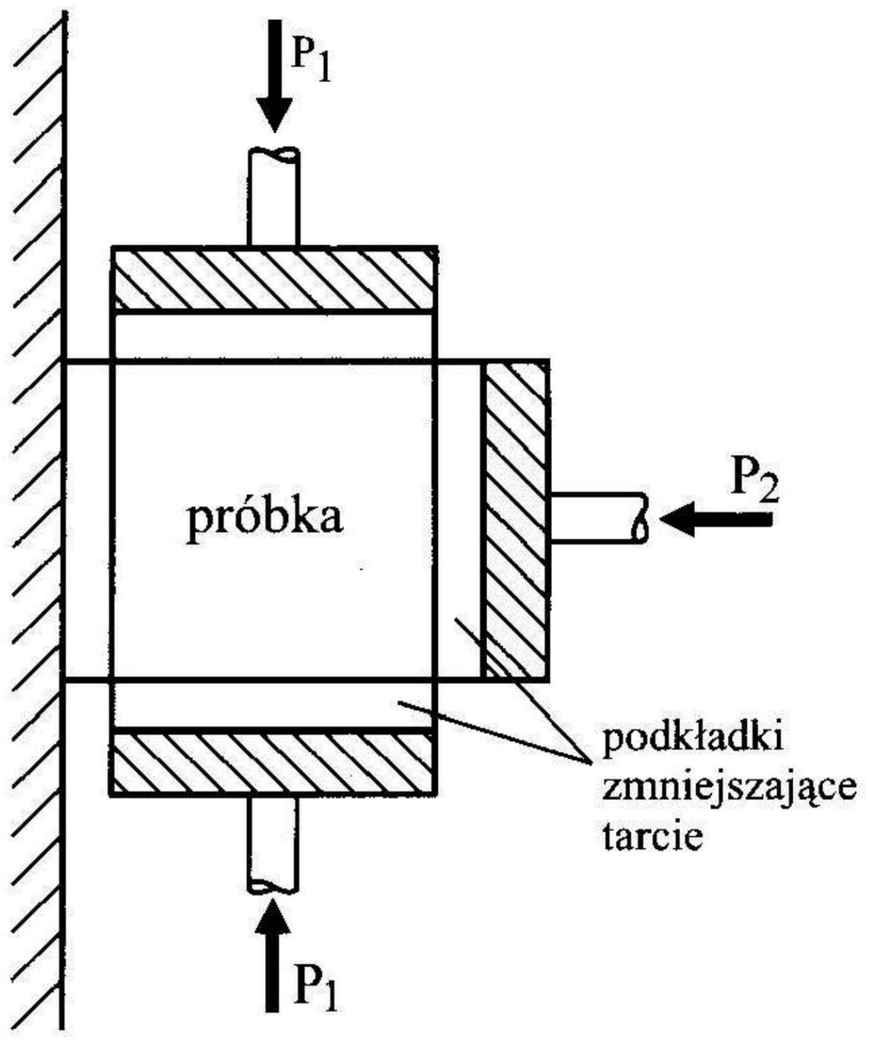
$$\tau = \frac{2N}{\pi d^2}$$

Bardziej skomplikowane przypadki zniszczenia przez ścinanie, które jest najbardziej powszechnym rodzajem zniszczenia skały w przyrodzie, wymagają zastosowania specjalnej i precyzyjnej aparatury pomiarowej.

Badania w dwuosiowym stanie naprężeń.

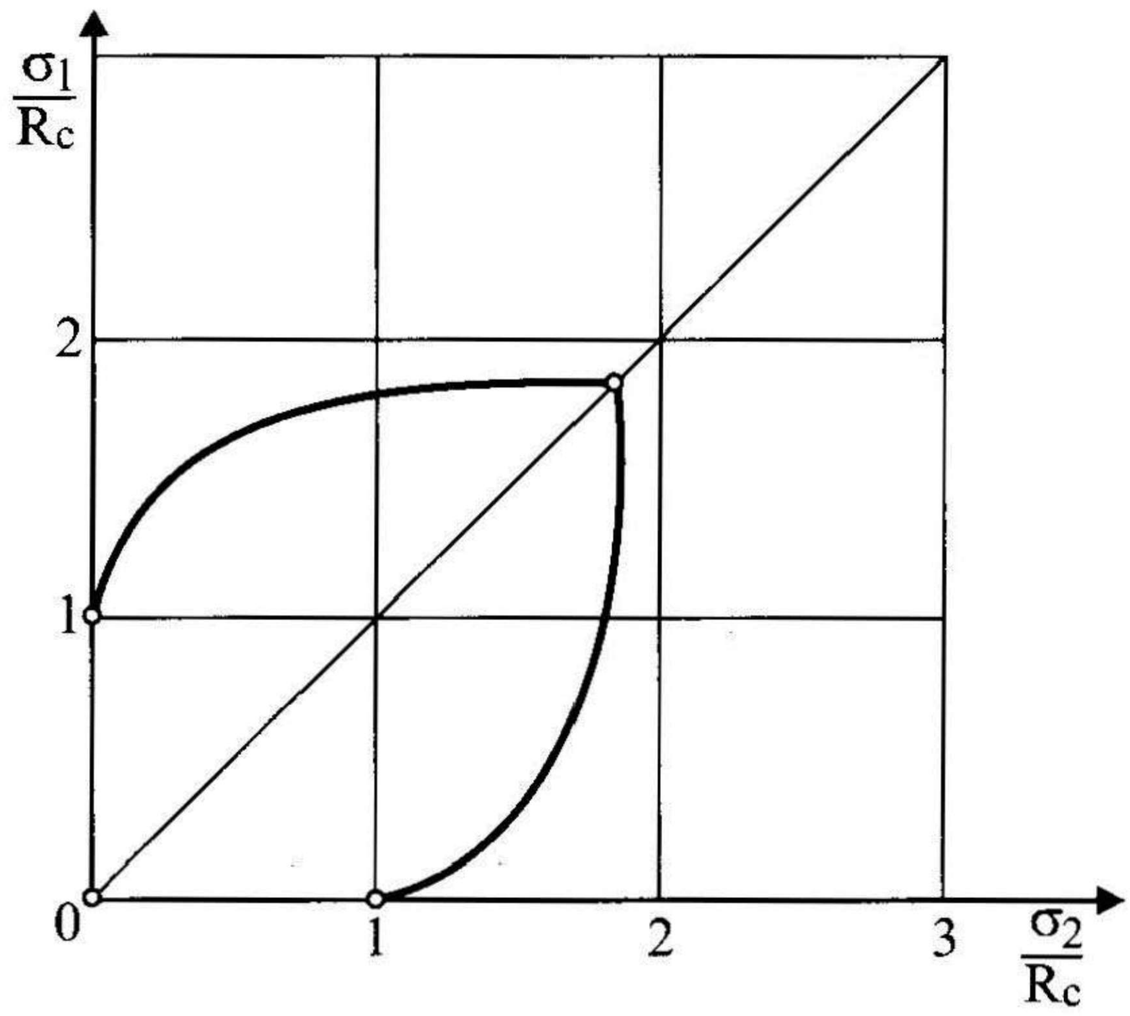
Jednoosiowe ściskanie lub rozciąganie w przyrodzie występuje bardzo rzadko. Najczęstszy stan naprężeń, z jakim spotyka się projektant tunelu, zapory wodnej, wyrobiska górniczego, to stan dwuosiowy (stan płaski) z naprężeniami głównymi $\sigma_1$ oraz $\sigma_2$.

Aby badać zachowanie się próbek skał w warunkach zbliżonych do rzeczywistych, Hobbs skonstruował odpowiednie urządzenie przedstawione na rys. 5.10. Badania prowadzi się zmieniając odpowiednio wartości $P_1$ oraz $P_2$, a uzyskiwane wyniki przedstawia się zazwyczaj




*Rys. 5.10. Urządzenie do badania skał w dwuosiowym stanie naprężeń.*

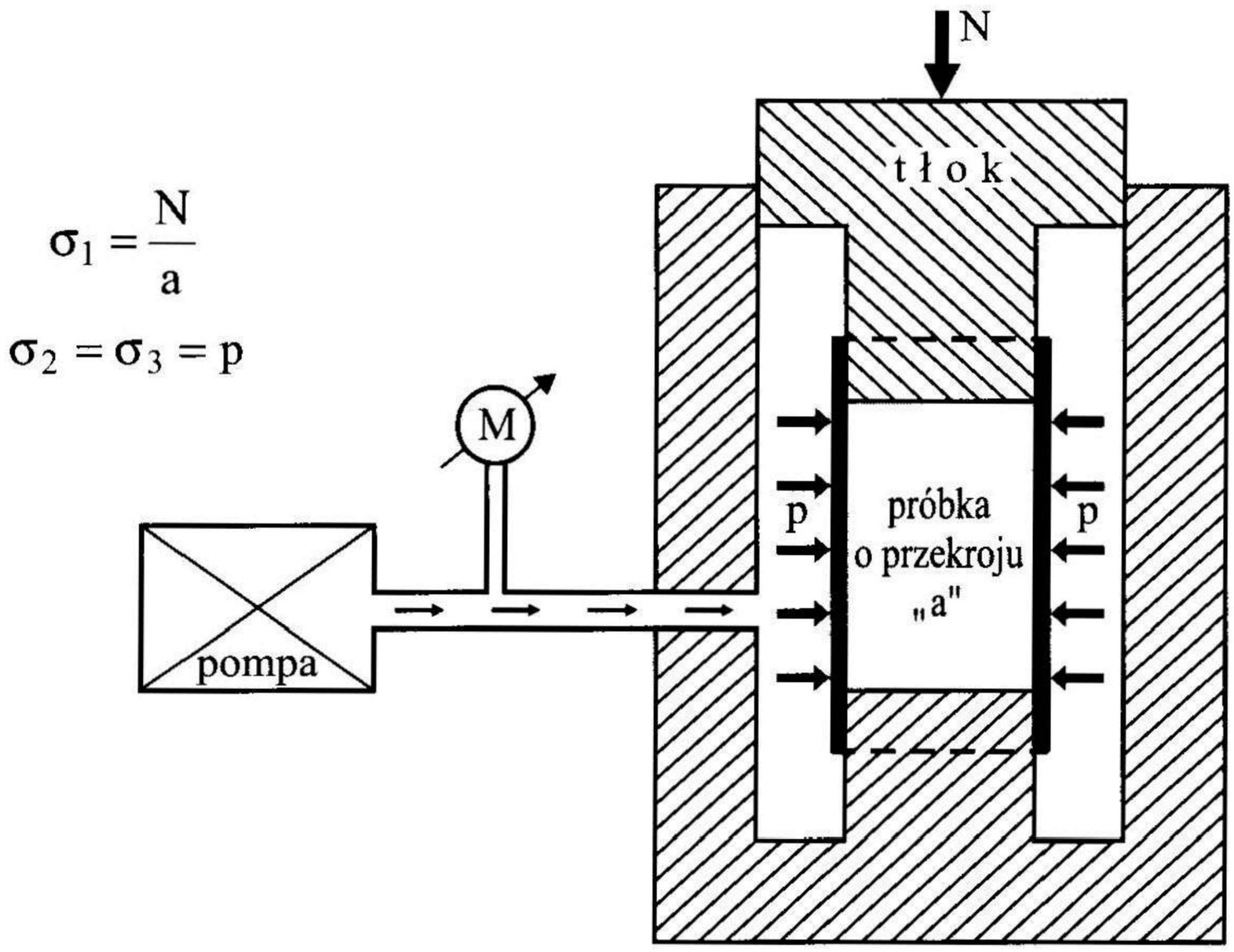
w formie wykresu w prostokątnym układzie współrzędnych. Oś rzędnych wyskalowana jest w wartościach ilorazu $\sigma_1/R_c$, natomiast odciętych w wartościach $\sigma_2/R_c$, przy czym przez $R_c$ oznaczono wytrzymałość skały na jednoosiowe ściskanie.
Na rys. 5.11 przedstawiono wyniki uzyskane dla węgla (Hobbs 1962). Jak wykazały doświadczenia, wytrzymałość skały w warunkach dwuosiowego ściskania jest o około 20% większa od wytrzymałości oznaczonej przy jednoosiowym ściskaniu (Brown 1974).




*Rys. 5.11. Wyniki badania próby węgla w dwuosiowym stanie naprężeń.*

Badania w stanie trójosiowym.

W warunkach naturalnych, gdy masyw nie jest dodatkowo obciążony, skały znajdują się w stanie wszechstronnego ściskania. Znajomość zachowania się ich w takim stanie naprężeń, jest szczególnie ważna przy analizowaniu zjawisk geomechanicznych zachodzących na dużej głębokości. W 1911 roku Karman skonstruował specjalną komorę, której zasadę działania ilustruje rys. 5.12.




*Rys. 5.12. Komora Karmana.*

Próbkę umieszcza się w cylindrze pomiędzy płytami prasy. Przy pomocy pompy na próbkę wywierane jest ciśnienie boczne p, natomiast przez tłok nacisk N. Ponieważ ciśnienie p działa na pobocze próbki, powodując naprężenia $\sigma_2$, a nacisk N powoduje powstawanie naprężeń $\sigma_1$, w próbce powstaje trójosiowy stan naprężeń zbliżony do litostatycznego, w którym naprężenie główne skierowane jest pionowo, a naprężenia działające na obwodzie próbki w kierunku poziomym są równe. Powstaje w ten sposób rozkład naprężeń osiowo-symetryczny, w którym regulując nacisk N oraz ciśnienie otaczające (okólne) p, można uzyskiwać różne co do wielkości stany naprężeń.

Doświadczenia zapoczątkowane przez Karmana i kontynuowane przez innych badaczy wykazały, że skały, które w normalnych warunkach zachowują się jako ciała kruche, przy wzroście ciśnienia okólnego, zaczynają nabierać cech ciała plastycznego ulegając daleko idącym odkształceniom trwałym, bez utraty ciągłości.

Na reakcję skały na obciążenie duży wpływ ma woda wypełniająca pory i szczeliny w skale oraz ciśnienie, pod jakim ta woda się znajduje. Aby uwzględnić wpływ wody, komory do badania próbek skał w osiowo-symetrycznym stanie naprężeń wyposażane są w dodatkowe urządzenie umożliwiające wypełnienie porów i szczelin w skale cieczą lub gazem. Badania skał nasyconych cieczą lub gazem pod ciśnieniem umożliwiają badanie skały jako ośrodka dwu-, a nawet trójfazowego. Wyniki takich badań wykorzystuje się przy projektowaniu eksploatacji ropy naftowej i gazu ziemnego, badaniu mechanizmów wyrzutów węgla i gazu w kopalniach itd.

W Polsce badania próbek skał w wysokociśnieniowej komorze Karmana prowadzone są przez Instytut Mechaniki Górotworu PAN w Krakowie (Gustkiewicz 1990).

# MECHANIZM ZNISZCZENIA SKAŁY

Większość skał (granity, gabro, kwarcyty, wapienie, piaskowce o spoiwie krzemionkowym itd.) posiada cechy ciała kruchego. Badania nad mechanizmem kruchego zniszczenia skały rozpoczęto w latach 60-tych i obecnie mechanizm ten jest stosunkowo dobrze rozpoznany.

## 6.1. Teoria Griffitha.

Griffith badając pękanie materiałów kruchych (szkła), po wykonaniu serii doświadczeń w roku 1924 opublikował teorię, według której przyczyną zniszczenia są defekty materiału w postaci mikroskopijnych szczelin, nazwanych później szczelinami Griffitha

Teoria ta, w swej oryginalnej postaci, dotyczyła pękania materiałów kruchych w polu naprężeń rozciągających. Griffith udowodnił jednak, że spękania mogą również się rozwijać w polu naprężeń ściskających.

Szczelinę Griffitha można schematycznie przedstawić w postaci wydłużonej, silnie spłaszczonej elipsy (rys. 6.1). W wierzchołkach takiej elipsy o dłuższej osi 2a następuje koncentracja naprężeń zgodnie ze wzorem:

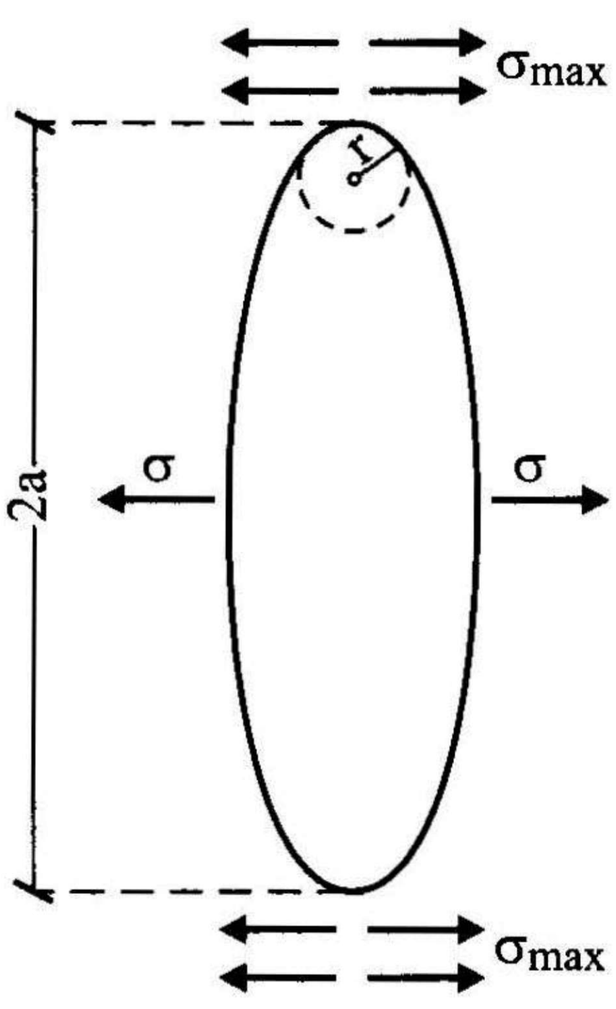
$$\sigma_{max} = 2\sigma\sqrt{\frac{a}{r}} \tag{6.1}$$

gdzie: r - promień krzywizny w wierzchołku elipsy.

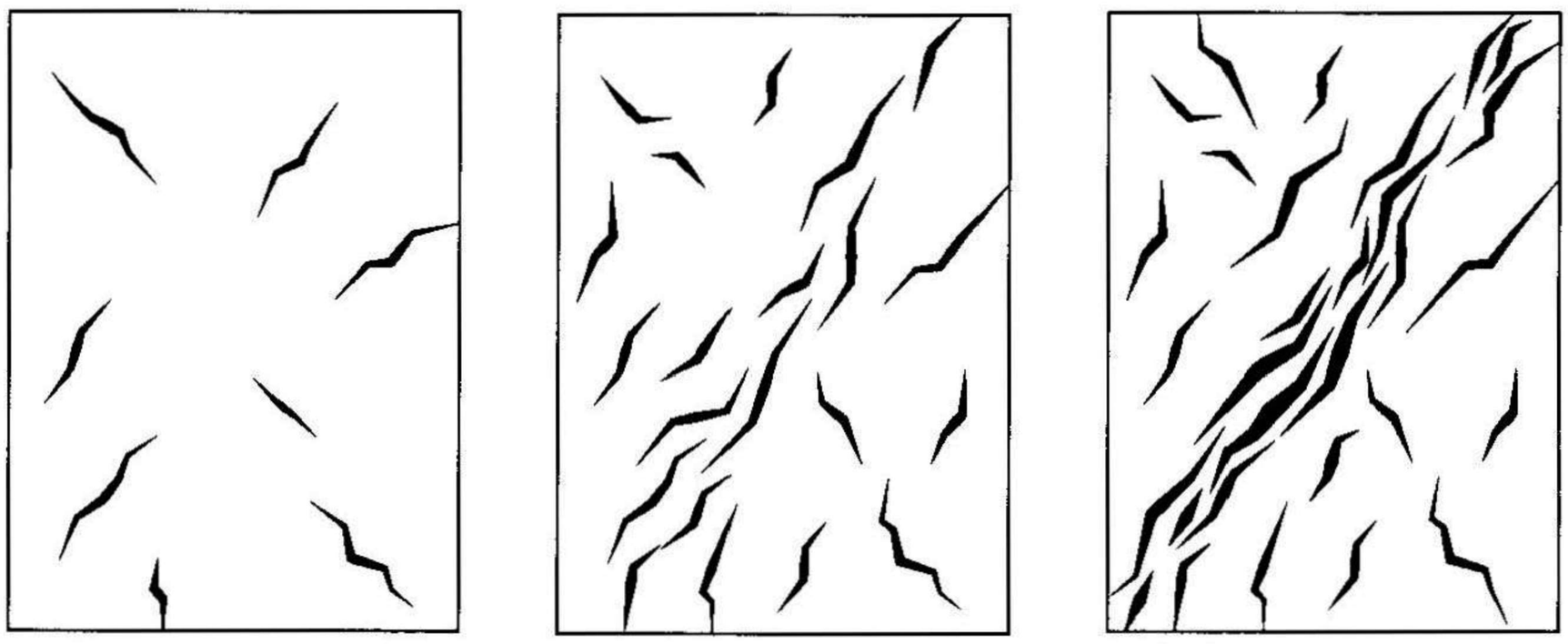
Jeżeli naprężenie $\sigma_{max}$ będzie większe, niż wytrzymałość na rozciąganie na obwodzie elipsy, wówczas powstanie pęknięcie, propagujące w kierunku uzależnionym od orientacji pola naprężeń.

Traktując pory i mikrospękania w skale jako szczeliny Griffitha, zaadaptowano tę teorię również do opisu zniszczenia skały.

Próby zastosowania teorii Griffitha w opisie procesu zniszczenia skały kruchej dawały początkowo dobre rezultaty (Orwan 1948, Brace 1960, Murell 1965). Z czasem jednak zaobserwowano, że, o ile teoria Griffitha daje dobre rezultaty w polu naprężeń rozciągających, to próby jej zastosowania do opisu procesu niszczenia skały w polu naprężeń ściskających dały zdecydowanie gorsze wyniki. Jak się później okazało, wynikało to z konieczności dokonania przez autora teorii koniecznych uproszczeń w




*Rys. 6.1. Szczelina Griffitha.*



*Rys. 6.2. Schemat formowania się makroskopowej powierzchni pęknięcia.*

jej sformułowaniu (Czubaszek 1974). Spowodowało to jednak spadek zainteresowania griffithowską teorią pękania.

Liczne badania laboratoryjne i eksperymenty wskazywały jednak na rolę mikrospękań w skale jako „zarodników" procesu pękania. Potwierdziły to badania elastooptyczne i mikroskopowe (Brace i Blombolaskis 1963, Bieniawski 1966). Badania te wykazały, że przy większej liczbie spękań i szczelinek, następuje ich łączenie się w makroskopową powierzchnię zniszczenia według schematu na rys. 6.2.

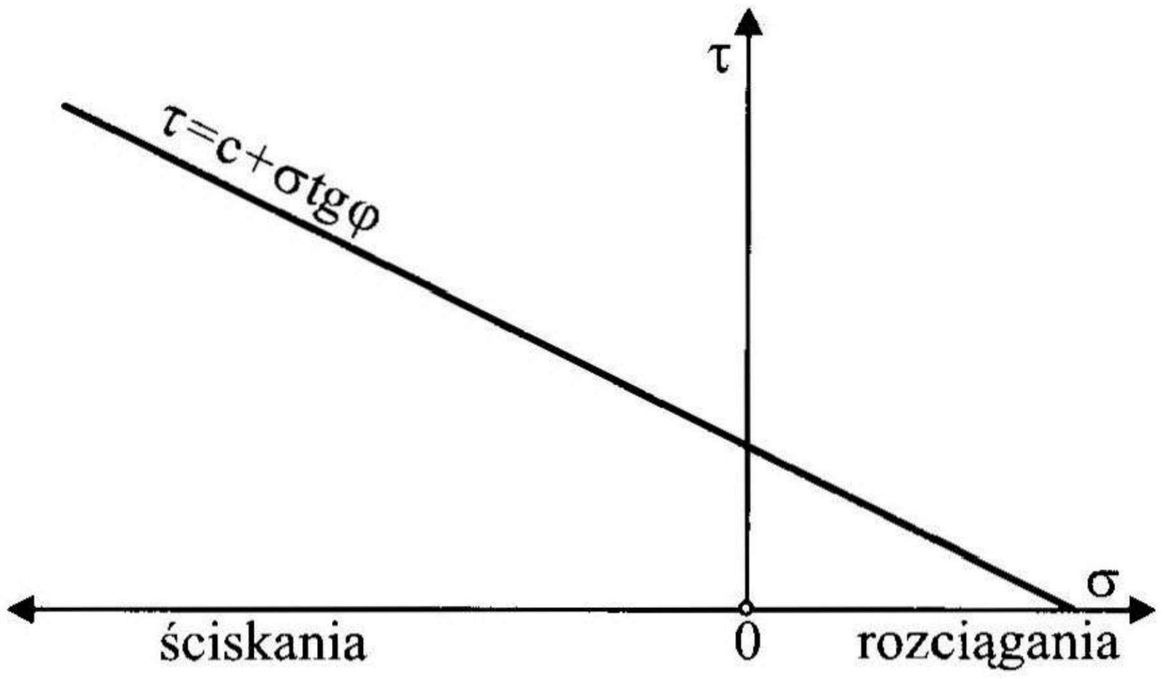
Powierzchnia pęknięcia jest chropowatą powierzchnią zniszczenia ściciowego lub tensyjnego. Początek łączenia się szczelinek w powierzchnię zniszczenia zaobserwowano już gdy naprężenia w próbkach wynosiły tylko 50% wytrzymałości skały. Przy naprężeniach wynoszących 80% wytrzymałości skały proces powstawania szcelin i ich łączenia się przebiegał już lawinowo (Bieniawski 1967).

## 6.2. Teoria Coulomba-Mohra.

Teoria Coulomba-Mohra dotyczy zniszczenia ośrodka pod wpływem naprężeń stycznych. Według znanego z mechaniki gruntów równania Coulomba naprężenia styczne $\tau$ określa formuła:

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg}\varphi$$

gdzie przez c oznaczono kohezję (spójność) skały, a przez $\varphi$ jej kąt tarcia wewnętrznego. W późniejszych badaniach ustalono, że dla skał lepsze rezultaty uzyskuje się jeżeli kohezję c zastąpi się przez 2R, oznaczając przez R wytrzymałość skały na rozciąganie (Brace 1960).



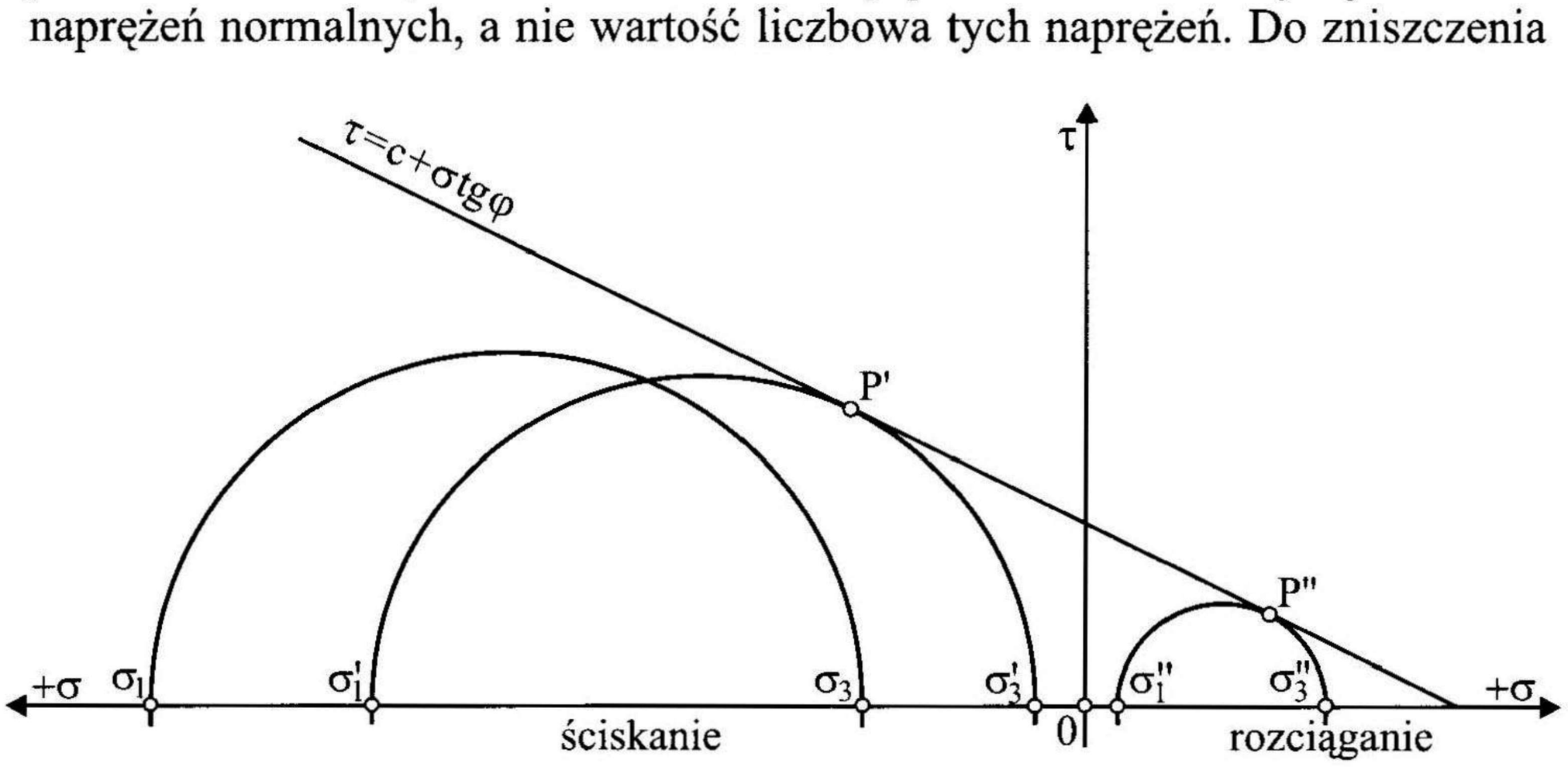

*Rys. 6.3. Kryterium Coulomba.*

W układzie współrzędnych: oś rzędnych $\tau$ (naprężenia styczne), oś odciętych $\sigma$ (naprężenia normalne) kryterium Coulomba obrazuje linia prosta (rys. 6.3).

Prosta na rysunku 6.3 przedstawia stany graniczne, to jest wytrzymałość na ścinanie dla odpowiednich wartości naprężeń stycznych. Z rozdziału 3 wiadomo jednak, że wielkość maksymalnych naprężeń stycznych $\tau$ zależy od różnicy głównych naprężeń normalnych $\sigma_1$ oraz $\sigma_3$. Aby uwzględnić tę zależność, Mohr zastosował okrąg o średnicy równej $\sigma_1 - \sigma_3$ (znany w mechanice ośrodków ciągłych pod nazwą koła Mohra). Środek tego okręgu ma współrzędne $\tau = 0$ oraz $\sigma = 1/2(\sigma_1-\sigma_3)$.

Jeżeli koło Mohra skonstruowane w podany wyżej sposób osiągnie styczność z prostą Coulomba, wówczas nastąpi zniszczenie skały przez ścinanie. Warunek zniszczenia ilustruje rys. 6.4., na którym pokazane są trzy koła Mohra. Koło 1 dla naprężeń $\sigma_1$ i $\sigma_3$ nie osiąga styczności z prostą Coulomba, koło 2 dla naprężeń $\sigma_1'$ i $\sigma_3'$ osiąga tę styczność w punkcie P', natomiast koło 3 dla naprężeń $\sigma_1''$ i $\sigma_3''$ w punkcie P''. Należy zwrócić uwagę na wielkości naprężeń normalnych $\sigma_1$ i $\sigma_3$ na rysunku. Przy naprężeniach $\sigma_1$ i $\sigma_3$ (liczbowo największych) nie następuje zniszczenie skały ze ścinania, gdyż koło Mohra nie osiąga styczności z prostą.

Pozostałe dwa koła osiągają tę styczność pomimo znacznie niższych wartości naprężeń normalnych. Podkreślono to celowo, aby zwrócić uwagę jeszcze raz na fakt, że o zniszczeniu skały przez ścinanie decyduje różnica naprężeń normalnych, a nie wartość liczbowa tych naprężeń. Do zniszczenia




*Rys. 6.4. Kryterium Coulomba - Mohra.*

skały może dojść przy niewielkich naprężeniach jeżeli różnica ich będzie odpowiednio duża i nie dojść nawet wówczas, gdy, przy bardzo dużej wartości naprężeń, różnica ich nie będzie wystarczająca.

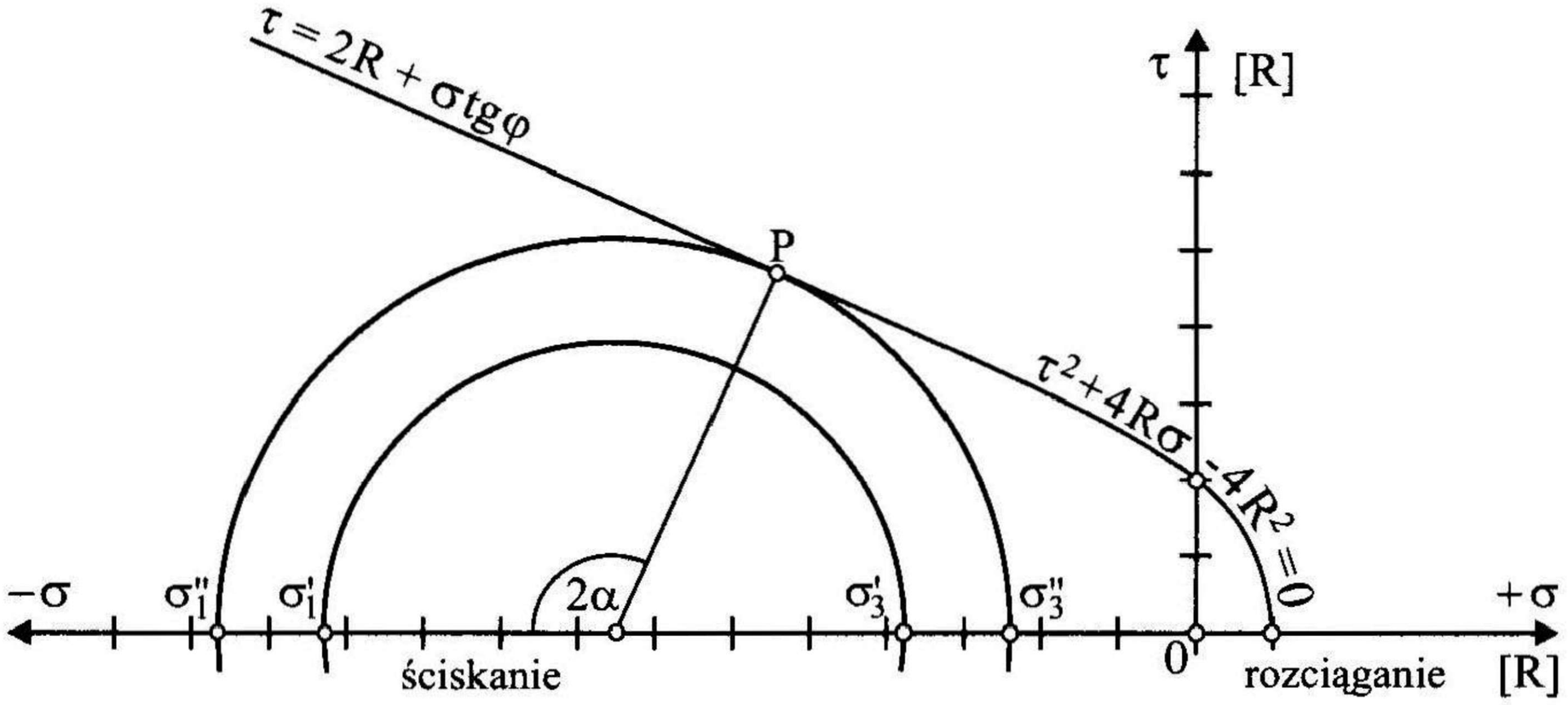
Kryterium Coulomba-Mohra stosunkowo dokładnie opisuje zniszczenie skały przez ścinanie, gdy ścinanie to następuje pod wpływem normalnych naprężeń ściskających. W sytuacjach, gdy naprężenia te są rozciąganiami, kryterium to nie może być stosowane.

Wyniki wyżej opisanych badań spowodowały wznowienie studiów nad teorią Griffitha, które doprowadziły do opracowania tzw. zmodyfikowanego kryterium Griffitha (McClintock i Walsh 1962). Kryterium to stanowi w pewnym sensie połączenie hipotezy wytrzymałościowej Coulomba-Mohra z teorią Griffitha.
W kryterium tym obwiednia składa się z dwóch części:

- prostoliniowej: $$\tau = 2R + \sigma \operatorname{tg}\varphi \tag{6.2}$$

- i parabolicznej: $$\tau^2 + 4R\sigma - 4R^2 = 0 \tag{6.3}$$

Przez R oznaczono wytrzymałość skał na rozciąganie, a przez φ kąt tarcia wewnętrznego. Obwiednię złożoną z takich dwóch części przedstawia rys. 6.5.




*Rys. 6.5. Zmodyfikowane kryterium Coulomba-Mohra.*

Zniszczenie skały następuje wówczas, gdy koło Mohra o średnicy $\sigma_1 - \sigma_3$ osiąga styczność z obwiednią. Jeżeli koło Mohra osiągnie styczność w punkcie o współrzędnych $\sigma = R$ oraz $\tau = 0$, wówczas kąt $\alpha = 90^o$, co oznacza, że powierzchnia zniszczenia jest równoległa do kierunku naprężenia głównego $\sigma_1$ i prostopadła do kierunku naprężenia głównego $\sigma_3$.
Na przebieg procesu zniszczenia duży wpływ ma woda występująca w skale. Zagadnienie to będzie bliżej omówione w rozdz. 6.5. poświęconym wpływowi wody na procesy geomechaniczne.

Obwiednia opisuje własności geomechaniczne danej skały. Zniszczenie tej skały następuje wówczas, gdy koło Mohra $\sigma_1 - \sigma_3$ ze środkiem na osi $\sigma$ w punkcie o odciętej 1/2 ($\sigma_1 - \sigma_3$), osiągnie styczność z obwiednią w punkcie P. Na rysunku 6.5. przedstawiono dwa koła. Pierwsze, o średnicy $\sigma_1' - \sigma_3'$, nie osiąga styczności z obwiednią, co oznacza, że skała nie zostanie zniszczona. Jeżeli jednak naprężenie $\sigma_1'$ wzrośnie do $\sigma_1''$ a naprężenie $\sigma_3'$ zmaleje do $\sigma_3''$, wówczas średnica koła zwiększy się i koło to osiągnie styczność z obwiednią

w punkcie P. Następuje wówczas zniszczenie „ze ścinania" skały. Pojawiają się w niej pęknięcia nachylone pod kątem $\alpha$ do kierunku naprężenia $\sigma_3$. Podane wyżej zmiany naprężeń (wzrost $\sigma_1$ i zmniejszenie się $\sigma_3$) występują powszechnie w zasięgu wpływu eksploatacji górniczej, co jest głównym powodem powstawania strefy spękań w otoczeniu wyrobisk.

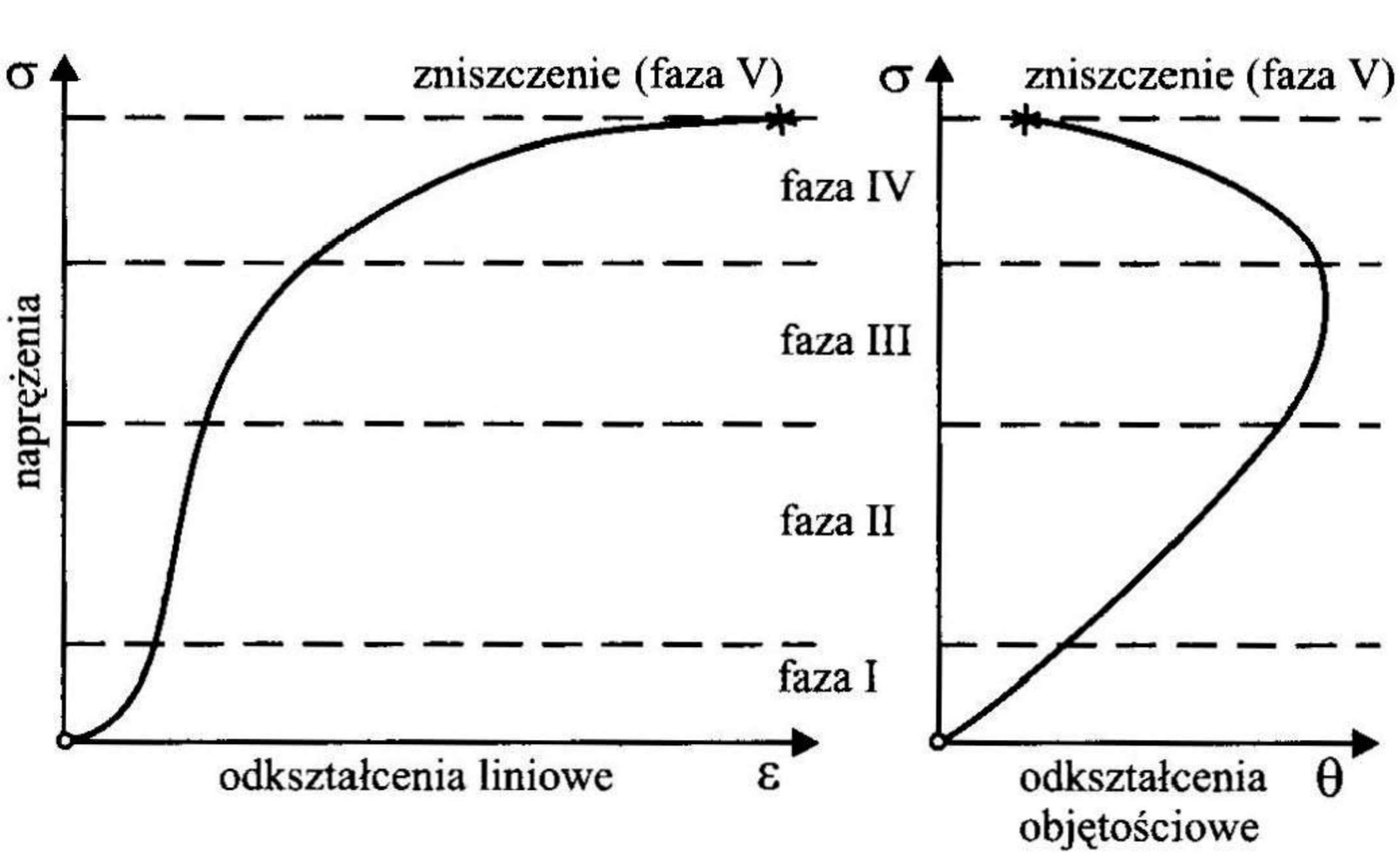
Zmodyfikowane kryterium Griffitha opisuje z wystarczającą dokładnością zniszczenie skał. Wykorzystanie tego kryterium wymaga jednak znajomości kształtu obwiedni, którą można wyznaczyć tylko na podstawie żmudnych badań, wykonywanych odrębnie dla każdej skały. Dlatego też kryterium to wykorzystywane jest głównie do analiz o charakterze jakościowym.

## 6.3. Mechanizm zniszczenia skały kruchej.

Model zniszczenia skały kruchej (kruchego pękania), został podany na podstawie badań laboratoryjnych Bieniawskiego. Według tego modelu w procesie zniszczenia skały kruchej można wyróżnić 5 faz wydzielonych na rys. 6.6.

Po obciążeniu skały w pierwszej początkowej fazie następuje zamykanie się porów i szczelin w skale. Następuje w pewnym sensie wzrost gęstości skały, przez co fazę I określa się mianem fazy kompakcji.

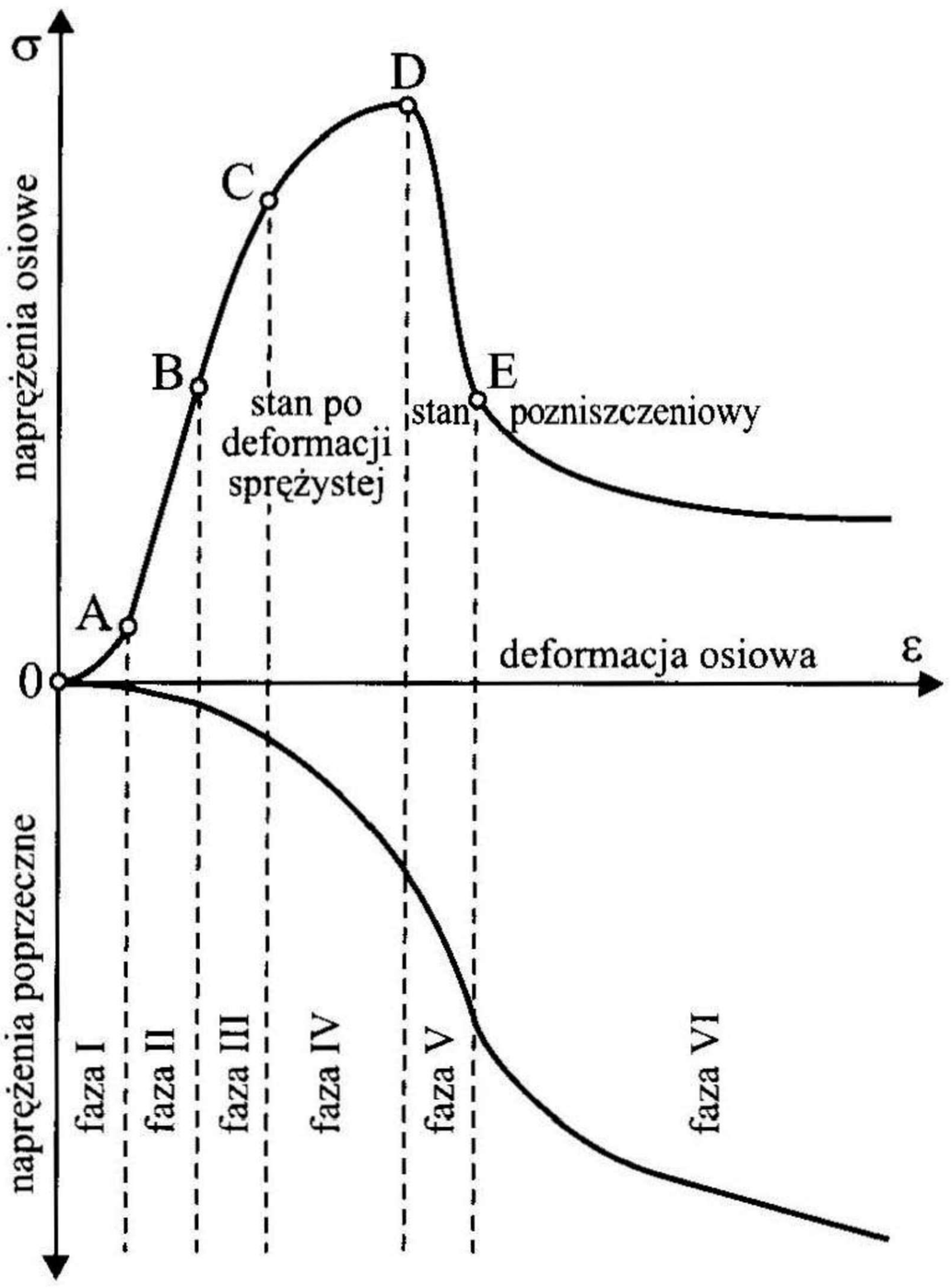
Po zamknięciu porów i spękań, skała zachowuje się jak ciało sprężyste. Jest to faza odkształceń sprężystych, której na wykresie odpowiada odcinek prosty (liniowa zależność naprężenie-odkształcenie).




*Rys. 6.6. Zniszczenie skały kruchej według modelu D-D.*

W fazie III rozpoczyna się już proces pękania skały. Ponieważ przyrost długości pęknięcia jest proporcjonalny do przyrostu naprężenia, fazę tę określa się jako fazę pękania stabilnego. Należy zwrócić uwagę na to, że w fazie tej zależność pomiędzy naprężeniami, a odkształceniami liniowymi jest prawie liniowa, natomiast zależności takiej nie ma dla odkształceń objętościowych. Przy końcu fazy III odkształcenie objętościowe zaczyna szybko maleć, co oznacza, że przyrost naprężenia nie powoduje już zmiany objętości skały.

W fazie IV następuje niestabilna propagacja pęknięć, co oznacza, że rozwój pęknięć nie jest już uwarunkowany przyrostem naprężenia. W licznych przypadkach stwierdzono, że niestabilna propagacja pęknięć może doprowadzić do samoczynnego zniszczenia próbki, to jest do wykształcenia się




*Rys. 6.7. Wykres naprężenie-odkształcenie dla skał kruchych (Hallbauer i inni 1973).*

makroskopowej powierzchni pęknięcia. Skała traci całkowicie cechy ciała sprężystego, zależność pomiędzy naprężeniami i odkształceniami, nie tylko nie jest liniowa, ale nawet relacja pomiędzy tymi wielkościami jest w znacznym stopniu przypadkowa. O ile obserwuje się znaczny przyrost odkształceń liniowych, to w przypadku odkształceń objętościowych obserwuje się wzrost objętości skały. Zjawisko to określono jako dylatancję.

Faza V zazwyczaj trwa bardzo krótko: pojawia się makroskopowe pęknięcie główne, które jest równoznaczne ze zniszczeniem skały kruchej.

Interesujące są zmiany modułów sprężystości i współczynnika Poissone'a w poszczególnych fazach zniszczenia skały. Moduły sprężystości początkowo wzrastają, natomiast w fazie III, IV oraz V sukcesywnie maleją. Współczynnik Poissone'a w miarę rozwoju pęknięć niestabilnych wzrasta, zbliżając się w fazie V nawet do 0,5.

Mechanizm kruchego pękania skały był przedmiotem licznych badań przy zastosowaniu różnych technik pomiarowych. Między innymi obserwowano go przy użyciu mikroskopu, śledząc rozwój mikroszczelin, obejmując również fazę pozniszczeniową. W procesie tym wyróżniono sześć faz, przedstawionych na rys. 6.7. (Hallbauer i inni 1973).

Wykres na rys. 6.7. stanowi rozszerzenie charakterystyki zniszczenia skały podanej przez Bieniawskiego.

Faza I - zamykanie się istniejących spękań i szczelin (faza kompakcji).

Faza II - odkształcenia sprężyste, przy liniowej zależności naprężenie-odkształcenie.

Faza III - tworzenie się mikrospękań ścięciowych, głównie w środkowej części badanej próbki skały (rys. 6.8). Pojawiają się również pęknięcia zorientowane równolegle do osi głównego naprężenia $\sigma_1$, określane często jako „kliważ osiowy".

Faza IV - lawinowy rozwój spękań w miarę wzrostu naprężeń. W środkowej części próbki spękania łączą się tworząc zalążek makroskopowej powierzchni zniszczenia. W miarę wzrostu naprężenia powierzchnia ta zbliża się do podstaw próbki, a przy końcu fazy IV pojawiają

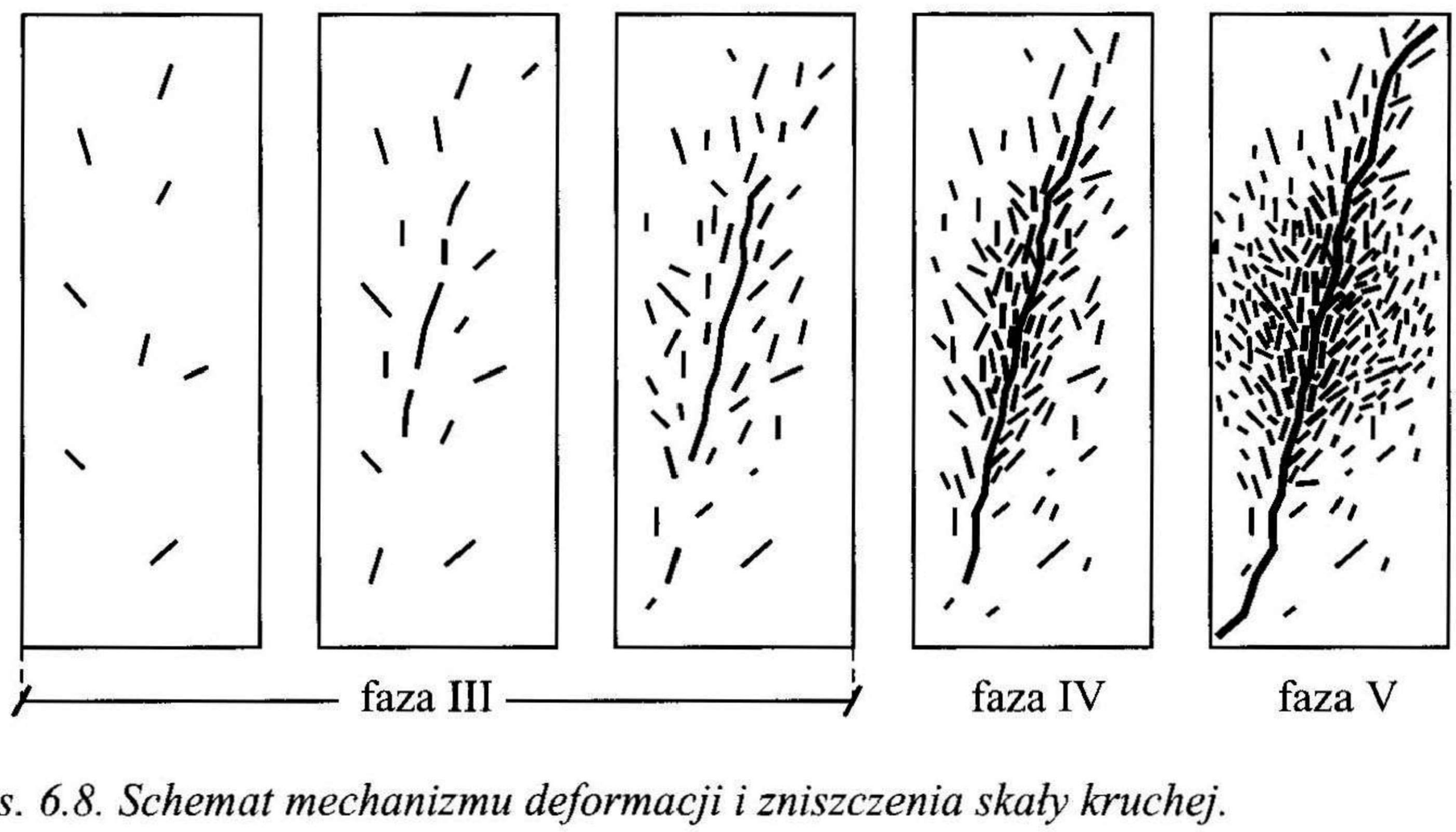
się dodatkowe, stosunkowo duże spękania.

Etap V - powstanie makroskopowej powierzchni zniszczenia (pęknięcie próbki).

Etap VI - poślizg po powstałej powierzchni zniszczenia przy niewielkiej wartości naprężeń.

Rozwój spękań i formowanie się powierzchni zniszczenia następuje w fazach III, IV i V deformacji próbki. Począwszy od punktu D na wykresie na rys. 6.7, skała znajduje się w stanie pozniszczeniowym. Oznacza to, że występują w niej makroskopowe powierzchnie zniszczenia. Aczkolwiek postać (kształt) próbki zmienia się nieznacznie, to jednak jej własności są już zdecydowanie inne, niż próbki nieobciążonej.

Badania procesu pękania skały kruchej i występujące zjawisko dylatancji w fazie poprzedzającej zniszczenie stanowiły podstawę do opisania dylatancyjno-dyfuzyjnego modelu zniszczenia skały (Nur 1972), którym wyjaśniano występowanie pewnych charakterystycznych zjawisk przed trzęsieniami ziemi, jak na przykład zmiany poziomu wód gruntowych. Według tego modelu w fazie III i IV procesu niszczenia skały, gdy w skale pojawia się system spękań, następuje przenikanie wód złożowych do tych spękań. Z jednej strony, jeżeli strefa kruchego zniszczenia posiada duże wymiary i obejmuje dużą objętość masywu skalnego, przenikanie wód podziemnych do tej strefy może spowo-




*Rys. 6.8. Schemat mechanizmu deformacji i zniszczenia skały kruchej.*

dować obniżenie się zwierciadła wody, lecz z drugiej obecność wody w spękaniach przyśpiesza zniszczenie skały.

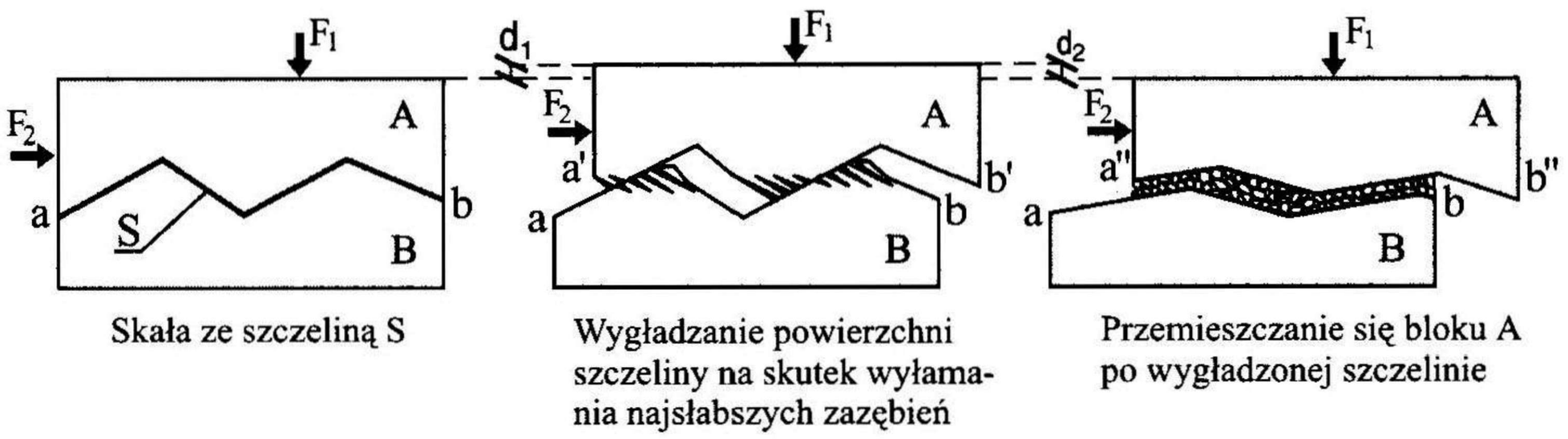
Zjawisko to badano wprawdzie w skali laboratoryjnej (Brace 1969), lecz liczba eksperymentów jest ciągle niewystarczająca dla pełnego wyjaśnienia wpływu wody na przebieg procesu pękania skały kruchej.

## 6.4. Mechanizm zniszczenia skały spękanej (asperities model).

W badaniach laboratoryjnych prowadząc testy wytrzymałościowe, przy wykorzystaniu tzw. sztywnych pras, zaobserwowano wielokrotnie charakterystyczny kształt krzywej $\sigma = f(\varepsilon)$, przedstawiony schematycznie na rys. 6.7. Krzywa ta, po osiągnięciu maksimum w punkcie D, opada w dół, a następnie przebiega prawie równolegle do osi odciętych.

Interpretując jej przebieg, dochodzi się do wniosku, że po osiągnięciu maksimum w stanie pokrytycznym (część wykresu na prawo od punktu D), następuje quasi-plastyczne płynięcie materiału. Takie zachowanie skały tłumaczy się tym, że w punkcie D nastąpiło jej zniszczenie (pęknięcie), a po wygładzeniu powierzchni S tego pęknięcia (odcinek DE krzywej), następuje przemieszczanie względem siebie części A i B (rys. 6.9.). Jak się później okazało, zjawisko takie może występować powszechnie w spękanych skałach. Badając je bardziej szczegółowo podano tzw. model zniszczenia skały spękanej, przedstawiony na rys. 6.9. (Patton 1966).

W ośrodku skalnym z pęknięciem S występują naprężenia normalne $\sigma$ i styczne $\tau$. Pod wpływem tych naprężeń w ośrodku tym powstają deformacje i przemieszczenia. Część A przemieszcza się w stosunku do części B. Ponieważ pęknięcie S nie jest płaszczyzną, lecz powierzchnią posiadającą szereg większych i mniejszych nierówności oraz zazębień o różnym kącie nachylenia w stosunku do kierunku przemieszczania się bloków skalnych, przy ruchu A po części B występuje efekt klinowania, w wyniku którego część A podnosi się do góry. Powoduje to wzrost objętości skały (dylatancję). Początkowo proces klinowania się jest procesem nieodwracalnym, powodującym wzrost wytrzymałości skały. Dalsze przemieszczanie się bloku A względem bloku B powoduje jednak szybki wzrost naprężeń, które teraz koncentrują się w miejscach bezpośredniego styku dwóch bloków. Ta koncentracja jest przyczyną wyłamywania nierówności blokujących ruch i wygładzania powierzchni S. Oczywiście w pierwszej kolejności zostają wyłamane zazębienia najsłabsze, a następnie coraz mocniejsze. Procesowi temu towarzyszy stały wzrost dylatancji. Dopiero po całkowitym wygładzeniu powierzchni, objętość skały maleje (wraca do pierwotnego stanu), a przemieszczanie się części A względem części B odbywa się już przy stałej wartości naprężeń.




*Rys. 6.9. Model zniszczenia skały spękanej.*

Opisując w skrócie powyższy model, dokonano licznych uproszczeń. Bardziej szczegółowe informacje na ten temat podają nowe podręczniki mechaniki skał oraz publikacje (np. Burton 1974). Należy jednak zwrócić uwagę na to, że przedstawiony model zniszczenia ośrodka spękanego tłumaczy zjawisko dylatancji, które jak się okazuje, występuje nie tylko przy kruchym pękaniu skał lecz również w procesie niszczenia ośrodków spękanych.

## 6.5. Wpływ wody na zniszczenie skały.

Niemal we wszystkich skałach występują pory, spękania i inne pustki, które wypełnione są wodą lub gazem. Dlatego też masyw skalny traktować należy jako ośrodek trójfazowy, w którym fazę stałą stanowi skała (szkielet skalny), fazę ciekłą woda, roztwory mineralne lub ciekłe węglowodory, a fazę gazową powietrze, węglowodory lotne i inne; dwutlenek węgla, azot itd.
Przepływ cieczy przez spękania i szczeliny ma charakter pośredni, pomiędzy laminarnym i turbulentnym.

Reakcja masywu na obciążenie zewnętrzne jest w znacznym stopniu uzależniona od zawartości składników ciekłych i gazowych w skale.
Wpływ fazy gazowej na przebieg deformacji i zniszczenia skały poza szczególnymi przypadkami, jest na ogół mniejszy, niż fazy ciekłej.

W rozdziałach poprzednich kilkakrotnie sygnalizowano duży wpływ wody na przebieg procesu deformacji i zniszczenia skały. Uwagi te odnoszą się również do stanu, w którym pustki w skale wypełnione są innymi cieczami, określanymi wspólnym mianem płynów porowych. Niewielkie różnice spowodowane różną lepkością płynów porowych, przy rozpatrywaniu ich wpływu na przebieg procesu deformacji i zniszczenia skały, można pominąć. Podane niżej uwagi dotyczą wpływu płynów porowych na własności geomechaniczne skał, natomiast nie uwzględniają przypadków, gdy płyny te wchodzą w reakcje chemiczne z materiałem skalnym.

Skały mogą być w różnym stopniu nasycone płynami porowymi. Niejednokrotnie ściskając próbki skał w prasie stwierdzano wykraplanie się wody ze ściskanej próbki. Należy jednak zaznaczyć, że pomijając tzw. wodę związaną, wchodzącą w skład chemiczny minerałów budujących skałę (np. gips: $CaSO_4.2H_2O$), zawartość płynów w skale nie może być większa niż objętość pustek w tej skale. Stosunek objętości porów $v_p$ do objętości szkieletu skalnego $v_s$ nosi nazwę wskaźnika (współczynnika) porowatości $\varepsilon_p$:

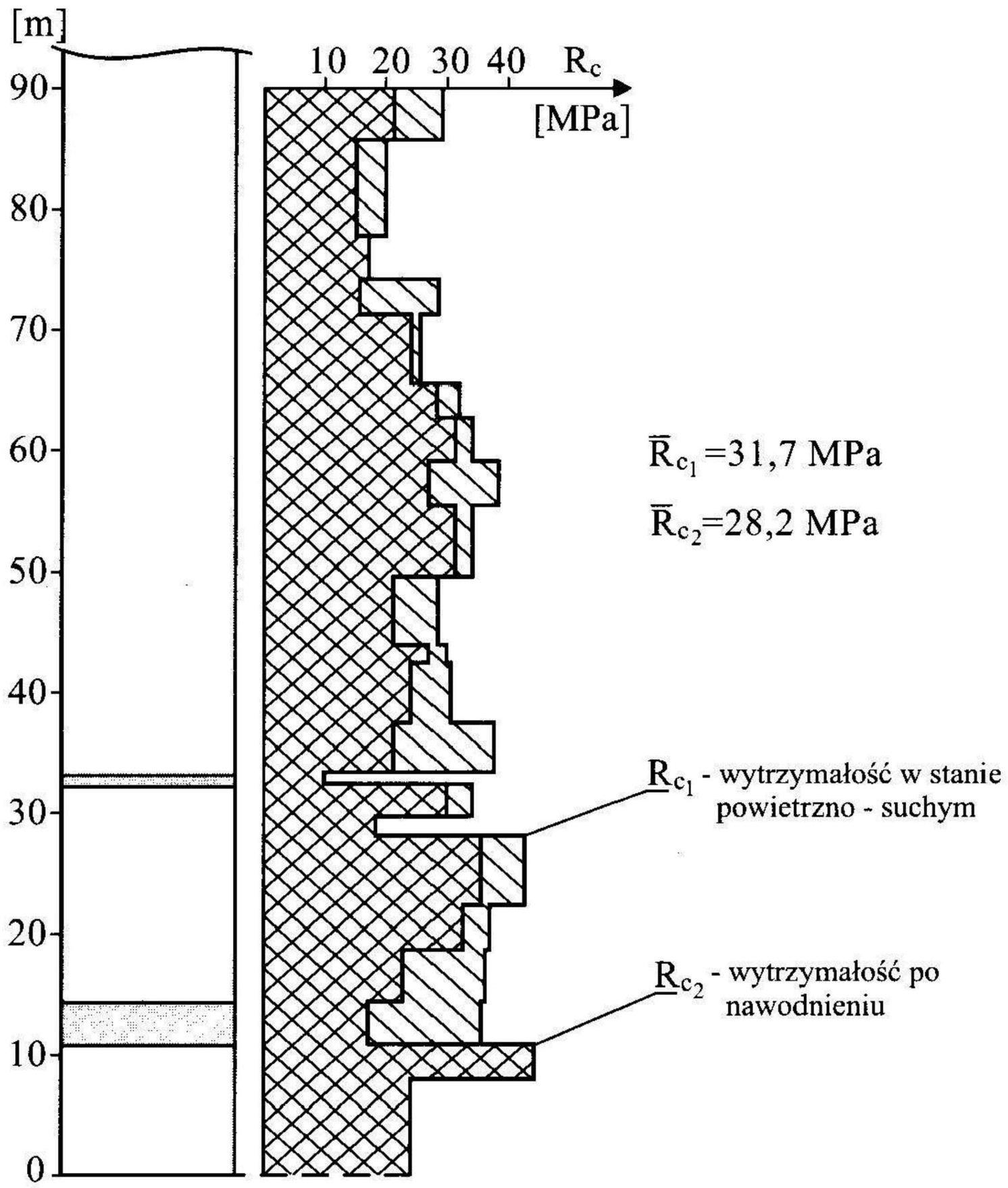
$$\varepsilon_p = v_p / v_s$$

Porowatość skał, której miarą jest wskaźnik porowatości, zmienia się w bardzo szerokich granicach, od ułamków procentu do kilkudziesięciu procent.

Co więcej, obserwuje się duże zmiany porowatości tej samej skały. Dla przykładu podano zmiany porowatości w warstwie dolnorudzkich piaskowców karbońskich (nad stropem pokładów siodłowych), stwierdzone na niewielkich odległościach od miejsc pobrania prób (Goszcz 1980).

| **Kopalnia Węgla Kamiennego:** | **Porowatość [%]** |
|---|---|
| Klofas | 5,7 - 12,5 |
| Wujek | 3,9 - 7,9 |
| Siemianowice | 12,9 - 16,2 |
| Saturn | 14,7 - 15,8 |
| Staszic | 11,2 - 16,2 |
| Paryż | 8,7 - 17,5 |
| Sosnowiec | 14,4 - 17,5 |
| Mysłowice | 6,9 - 14,6 |
| Niwka-Modrzejów | 10,7 - 12,9 |
| Kazimierz-Juliusz | 6,1 - 22,9 |
| Wieczorek | 9,0 - 16,6 |
| Porąbka-Klimontów | 8,1 - 14,4 |

Z zestawienia wynika, że porowatość otwarta piaskowców dolnorudzkich zawiera się w przedziale od 3,9 do 22,9%, a należy zaznaczyć, że badano wyłącznie porowatość otwartą. Większych wartości należy oczekiwać jeżeli




*Rys. 6.10. Wpływ wody na wytrzymałość piaskowców dolnorudzkich (Goszcz 1988).*

uwzględni się również porowatość zamkniętą oraz tzw. makro porowatość, to jest spękania i szczeliny w skale.

Płyny porowe wypełniające pustki w skale stanowią ciecze nieściśliwe, z czego wynikają istotne konsekwencje geomechaniczne. Woda występująca w skale zmniejsza tarcie na powierzchniach szczelin, co powoduje, że proces zniszczenia w ośrodkach spękanych rozwija się już przy mniejszych wartościach naprężeń. Prawdopodobnie nawodnienie szczelin uskoków przez zatłoczenie odpadów ciekłych do skał wyzwoliło wysoką aktywność sejsmiczną w okolicy Denver (Evans 1966).

Efekt występowania płynów porowych zależy od stopnia nasycenia nimi porów w skale, to jest stosunku objętości cieczy do objętości pustek. Przy pełnym (całkowitym) nasyceniu wartość tego stosunku wynosi 1,0.

Badania laboratoryjne i eksperymenty wykazały, że nasycenie wodą piaskowców powoduje spadek ich wytrzymałości. Stosunek wytrzymałości na ściskanie skały nasyconej wodą do wytrzymałości w stanie powietrzno-suchym nosi nazwę współczynnika rozmiękczania. Na rys. 6.10. przedstawiono wyniki badań współczynnika rozmiękczania piaskowców dolnorudzkich w Kopalni Węgla Kamiennego Porąbka-Klimontów, przy czym badaniami objęty został cały profil tych warstw. Z wykresu zamieszczonego na rysunku wynika, że po nawodnieniu piaskowców, ich wytrzymałość spada średnio o 10% (współczynnik rozmiękczania 0,9).

Gustkiewicz badając piaskowce karbońskie w komorze typu Karmana stwierdził również spadek ich wytrzymałości, a także obniżenie się granicy sprężystości oraz modułu Younga. (Gustkiewicz 1990). Obniżenie się wytrzymałości skały na skutek nasycenia jej wodą wykorzystuje się dla zapobieganiu tąpaniom (patrz rozdz. 15).

W 1936 roku Terzaghi wykazał, że płyny porowe jako ciecz nieściśliwa, przenoszą część naprężeń normalnych równą ciśnieniu w porach (ciśnieniu porowemu). W efekcie naprężenia normalne działające na szkielet skalny będą wynosić:

$$\sigma_e = \sigma_t - p_o \tag{6.4}$$

gdzie:

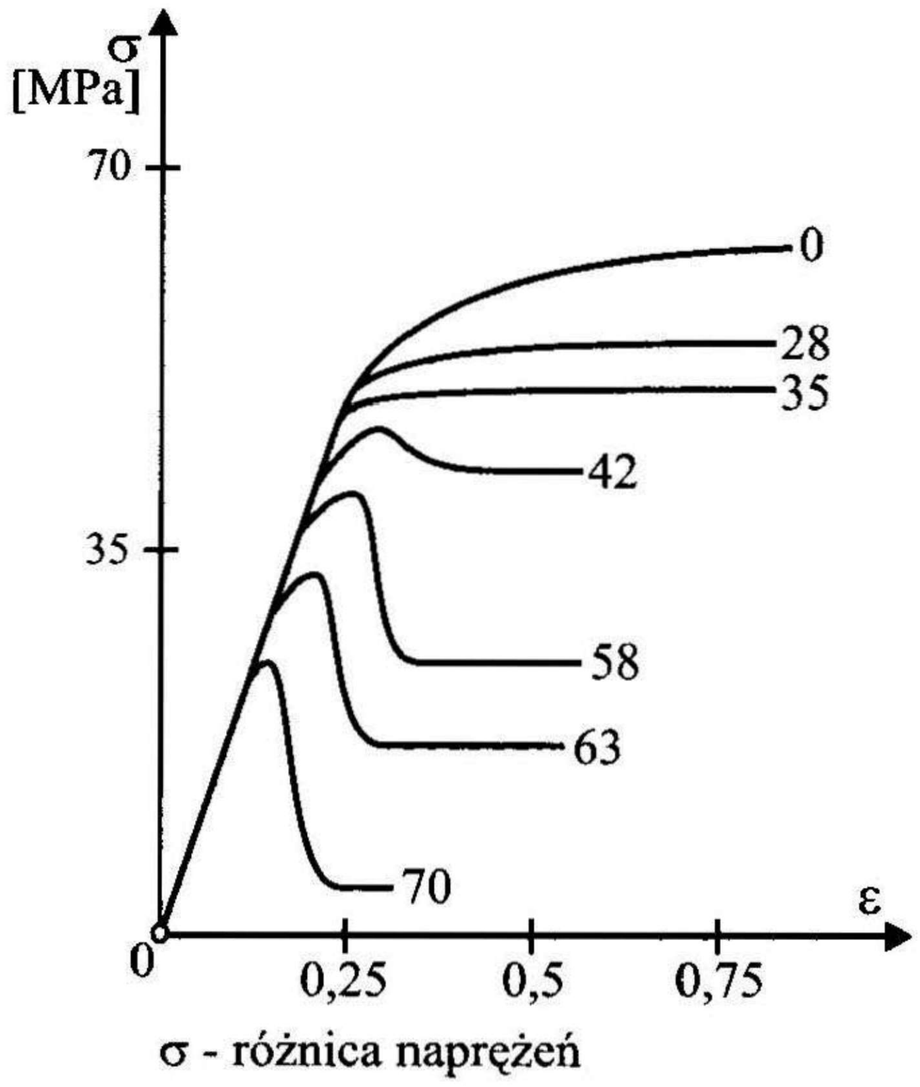
$\sigma_e$ - naprężenie czynne (efektywne)

$\sigma_t$ - naprężenie całkowite na obwodzie porów (i zamkniętych spękań)

$p_o$ - ciśnienie wody w porach i szczelinach (ciśnienie porowe)

Wykres na rysunku 6.10, uzyskany przez Robinsona w 1959 roku, ilustruje zależności wynikające z wzoru Terzaghiego i dotyczy badań wapienia przy stałym ciśnieniu otaczającym (okólnym) wynoszącym 70MPa i ciśnieniach porowych zmieniających się od zera do 70MPa.

Ciśnienie porowe częściowo kompensuje naprężenia normalne działające na szkielet skały. W warunkach litostatycznych naprężenia główne są ściskaniami. Po wypełnieniu porów i spękań cieczą nieściśliwą, przy odpowiednio wysokim ciśnieniu porowym $p_o$, maksymalne efektywne naprężenie $\sigma_{1e} = \sigma_1 - p_o$ pozostaje nadal ściskaniem, lecz naprężenie minimalne może




*Rys. 6.10. Wpływ ciśnienia porowego na wytrzymałość skał (Robinson 1959).*

przejść w rozciąganie $\sigma_3>0$. Spowoduje to zniszczenie skały na skutek rozciągań, przy znacznie niższych wartościach składowych tensora naprężeń. Zjawisko to znane jest w geologii dynamicznej pod nazwą hydraulicznego pękania.

Wpływ ciśnienia porowego na deformacje skał jest przedmiotem intensywnych badań ponieważ wiąże się bezpośrednio z problematyką eksploatacji ropy i gazu, gdzie, dla zwiększenia wydajności otworów wydobywczych, stosuje się hydrauliczne szczelinowanie skał.

Zjawiskiem nie do końca zbadanym, ale mającym duży wpływ na geomechaniczne własności skał jest rozpuszczanie pod ciśnieniem. Zgodnie z zasadą Rieckego w miejscach koncentracji naprężeń następuje rozpuszczanie substancji mineralnej i przemieszczenie powstałych w ten sposób roztworów mineralnych do miejsc, gdzie naprężenia mają mniejsze wartości. Następuje w ten sposób przemieszczenie się substancji mineralnej, która krystalizuje w nowym miejscu. Opisany wyżej proces nosi nazwę stylolityzacji.

Procesy rozpuszczania pod ciśnieniem i wtórnej rekrystalizacji wynoszonych roztworów mineralnych, rozwijają się w sąsiedztwie porów i szczelin, gdzie w miejscach bezpośredniego styku ziaren skały następuje spiętrzenie naprężeń. Rozpuszczanie pod ciśnieniem rozwijające się w takich miejscach powoduje powstawanie szwów stylolitowych, występujących szczególnie powszechnie w stosunkowo łatwo rozpuszczalnych skałach węglanowych. Szew stylolitowy jest równoległy do kierunku naprężenia maksymalnego $\sigma_1$ i ma postać nierównej, ząbkowanej powierzchni zorientowanej zazwyczaj poprzecznie lub równolegle do uwarstwienia.

Procesy stylolityzacji mają duży wpływ na własności geomechaniczne skał i prawdopodobnie wiele zmian tych własności obserwowanych na niewielkiej odległości i nie dających się wytłumaczyć zmianą warunków sedymentacji, jest spowodowanych stylolityzacją.

Wpływ płynów porowych i wywieranych przez nie ciśnień porowych na przebieg procesów deformacji i zniszczenia skał nie jest jeszcze dokładnie zbadany. Z całą pewnością deformacje skały powodują zmiany ciśnień porowych i odwrotnie. Pojawienie się ciśnień porowych może w zasadniczy sposób zmienić stan naprężeń w skale. W pewnych granicach ciśnienie porowe ma taki sam wpływ na deformację skały jak ciśnienie otaczające. Zjawisko dylatancji powoduje zmianę ciśnień porowych.

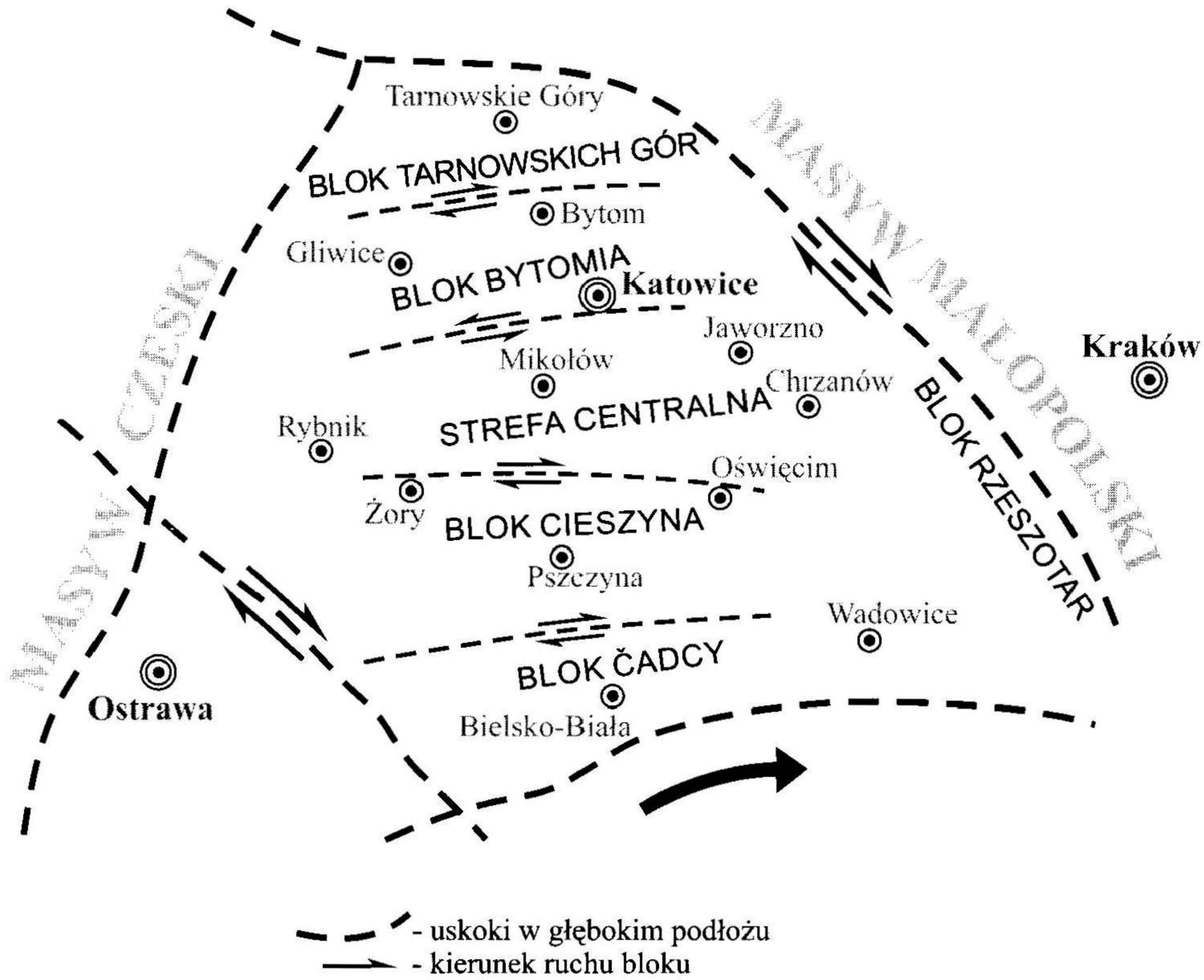
# CZĘŚĆ II

# TĄPANIA W POLSKICH KOPALNIACH WĘGLA I MIEDZI

# ELEMENTY BUDOWY GEOLOGICZNEJ GZW i LGOM

## 7.1. Podstawowe informacje o budowie geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW).

GZW posiada kształt zbliżony do trójkąta, którego wierzchołki stanowią Tarnowskie Góry, Kraków i Morawska Ostrawa (rys. 7.1). Złoża węgli w tym Zagłębiu powstały w erze paleozoicznej podczas orogenezy waryscyjskiej (hercyńskiej).



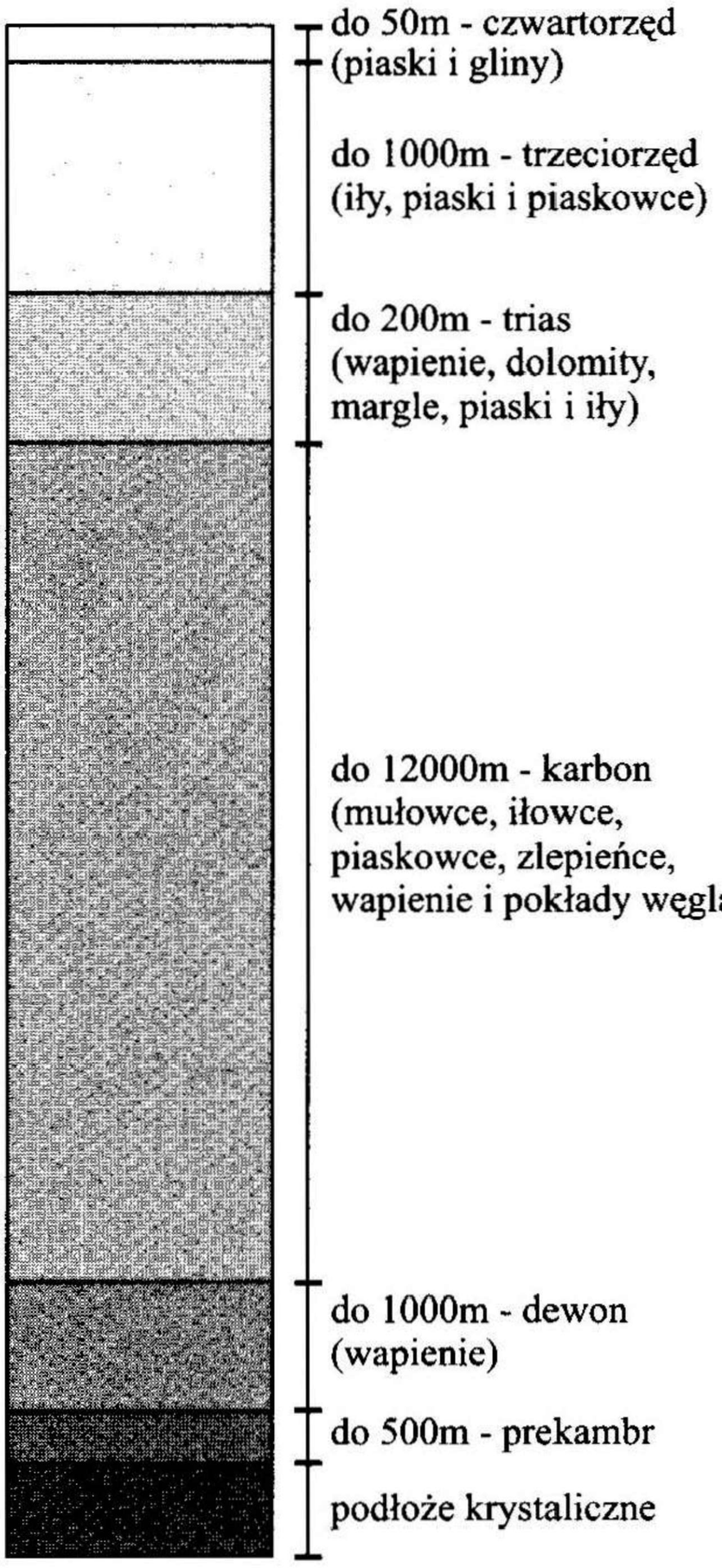

*Rys. 7.1. Górnośląskie Zagłębie Węglowe i uskoki w głębokim podłożu (wg. Kotasa).*

Budowa geologiczna GZW jest dobrze rozpoznana do głębokości około 1,5km, to jest do głębokości interesującej górnictwo węglowe. Głębsze warstwy zba-

dano tylko nielicznymi otworami badawczymi odwierconymi przez Państwowy Instytut Geologiczny (głównie na obrzeżach GZW) oraz badaniami geofizycznymi. Na podstawie tych badań, interpolując i ekstrapolując uzyskane wyniki opisano w ogólnym zarysie budowę geologiczną. Należy jednak zaznaczyć, że budowa ta jest ciągle dyskusyjna i stanowi przedmiot dalszych badań geologicznych.

### 7.1.1. Litologia i stratygrafia.

Podłoże pod GZW stanowi skonsolidowany już w prekambrze w orogenezie kaledońskiej masyw śródgórski, będący północną częścią kry cieszyńskiej. Masyw ten zbudowany z utworów starszego piętra strukturalnego, stanowił fragment geosynkliny, oddzielając śląsko-morawską strefę fałdową od miogeosynkliny krakowskiej, tworząc rodzaj progu. Naciski tektoniczne wywierane od zachodu przez masyw czeski, a od północno-wschodniej strony przez masyw małopolski, spowodowały sfałdowanie i konsolidację osadów geosynklinalnych znajdujących się pomiędzy tymi masywami.




*Rys. 7.2. Uproszczony profil geologiczny GZW.*

Występowanie w podłożu GZW skonsolidowanego podłoża prekambryjskiego, nazywanego ostatnio masywem Bruni-Górnego Śląska, miało doniosłe konsekwencje dla budowy geologicznej Zagłębia (Kotas 1985). Masyw ten stanowił swojego rodzaju fundament zapadliska śródgórskiego pomiędzy krakowskim i śląsko-morawskim orogenem, w którym osadziły się płytowo warstwy młodsze (epikontynentalne osady paleozoiczne pochodzenia terygenicznego).

W profilu stratygaficznym utworów paleozoicznych występuje szereg luk sedymentacyjnych (hiatusów).
Uproszczony profil stratygraficzny GZW przedstawiono na rys. 7.2.

Nieliczne wiercenia badawcze nawierciły osadzone na prekambryjskim podłożu terygeniczne osady kambru o grubości kilkuset metrów. Nad nimi występuje luka sedymentacyjna, aż do środkowo-dewońskich wapieni. Grubość warstwy wapieni dewonu wynosi do około 1km.
Warstwy karbońskie zalegające na dewo-

nie posiadają znaczną miąższość do 12km.

Karbon dolny zbudowany jest z wapieni i czarnych mułowców. Osady karbonu dolnego sedymentowały sukcesywnie w miarę zanurzania się (subsydencji) dna zatoki morskiej, jaka powstała pomiędzy wypiętrzonymi masywami górskimi: krakowskim i śląsko-morawskim. Subsydencja ta jednak w zachodniej części GZW była znacznie większa, niż we wschodniej, co spowodowało wzrost miąższości warstw karbonu dolnego w części zachodniej.

Na warstwach karbonu dolnego zalegają produktywne osady karbonu górnego z licznymi pokładami węgla. Budowie geologicznej karbonu produktywnego poświęconych jest szereg opracowań monograficznych i tysiące ogólnodostępnych publikacji naukowych, dlatego też bliższy, bardziej szczegółowy opis tej budowy w niniejszej pracy nie jest celowy. Należy tylko zaznaczyć, że warstwy karbonu produktywnego podzielono na warstwy brzeżne, siodłowe i łękowe. Litologia utworów karbonu produktywnego w poszczególnych piętrach stratygraficznych jest zbliżona. Występują w nich pokłady węgla o grubości do 26m (pokład siodłowy 510 w północno-wschodniej części GZW), iłowce, mułowce i piaskowce (lokalnie zlepieńce). Lepiszcze piaskowców jest różne: ilaste, wapniste, arkozowe oraz krzemiankowe.

Osady karbonu produktywnego przykryte są nadkładem zbudowanym ze skał młodszych. W części północnej GZW nadkład stanowią warstwy triasu o miąższości do 200m, natomiast w części południowej seria osadów mioceńskich.
Powierzchnię terenu tworzą osady czwartorzędu osiągające miąższość do kilkudziesięciu metrów.

### 7.1.2. Tektonika.

Na obecną tektonikę GZW decydujący wpływ wywarła budowa głębokiego podłoża, które, zbudowane ze skonsolidowanych skał krystalicznych, stanowiło fundament przejmujący naciski boczne. Badania geofizyczne wykazały, że podłoże to podzielone jest na kilka bloków (rys. 7.1), które pod wpływem nacisków poziomych przemieszczały się względem siebie. Przemieszczenia te spowodowały lokalne wypiętrzania i obniżania się osadzonych na tych blokach skał młodszych oraz wtórne ruchy przesuwcze. Naciski poziome spowodowały przy tym charakterystyczne cechy tektoniki GZW, gdyż wzdłuż zachodniej i północno-wschodniej jego granicy występują nasunięcia oraz liczne struktury fałdowe o znacznej amplitudzie, natomiast w centralnej części dominują uskoki normalne. Ze względu na te cechy obszar GZW dzieli się na strefę tektoniki fałdowej, strefę tektoniki fałdowo-dysjunktywnej oraz największą pod względem powierzchni strefę tektoniki dysjunktywnej.

Procesy diastroficzne spowodowały powstanie łagodnych fałdów i licznych dysjunkcji. Szczegółowe badania tektoniki GZW wykazały, że większość głównych struktur tektonicznych powstała podczas fazy asturyjskiej orogenezy hercyńskiej (Czarnocki 1935, Doktorowicz-Hrebnicki 1963, Znosko 1965, Kotas 1985). Inne fazy górotwórcze orogenezy hercyńskiej (waryscyjskiej)

miały mniejszy wpływ.

Podczas fazy asturyjskiej powstały główne uskoki przecinające warstwy karbońskie w kierunku zbliżonym do południkowego i prawdopodobnie główne struktury fałdowe: niecka bytomska, siodło główne, niecka główna itd.

Duże wpływy orogenezy alpejskiej na tektonikę GZW obserwuje się szczególnie wyraźnie w jego południowej części. Nasuwająca się od południa na warstwy karbonu płaszczowina karpacka (beskidzka) powodowała pogrążanie się warstw paleozoicznych i powstanie licznych równoleżnikowych uskoków tworzących system schodowy w kierunku południowym. W miarę subsydencji osadów paleozoiku, osadzały się na nich utwory miocenu, których miąższość wzrasta od zera do około 1km u podnóża Beskidów.

Wpływ alpejskich ruchów górotwórczych nie jest dokładnie zbadany. Warstwy młodsze od karbońskich zostały zdarte przez erozję, przez co brak jest geologicznych danych dla odtworzenia przebiegu procesów diastoficznych zachodzących podczas poszczególnych faz górotwórczych orogenezy alpejskiej. Część uskoków stwierdzonych w skałach triasowych w znacznym stopniu pokrywa się z uskokami karbońskimi, co wskazuje na to, że dyslokacje w triasie powstały na skutek odmłodzenia się uskoków karbońskich.

Podstawowe kierunki tektoniczne w GZW to zbliżone do W-E (np. niecka bytomska, siodło główne), N-S (np. nasunięcie orłowskie, większość uskoków normalnych), NW-SE (np. niecka będzińsko-chrzanowska, uskok wojkowicko-będziński, uskok książęcy) oraz NE-SW (np. uskok Arkona). Wyraźnie rozwinięta jest równoleżnikowa orientacja uskoków triasowych, co spowodowane jest zapewne zgodną orientacją zaburzeń karbońskich, z głównym kierunkiem deformacji alpejskich.

* * *

Budowie geologicznej GZW poświęcono wiele prac naukowych i badawczych. Literatura dotycząca tej problematyki jest niezmiernie bogata i obejmuje tysiące pozycji. Wiele prac poświęcono budowie geologicznej karbonu i triasu ze względu na prowadzenie w tych skałach intensywnej działalności górniczej. Pomimo dużego wysiłku pracowników nauki i służb geologicznych, wiele zagadnień pozostaje nadal nie wyjaśnionych.

### 7.1.3. Własności geomechaniczne skał karbońskich.

Własności geomechaniczne skał karbońskich, podobnie jak budowa geologiczna GZW, są stosunkowo dobrze zbadane do głębokości około 1,5km, to jest do głębokości prowadzenia robót górniczych. Szczególnie dużo oznaczeń własności fizycznych węgla i skał wykonano dla eksploatowanych pokładów węgla i zalegających w ich stropie i spągu skał płonnych, ponieważ znajomość tych własności jest potrzebna przy projektowaniu robót górniczych oraz doborze maszyn urabiających, obudowy itd.

Własności geomechaniczne skał określano również badając próby pobierane

z otworów wiertniczych.
W tabeli zestawiono przeciętne wartości niektórych parametrów geomechanicznych skał karbońskich.

Uśrednione własności geomechaniczne skał karbońskich w GZW

| Skały | Wytrzymałość na ściskanie $\mathbf{R_c}$ [MPa] | Wytrzymałość na rozciąganie $\mathbf{R_r}$ [MPa] | Wytrzymałość na zginanie $\mathbf{R_z}$ [MPa] | Kohezja **k** [MPa] | Moduł sprężystości $\mathbf{E_s}$ [$10^2$MPa] |
|---|---|---|---|---|---|
| Piaskowce gruboziarniste i zlepieńce | 50 | 6 | 7 | 9 | 600 |
| Piaskowce średnio i drobnoziarniste | 70 | 7 | 12 | 11 | 900 |
| Mułowce | 50 | 5 | 10 | 8 | 700 |
| Iłowce | 40 | 4 | 6 | 9 | 500 |
| Węgle kamienne | 15 | 1 | 3 | 4 | 570 |

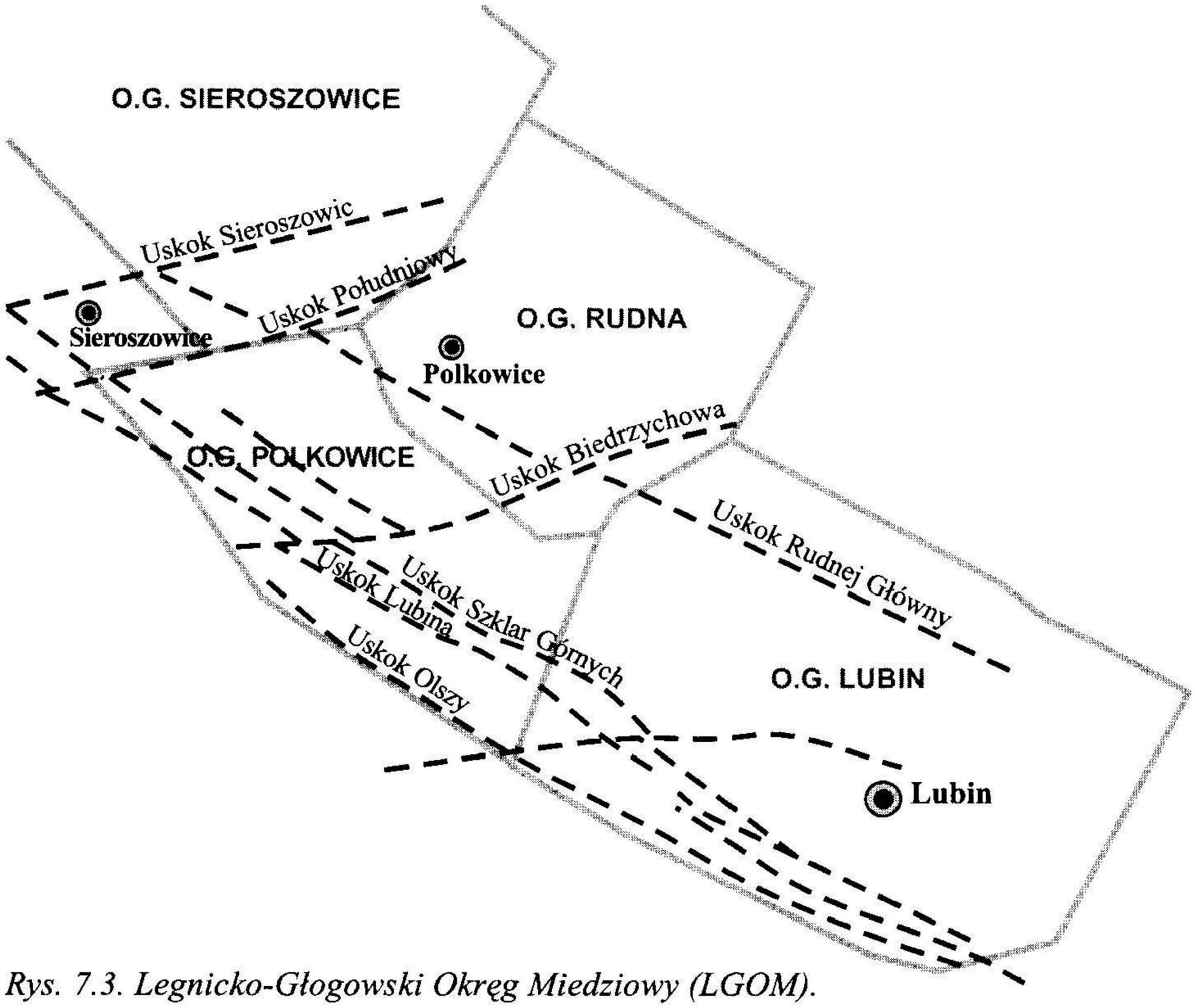
Cyfry w tabeli należy traktować orientacyjnie, gdyż rozrzut oznaczeń jest bardzo duży. Stwierdzono, że zależą one od struktury i tekstury skał, granulacji, rodzaju lepiszcza itd. Na przykład dla piaskowców drobnoziarnistych wytrzymałość na ściskanie $R_c$ wynosi od 10 do 165 MPa (Kidybiński 1982). Dla innych skał i węgli jest podobnie. Generalnie obserwuje się wzrost sprężystości i wytrzymałości skał z głębokością, co, między innymi, można tłumaczyć ich diagenezą, a zwłaszcza kompakcją materiału skalnego pod wpływem nacisku grawitacyjnego.

## 7.2. Podstawowe informacje o budowie geologicznej Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM).

Występowanie strefy okruszcowanej zawierającej siarczki miedzi w rejonie Lubina stwierdzono po raz pierwszy otworem wiertniczym Sieroszowice-1 w 1957r. Dalsze prace badawcze dały również pozytywne rezultaty w związku z czym rozpoczęto projektowanie i budowę kopalń w LGOM. Pierwsze wydobycie rudy miedzi uzyskano w 1963 roku z kopalni Lubin. Następnie powstała kopalnia Polkowice, a w 1974 roku największa kopalnia Rudna. Czwarta kopalnia Sieroszowice powstała w 1980 roku.

### 7.2.1. Litologia i stratygrafia.

LGOM położony jest na monoklinie przedsudeckiej, oddzielonej od bloku przedsudeckiego strefą tektoniczną uskoków Środkowej Odry (rys. 7.3).




*Rys. 7.3. Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy (LGOM).*

Podłoże monokliny przedsudeckiej stanowią utwory metamorficzne, zaliczane do proterozoiku. Są to gnejsy, granitognejsy, łupki krystaliczne, amfibolity i fylity. Pod złożem miedzi osady paleozoiku redukują się wyłącznie do warstw permskich. Pomiędzy permem, a proterozoicznym podłożem krystalicznym występuje luka sedymentacyjna (hiatus). Uproszczony profil geologiczny LGOM przedstawiony jest na rys. 7.4.

Na podłożu krystalicznym zalegają permskie warstwy czerwonego spągowca i cechsztynu.

Utwory czerwonego spągowca posiadają miąższość do 300m. Są to głównie słabo zwięzłe, drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe o spoiwie ilastym, lokalnie arkozowym.

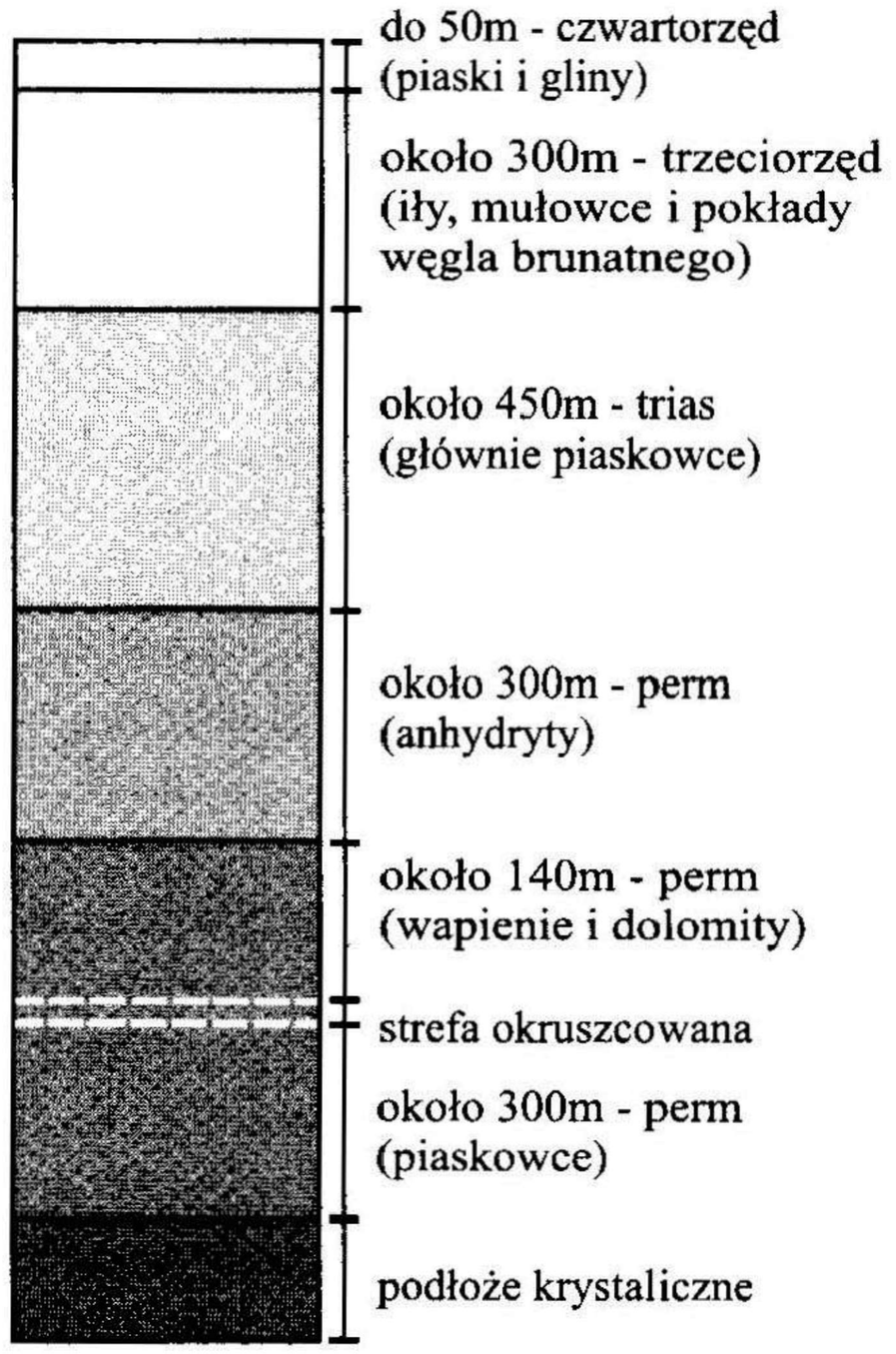
Stropową warstwę czerwonego piaskowca stanowi tak zwany biały spągowiec, to jest porowate szare piaskowce o spoiwie węglanowym lub ilastym. Lokalnie, głównie na obszarze kopalni Rudna, piaskowce te mają spoiwo anhydrytowe. Obserwuje się wówczas znaczny wzrost ich wytrzymałości.

Nad utworami czerwonego spągowca zalegają warstwy cechsztynu. Najniższą warstwę cechsztyńską stanowi dolomit graniczny. Dolomit ten przykrywa nieciągła cienka warstwa ilastych lub ilasto-dolomitowych łupków miedzionośnych. Wyżej zalegają skały węglanowe: dolomity ilaste i dolomity wapniste oraz wapienie.

Warstwy węglanowe, zwłaszcza w spągowej części, mają wyraźne uławicenie. Grubość ławic zmienia się od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. W skałach węglanowych występuje szereg przewarstwień ilastych i gipsowych.
Miąższość skał węglanowych wynosi do 140m.

Skały węglanowe przykryte są kompleksem anhydrytów z wkładkami łupków ilastych i pokładów soli kamiennej. Grubość anhydrytów wynosi do 300m. Przykrywa je 30-metrowa warstwa plastycznych łupków z przerostami gipsu.

Seria łupków kończy utwory paleozoiku. Warstwy triasu zredukowane są do utworów pstrego piaskowa (kwarcowe brunatne piaskowce o spoiwie ilastym). Grubość warstw pstrego piaskowca wynosi do 450m.
Nad nimi zalegają osady kenozoiku. Są to trzeciorzędowe iły i mułowce, z pokładami węgla brunatnego, posiadające miąższość około 300m, przykryte kilkudziesięciometrową warstwą utworów czwartorzędowych.




*Rys. 7.4. Uproszczony profil geologiczny LGOM.*

Złoże miedzi tworzy pseudopokład i zalega na głębokości od 600 do 1200m. Jest to strefa okruszcowana na kontakcie warstw czerwonego spągowca i cechsztynu. Strefa ta obejmuje piaskowce w stropowej część warstw czerwonego spągowca, łupki miedzionośne oraz najniższe partie skał węglanowych (dolomitów i wapieni). Miedź występuje głównie w siarczkach: chalkozynie, bornicie, digenicie, chalkopirycie, tetraedrycie i innych.

### 7.2.2. Tektonika.

LGOM zlokalizowany jest na południowo-zachodnim obrzeżeniu monokliny przedsudeckiej, w bezpośrednim sąsiedztwie strefy uskokowej Środkowa Odra. Warstwy permu i triasu zapadają w kierunku NNE pod kątem kilku stopni. Podstawowe elementy tektoniki LGOM podano na rys. 7.2.

Na obecną tektonikę LGOM decydujący wpływ wywarły procesy diastroficzne w fazie laramijskiej orogenezy alpejskiej. Pod wpływem ruchów górotwórczych w tej fazie Okręg Miedziowy podzielony został na bloki, oddzielone od siebie dużymi uskokami (Salski 1975, 1977).

Na obszarze LGOM można wyróżnić dwa systemy uskoków: pierwszy, o orientacji szczelin NW-SE oraz drugi, o orientacji W-E. Szczegółowe bada-

nia wskazują, że system pierwszy jest starszy, gdyż stwierdzano przesunięcia szczelin uskokowych tego systemu po uskokach o orientacji W-E.

Zrzuty uskoków zmieniają się w szerokich granicach do ponad 100m. Zdecydowana większość uskoków występujących na obszarach kopalń miedzi, to strome uskoki normalne o nachyleniach w granicach od 70° do 85° i różnym zrzucie. Uskoki odwrócone występują rzadziej. Pocięcie złoża uskokami spowodowało powstanie licznych struktur tektonicznych, w postaci rowów, zrębów itd. Występujące wiązkami uskoki o tej samej orientacji szczelin tworzą strefy uskokowe. Jedna z takich stref przylega do strefy uskoków Środkowej Odry. Liczba uskoków w południowo-wschodniej części LGOM jest większa. W miarę oddalania się od strefy uskoków Środkowej Odry, gęstość uskoków maleje.

Przy dominującym monoklinalnym zaleganiu warstw, struktury fałdowe mają podrzędne znaczenie i występują rzadko w postaci niewielkich fałdów, o amplitudzie kilku metrów. Charakterystyczne jest występowanie fałdów kolankowych, wskazujących na ruchy międzyławicowe w kierunku równoległym do uwarstwienia.

O dużej intensywności ruchów górotwórczych świadczy występowanie dużej liczby zaburzeń, spowodowanych naprężeniami tektonicznymi. Są to spękania ciosowe, żyły, liczne szczeliny częściowo zabliźnione i wypełnione substancją mineralną (kalcyt, gips), szwy stylolitowe o szerokości do 15cm, poślizgi międzyławicowe itd. Zaburzenia te mają podrzędne znaczenie dla tektoniki złoża, lecz mają często decydujący wpływ na warunki górnicze, w jakich prowadzona jest eksploatacja złoża miedzi.

### 7.2.3. Własności geomechaniczne skał permskich.

Własności geomechaniczne skał permskich w LGOM są stosunkowo dobrze rozpoznane. Podczas dokumentowania złoża podstawowe parametry skał oznaczano na próbach pobranych z otworów wiertniczych (Franasik i Kruszewski 1974).

Cechą charakterystyczną skał w otoczeniu złoża jest występowanie w spągu warstw o zdecydowanie niższych parametrach wytrzymałościowych, niż w złożu i w stropie. Wprawdzie spąg bezpośredni stanowi stosunkowo mocna warstwa piaskowców jasnoszarych o spoiwie węglanowym, lecz pod nią zalegają piaskowce o niewielkiej wytrzymałości, znacznie mniejszej, niż skały w złożu i w stropie.

Prowadząc eksploatację złoża na bieżąco bada się własności geomechaniczne skał. Własności te określa się na próbkach pobranych podczas wiercenia otworów badawczych, lub pobranych bezpośrednio ze złoża, jako próby bruzdowe. Otwory badawcze wiercone są z gęstością 1/15ha, jeżeli własności skał są w miarę stałe, lub z gęstością 1/10ha, jeżeli te własności są zmienne. Poza wytrzymałością na ściskanie i rozciąganie oznacza się również współczynnik Poissone'a, moduł Younga i wskaźnik energetyczny skłonności skał do tąpań. Sporadycznie oznaczane są również inne własności, jak ścieralność,

ścierność, porowatość, gęstość itd.

Podane wyżej wartości dotyczą próbek pobranych ze skały, a więc materiału skalnego. Własności geomechaniczne masywu skalnego (górotworu) są inne. Warstwy stropowe (wapienie i dolomity) są wyraźnie uławicone. Grubości ławic zmieniają się od kilku centymetrów do ponad 1m, a pomiędzy

Uśrednione własności geomechaniczne skał permskich LGOM

| Skały | Wytrzymałość na ściskanie $\mathbf{R_c}$ [MPa] | Wytrzymałość na rozciąganie $\mathbf{R_r}$ [MPa] | Wytrzymałość na zginanie $\mathbf{R_z}$ [MPa] | Kohezja **k** [MPa] | Moduł sprężystości $\mathbf{E_s}$ [$10^2$MPa] |
|---|---|---|---|---|---|
| **Strop:** | | | | | |
| Anhydryty | 111 | 5,1 | 11,9 | 11,4 | 589 |
| Dolomity | 132 | 4,7 | 9,7 | 12,9 | 575 |
| Wapienie | 114 | 5,3 | 11,3 | 12,7 | 527 |
| **Złoże (furta):** | | | | | |
| Dolomity margliste | 51 | 5,8 | 13,5 | 6,1 | 149 |
| Łupki dolomityczne | 36 | 2,6 | - | - | 124 |
| **Spąg:** | | | | | |
| Piaskowiec jasnoszary | 72 | 2,8 | 7,8 | 6,8 | 250 |
| Piaskowiec szary | 27 | 2,5 | 2,2 | 2,7 | 69 |

ławicami występują wkładki iłowców, gipsu i kalcytu. To wyraźne uławicenie warstw ogranicza ich wytrzymałość, zwłaszcza na rozciąganie w kierunku poprzecznym do uławicenia. Jak wykazały obserwacje warstw stropowych w wyrobiskach górniczych, skały węglanowe przechodzą stosunkowo łatwo w stan zawału, rozwarstwiając się wzdłuż naturalnych powierzchni uławicenia.

Naturalna podzielność skał tworzących strop złoża, zarówno w kierunku równoległym jak i poprzecznym do uwarstwienia, sprzyja stosowaniu systemu z zawałem, gdyż do wysokości około 30m nad złożem skały stropowe należą do łatwo się rabujących. Zalegające wyżej skały węglanowe oraz warstwy anhydrytu, charakteryzują się już monolityczną budową i wyższą wytrzymałością, co powoduje to, że mają tendencje do zawisania nad zawaliskiem, zwłaszcza w rejonach, gdzie ze względu na znaczną miąższość wybranego złoża, nie może powstać odpowiednio wysoki zawał.

Istotny wpływ na własności geomechaniczne skał mają tak zwane strefy bezłupkowe, nazywane również elewacjami białego piaskowca. W strefach tych nie występuje podatna na odkształcenia warstwa łupków miedzionośnych, natomiast pojawiają się nieregularne soczewki piaskowców o spoiwie ilasto-anhydrytowym, charakteryzujące się wysoką wytrzymałością. Miąższość tych soczewek wynosi do kilkunastu metrów.

Bogata tektonika oraz występowanie szwów stylolitowych, impregnacji kalcytowych, żył anhydrytowych, fałdów kolankowych i innych form hydrotektoniki (określenie W. Jaroszewskiego), wskazuje na duży wpływ naprężeń tektonicznych na własności skał. Naprężenia te mogły spowodować zmiany tych własności na skutek procesów dynamomorfizmu.

# ZAGROŻENIE SEJSMICZNE

## 8.1. Wstrząsy górnicze.

Wstrząsy sejsmiczne występują wówczas, gdy w wyniku naruszenia stanu równowagi, ze skał uwalnia się energia potencjalna. Znikoma jej część, zamienia się w energię sejsmiczną, która w postaci fal sprężystych rozchodzi się od ogniska (hypocentrum) wstrząsu. Ilość energii sejsmicznej, uwalnianej jednorazowo ze skał, może być bardzo mała, od minimalnych impulsów, rejestrowanych tylko przez wysokoczułe, specjalne aparatury pomiarowe, do powodującej trzęsienia ziemi.

Wstrząsy sejsmiczne mogą być spowodowane procesami zachodzącymi we wnętrzu ziemi, bądź działalnością człowieka. Wstrząsy spowodowane procesami diastroficznymi, izostazją, wulkanizmem, plutonizmem, procesami geotermicznymi itp., noszą nazwę wstrząsów samoistnych, w odróżnieniu do wstrząsów indukowanych, spowodowanych świadomie lub nieświadomie przez ludzi. Wstrząsy występujące w kopalniach są wstrząsami indukowanymi i zgodnie z propozycją prof. Gibowicza, określa się je mianem wstrząsów górniczych.

Uwolniona przy wstrząsie górniczym, odpowiednio duża energia sejsmiczna może powodować duże zniszczenia. Tak zwane skutki wstrząsów górniczych określa się mianem tąpań. Jeżeli energia wstrząsów górniczych jest większa od $10^5$J, wówczas drgania górotworu odczuwane są zazwyczaj przez ludność na powierzchni. Przy większej energii wstrząsy mogą spowodować uszkodzenia budynków i innych obiektów.

Powyższy podział nie jest w pełni precyzyjny, gdyż odrębną grupę wstrząsów górniczych stanowią wstrząsy prowokowane, to jest wstrząsy wywoływane odpowiednimi zabiegami technicznymi, w celu „odprężenia górotworu". Przy obecnym stanie wiedzy, posiadając niezbędne informacje, można stosunkowo łatwo wskazać miejsca akumulacji energii potencjalnej o największym zagrożeniu sejsmicznym i stosując odpowiednią metodę sprowokować wstrząs w dogodnym dla kopalni momencie. Wstrząsy tego typu są niejako podwójnie indukowane: raz, przez eksploatację górniczą jako taką, dwa, przez specjalne zabiegi technologiczne mające na celu rozładowanie naprężeń w skałach. Aby uniknąć nieporozumień, wstrząsy górnicze spowodowane tylko eksploatacją złoża określa się jako samoistne wstrząsy górnicze, a wstrząsy wywołane dla odprężenia górotworu, jako sprowokowane wstrząsy górnicze. Ponieważ praca niniejsza dotyczy zagrożenia sejsmicznego w kopalniach, dla określenia samoistnego wstrząsu górniczego używać się będzie nazwy wstrząs górniczy, a dla sprowokowanego wstrząsu górniczego, wstrząs sprowokowany.

Do lat pięćdziesiątych wstrząsy górnicze traktowano jako synonim tąp-

nięć. Z czasem jednak pojęcia te zostały usystematyzowane. Analizy wstrząsów i tąpnięć wykazały, że każdemu tąpnięciu towarzyszy wstrząs. O ile jednak wstrząsów wysokoenergetycznych, przy których prawdopodobieństwo wystąpienia tąpnięcia (uszkodzenia wyrobisk) w kopalni o wysokim stopniu zagrożenia sejsmicznego jest dużo, kilkaset rocznie, to na szczęście tylko znikoma ich część powoduje tąpnięcia.

## 8.2. Elementy sejsmologii górniczej.

Pierwsze informacje o występowaniu wstrząsów w rejonach prowadzonej eksploatacji górniczej pochodzą z XVIII wieku. W Polsce ze zjawiskiem tym spotkano się już w 1858 roku w Kopalni Król w Chorzowie, a później w Kopalni Fanny w Katowicach-Wełnowcu.

Ponieważ wstrząsy górnicze mają szereg cech wspólnych z trzęsieniami ziemi, w badaniu i śledzeniu tych zjawisk zastosowano sejsmologię wykorzystując stosowane w niej metody obserwacji i analiz. Metody badań sejsmologicznych i zasady interpretacji uzyskiwanych wyników omówione są obszernie w licznych podręcznikach i publikacjach. W polskiej literaturze naukowej istnieje szereg pozycji dotyczących tego zagadnienia (między innymi: Teisseyre i inni 1983, Gibowicz 1989, Marcak i Zuberek 1994, Dubiński 1995).

Pierwszą stację sejsmologiczną rejestrującą wstrząsy górnicze wybudowano w Zagłębiu Ruhry w 1908 roku. W Polsce metody sejsmologii do badania wstrząsów górniczych zaczęto stosować w latach 20-tych, prowadząc obserwacje sejsmologiczne w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (GZW). W pierwszym okresie wstrząsy utożsamiano z lokalnymi, słabymi trzęsieniami ziemi, spowodowanymi nie wygasłymi ruchami górotwórczymi w podłożu (Janczewski 1955, 1956). Hipoteza ta w miarę rozwoju sejsmologii górniczej, dyscypliny naukowej badającej zjawiska sejsmiczne w kopalniach, uległa daleko idącym ewolucjom. Wykazano, że wstrząsy występują wyłącznie na obszarach eksploatacji górniczej i są spowodowane wybieraniem złóż (Wierzchowska 1961, 1962). Co więcej, ogniska wstrząsów znajdują się na głębokości porównywalnej z głębokością wyrobisk górniczych, co jednoznacznie wskazuje na ich związek z eksploatacją, a zarazem budzi wątpliwości co do ich związku z ruchami tektonicznymi w podłożu na znacznej głębokości. Obecność naprężeń tektonicznych w skałach może mieć wprawdzie istotne znaczenie, lecz mechanizmem spustowym jest wykonanie wyrobiska górniczego.

Obecnie sejsmologia górnicza należy do podstawowych metod badania i prognozowania zagrożenia sejsmicznego w kopalniach. Analiza sejsmogramów dostarcza wielu cennych informacji o lokalizacji i energii wstrząsów oraz o ich mechanizmie.

### 8.2.1. Przyczyny wstrząsów górniczych.

W masywie skalnym zawsze występują naprężenia litostatyczne spowodowane siłami grawitacji. Jeżeli w masywie tym prowadzi się roboty górnicze, to

wówczas pojawiają się w nim dodatkowe naprężenia, które sumują się tensorowo z naprężeniami litostatycznymi. Istniejące w skałach naprężenia i powodowane nimi odkształcenia są powodem akumulowania się w górotworze określonej ilości energii potencjalnej (energii sprężystości). Jeżeli naprężenia stają się większe niż wytrzymałość skał, wówczas następuje zniszczenie ośrodka skalnego i nagłe uwolnienie nagromadzonej energii, która z potencjalnej zamienia się w inne jej rodzaje, między innymi w kinetyczną.
Bilans tego procesu można zapisać równaniem (Fairhurst i Cornet 1981):

$$W + Q_0 = U + E_k + Q_1 \qquad (8.1)$$

gdzie:
- W - praca sił zewnętrznych
- $Q_o$ - energia cieplna przepływająca przez skałę
- U - energia sprężystości
- $E_k$ - energia kinetyczna
- S - energia zdyssypowana
- $Q_1$ - energia cieplna akumulowana w skałach

Znikoma część energii kinetycznej $E_k$, nie większa niż 1%, zamienia się w energię sejsmiczną $E_s$, rozchodzącą się w postaci fal sprężystych w górotworze.

Wstrząs może wystąpić wówczas, gdy spełnione są określone warunki. Przede wszystkim w masywie skalnym musi utworzyć się stan równowagi nietrwałej (powstać strefa niestabilna) z odpowiednio wysokimi naprężeniami, oraz muszą występować czynniki powodujące przejście z jednego stanu równowagi w drugi. W przypadku wstrząsów górniczych czynnikiem tym jest eksploatacja górnicza.

Wstrząsy występują zazwyczaj podczas eksploatacji podziemnej złóż, aczkolwiek zdarzają się również przypadki rejestrowania ich przy eksploatacji odkrywkowej. Przykładem takim są wstrząsy występujące podczas eksploatacji odkrywkowej węgla brunatnego w KWB Bełchatów.

Wstrząsy mogą powodować przyczyny geologiczne lub technologiczne. Najczęściej jednak w danym rejonie muszą występować określone warunki geologiczno-górnicze, sprzyjające akumulacji energii sprężystości i nagłemu jej uwalnianiu (patrz rozdziały 12 i 13).

### 8.2.2. Energia wstrząsów.

Jedyną mierzalną formą energii jest energia sejsmiczna $E_s$, stanowiąca mały ułamek energii kinetycznej.
W sejsmologii istnieje szereg sposobów obliczania energii wstrząsu, przy czym w sejsmologii górniczej energię tę najczęściej oblicza się metodą pomiaru czasu trwania wstrząsu według wzoru:

$$\log E = A \log t + C \qquad (8.2)$$

gdzie przez E oznaczono energię wstrząsu w dżulach, przez t czas trwania wstrząsu. Stałe A oraz C wyznacza się w sposób empiryczny.

Energię wstrząsu można również wyznaczać innymi metodami, jak np. metodą pomiaru gęstości strumienia, tzw. metodą klasyczną, opracowaną w 1958 roku przez Richtera. Szczegółowe informacje na ten temat można znaleźć w podręcznikach sejsmologii.

Dla porównywania siły trzęsień ziemi, Richter wprowadził pojęcie lokalnej magnitudy jako logarytmu z ilorazu, w którym dzielną jest amplituda drgań A, a dzielnikiem okres tych drgań T:

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{max} \tag{8.3}$$

Na podstawie określonej w ten sposób magnitudy Richter wprowadził następującą skalę klasyfikacji trzęsień ziemi:

| | |
|---|---|
| 3,0 - 3,9 | słabe |
| 4,0 - 4,9 | dość silne |
| 5,0 - 5,9 | silne i bardzo silne |
| 6,0 - 6,9 | burzące |
| 7,0 - 7,9 | o światowym zasięgu |
| >8,0 | katastrofa sejsmiczna |

Energię wstrząsów górniczych podaje się w J (dżulach). Pomiędzy energią wstrząsu, a jego magnitudą istnieje zależność:

$$\log E = a + bM \tag{8.4}$$

Dla warunków GZW a = 1,8 natomiast b = 1,9 (Dubiński i Wierzchowska 1973).

Jak dotychczas najsilniejsze wstrząsy górnicze zarejestrowane w kopalniach Południowej Afryki, osiągały energię $10^{12}$J co odpowiada magnitudzie M = 5,3. W Polsce najsilniejszy wstrząs o magnitudzie 4,6 zarejestrowano w kopalni odkrywkowej węgla brunatnego Bełchatów (Gibowicz 1985). Najsilniejszy wstrząs górniczy zarejestrowany w Polsce, spowodowany eksploatacją podziemną, to wstrząs w kopalni miedzi Lubin w 1977 roku o energii $2{,}5.10^{10}$J co odpowiada magnitudzie 4,5 (Gibowicz 1980, 1985). Magnituda najsilniejszych wstrząsów występujących na obszarze GZW jest nieco mniejsza do 4,3. Wykorzystując jednak podaną wyżej przez Richtera skalę, wstrząsy te można zaklasyfikować jako dość silne trzęsienia ziemi.

### 8.2.3. Lokalizacja ognisk wstrząsów.

Ognisko wstrząsu jest obszarem, w którym nastąpiło zniszczenie ośrodka skalnego, przez co lokalizacja ogniska w walce z zagrożeniem sejsmicznym jest zagadnieniem pierwszorzędnej wagi. Jeżeli przyjście fal sejsmicznych zostanie zarejestrowane w kilku punktach $P_i$ o znanych współrzędnych $x_i,y_i,z_i$, to położenie ogniska wstrząsu można obliczyć rozwiązując układ równań z czterema niewiadomymi. Równania te mają postać:

$$\left[V_p\left(t_i - t_0\right)\right]^2 = \left(x_i - x_o\right)^2 + \left(y_i - y_0\right)^2 + \left(z_i - z_0\right)^2 \tag{8.5}$$

Ponieważ w równaniu występują cztery niewiadome, do obliczenia położenia ogniska wstrząsu konieczne są cztery równania, a nawet pięć, gdyż wynik uzyskany przez rozwiązanie czterech równań jest niejednoznaczny.

Uzyskane rozwiązanie, aczkolwiek pod względem matematycznym jednoznaczne, jest jednak rozwiązaniem przybliżonym, co spowodowane jest przez:

- założenie, że ognisko wstrząsu jest punktem matematycznym o współrzędnych $x_o$, $y_o$, $z_o$, podczas gdy w rzeczywistości wymiary ognisk silnych wstrząsów wynoszą nawet setki metrów,
- trudności z dokładnym ustaleniem czasu przyjścia fali do punktu pomiarowego $P_i$,
- przyjęcie prędkości fali sejsmicznej jako stałej. W rzeczywistym ośrodku skalnym prędkość ta zmienia się w istotny sposób, co rzutuje na dokładność obliczeń.

Aby zminimalizować wielkość błędu w lokalizacji ogniska wstrząsu opracowano szereg metod lokalizacji (metodę lokalizacji względnej, metody iteracyjne itd). W praktyce dokładność lokalizacji ogniska wstrząsu ±20m uważa się za bardzo dobrą.

Duży wpływ na dokładność lokalizacji ognisk wstrząsów ma rozmieszczenie stanowisk pomiarowych. Ponieważ sejsmometry w wyrobiskach górniczych instalowane są z reguły na dłuższy czas, opracowano szereg metod umożliwiających ich optymalną lokalizację w danym rejonie bądź kopalni (np. Kijko 1974, 1978, Drzęźla 1993, Drzęźla i Kołodziejczyk 1990).

Wobec dominujących obecnie w kopalniach wstrząsów o charakterze stropowym, gdzie praktycznie nie ma możliwości bezpośrednich obserwacji, sejsmologia górnicza staje się jedyną metodą badawczą, dostarczającą informacji o przebiegu zjawisk zachodzących w skałach stropowych. Niestety, z różnych powodów obserwacje sejsmologiczne ograniczano głównie do określania energii wstrząsu i współrzędnych jego epicentrum x,y, bo określenie składowej „z" ogniska nadal napotyka na podstawowe trudności.

Duży postęp uzyskano jednak w interpretacji sejsmogramów. Przy odpowiednio zaprojektowanej sieci sejsmologicznej i zastosowaniu aparatur z zapisem cyfrowym, istnieją możliwości określania mechanizmu ogniska, momentu sejsmicznego oraz obliczania jego tensora.

Obliczenie tych wielkości ma duże znaczenie, gdyż na przykład pomiędzy energią kinetyczną uwolnioną przy wstrząsie, a jego momentem sejsmicznym, istnieje zależność:

$$E_k = \frac{\Delta \tau}{2G} M_0 \tag{8.6}$$

gdzie:

$\Delta\tau$- spadek naprężeń na skutek poślizgu

G - moduł sprężystości postaciowej

Na podstawie analizy zapisów wstrząsów uzyskano następującą empiryczną zależność (Salamon 1993):

$$\log E_k = 1{,}25 \log M_0 - 7{,}08 \tag{8.7}$$

Analizy sejsmogramów dostarczają wielu cennych informacji o mechanizmach wstrząsów i przebiegach zjawisk geomechanicznych w masywie skalnym. Przy interpretacji ilościowej należy zachować jednak ostrożność, gdyż większość równań matematycznych wywodzi się z teorii sprężystości, bez uwzględnienia niejednorodności, nieciągłości i anizotropii skał.

## 8.3. Zagrożenie sejsmiczne w kopalniach węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (GZW) oraz w kopalniach miedzi w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym (LGOM).

Wstrząsy sejsmiczne, indukowane eksploatacją górniczą, występują w Polsce w kopalniach węgla kamiennego (GZW), w kopalniach miedzi (LGOM), a także w kopalni odkrywkowej węgla brunatnego „Bełchatów". Stosunkowo słabe zjawiska sejsmiczne, związane z wyrzutami skał, węgla i gazu, rejestrowano także w kopalniach Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego.
Pomijając pojawiające się co kilka lat silne wstrząsy w KWB Bełchatów, rejony górnicze gdzie zagrożenie sejsmiczne ma podstawowe znaczenie dla bezpieczeństwa, to GZW oraz LGOM.

Ilość energii uwalnianej w ciągu roku ze skał w postaci wstrząsów o wysokiej energii (powyżej $10^5$J) w kopalniach LGOM, jest ponad dwukrotnie większa niż w kopalniach GZW. Powodują to różne czynniki geologiczne (większa głębokość eksploatacji, własności geomechaniczne skał, miąższość złoża itd.) oraz górnicze (system eksploatacji i inne). Z drugiej jednak strony czynniki te powodują, że skutki wstrząsów, to jest tąpnięcia, w kopalniach węgla są zazwyczaj większe.

Zagrożenie sejsmiczne w kopalniach stanowiło i stanowi przedmiot licznych badań Głównego Instytutu Górnictwa, Instytutu Geofizyki PAN, Akademii Górniczo-Hutniczej, Politechniki Śląskiej, Zakładów Badawczo-Projektowych „Cuprum" i innych ośrodków naukowo-badawczych. Bibliografia dotycząca problemów sejsmologii górniczej obejmuje setki liczących się pozycji. Poświęcone są jej także opracowania monograficzne i podręczniki.

### 8.3.1. Zagrożenie sejsmiczne w kopalniach GZW.

Wstrząsy górnicze zaczęły pojawiać się w kopalniach węgla kamiennego już w XIX wieku. W miarę schodzenia z eksploatacją na coraz większe głębokości oraz w miarę zwiększania się wydobycia węgla, zagrożenie sejsmiczne nasilało się, stając się z czasem jednym z podstawowych zagrożeń naturalnych, powodującym wypadki śmiertelne i ogromne straty materialne.
Obecnie zagrożenie to występuje w ponad 30 kopalniach węgla kamiennego, przy czym około 35% wydobycia uzyskuje się z pokładów zaliczonych do zagrożonych tąpaniami.

Badania sejsmologiczne na terenie GZW prowadzono już w latach 20-tych, lecz systematyczne obserwacje sejsmiczne zapoczątkowane zostały dopiero w roku 1950 przez Główny Instytut Górnictwa i Instytut Geofizyki PAN.

Do rozwoju sejsmologii górniczej w GZW, walnie przyczyniła się doc. dr inż. Zofia Wierzchowska, konsekwentnie wdrażając tę metodę w górnictwie.

W pierwszym okresie, do obserwacji wstrząsów górniczych wykorzystywano tzw. sieć regionalną Głównego Instytutu Górnictwa, składającą się z kilku stacji, rozmieszczonych na terenie GZW. Z czasem w kopalniach, w których zagrożenie było szczególnie duże, instalowano sieci lokalne rozmieszczając rejestratory (sejsmometry) w wyrobiskach danej kopalni. Obecnie większość kopalń posiada własną aparaturę sejsmologiczną prowadzącą systematyczną, stałą, automatyczną rejestrację wstrząsów występujących w zasięgu jej detekcji.

Aktywność sejsmiczną w kopalniach GZW w ostatnich latach ilustruje tabela:

| **Rok** | **Energia wstrząsów** | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | $10^5$J | $10^6$J | $10^7$J | $10^8$J | $10^9$J |
| 1991 | 822 | 37 | 3 | 1 | - |
| 1992 | 719 | 53 | 7 | - | 1 |
| 1993 | 825 | 84 | 8 | 3 | 2 |
| 1994 | 661 | 78 | 6 | 1 | - |
| 1995 | 385 | 70 | 8 | 2 | - |
| 1996 | 499 | 54 | 11 | - | - |

Na podstawie kilkudziesięcioletnich obserwacji stwierdzono, że zagrożenie sejsmiczne w różnych rejonach GZW jest różne. Mapę przedstawiającą te rejony przedstawiono na rys.12.4 w rozdziale 12, gdzie podano również najbardziej prawdopodobne przyczyny tego zjawiska. Należy jednak zwrócić uwagę na to, że mapa aktywności sejsmicznej w GZW powstała na podstawie dotychczasowych rejestracji sejsmologicznych i nie można wykluczyć pojawienia się nowych rejonów występowania wstrząsów po uruchomieniu eksploatacji w nowych polach, gdzie dotychczas nie prowadzono robót górniczych. Wskazują na to dotychczasowe doświadczenia, gdyż np. w latach 60-tych za rejon asejsmiczny uważano rejon Bierunia, Lędzin i Jaworzna oraz kopalnie w rejonie Jastrzębia i Rybnika. Obecnie w rejonach tych rejestruje się znaczną liczbę wstrząsów o wysokiej energii, a najsilniejszy wstrząs, jaki zarejestrowano na obszarze GZW o energii $2.10^9$J, wystąpił w dniu 05.05.1992 właśnie w rejonie Bierunia (KWK Czeczott).

Również próby czasu nie wytrzymał pogląd, że rejonami o szczególnym zagrożeniu sejsmicznym są synkliny (niecki), a rejonami, gdzie zagrożenie to nie występuje, są antykliny (siodła). Obserwacje wykazały, że wstrząsy występują nie tylko w synklinach (np. niecka bytomska), lecz również antyklinach (np. siodło główne).

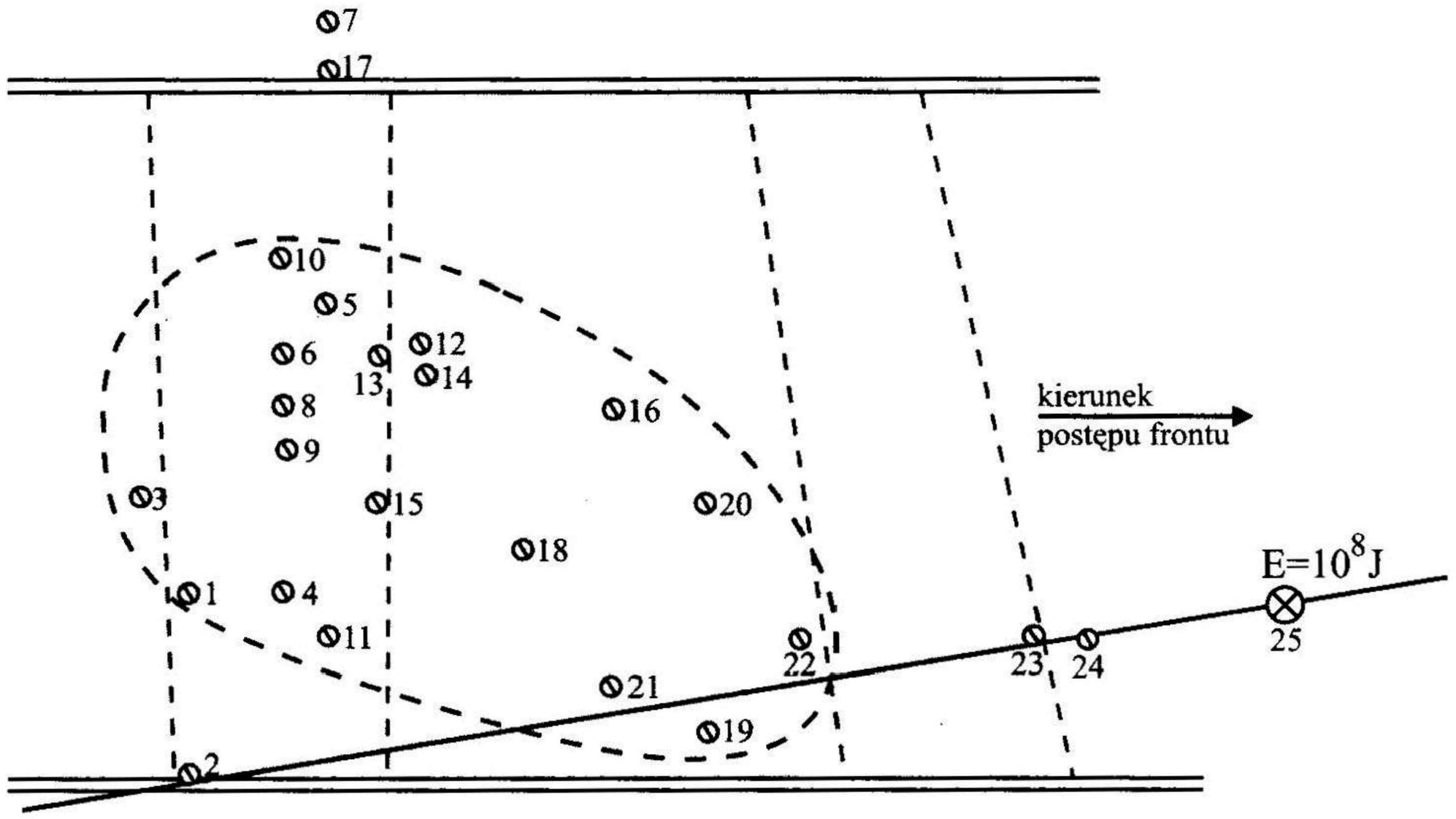
Rekapitulując, należy podkreślić, że poglądy na temat występowania rejonów o podwyższonym zagrożeniu sejsmicznym ulegały z biegiem lat ewolucjom, a na mapie aktywności sejsmicznej terenów GZW możliwe są jeszcze zmiany.

Sejsmologia górnicza stanowi podstawową metodę prognozy zagroże-

nia (patrz rozdz.14). Ze względu na jej możliwości stanowiła przedmiot licznych badań i analiz. Na podstawie sekwencji wstrząsów o określonej energii podejmowano próby oceny stanu zagrożenia sejsmicznego (Wierzchowska 1978, 1983).

Analiza sejsmogramów oraz lokalizacja epicentrów wstrząsów wskazuje na różne ich mechanizmy. Na tak zwaną wielomodalność wstrząsów zwróciło uwagę kilku autorów (Marcak 1985, Kijko, Drzęźla i Stankiewicz 1987). Wykonane badania stanowiły podstawę do hipotezy, według której wstrząsy o dużej energii związane są z pęknięciami stropu, natomiast wstrząsy słabe tworzą chmurę („rój"), przemieszczającą się wraz z postępem linii frontu. Charakterystyczne przy tym jest, że na linii pęknięcia stropu, przed silnym wstrząsem występuje szereg wstrząsów słabych.

Wykorzystując sejsmologię górniczą w celu prognozowania stanów zagrożenia tąpaniami, wykonano bardzo dużo badań, aby uzyskać zależności liczbowe pomiędzy liczbą, lokalizacją i energią wstrząsów, a stanem zagrożenia. Zależności takich dotychczas niestety nie uzyskano, gdyż jak się okazało, bezpośrednie wykorzystywanie rozwiązań z sejsmologii w górnictwie, ze względu na istotne różnice pomiędzy mechanizmem trzęsienia ziemi a mechanizmem wstrząsu górniczego, nie zawsze daje oczekiwane rezultaty.
Prowadzono również badania w celu uzyskania zależności pomiędzy zagrożeniem sejsmicznym, a parametrami charakteryzującymi prowadzoną eksploatację (postęp frontu, system eksploatacji itd.) w oparciu o rachunek statystyczny (Lasocki 1990, 1993).




*Rys. 8.1. Lokalizacja słabych wstrząsów przed głównym wstrząsem o energii $10^8$J (według Marcaka 1985).*

### 8.3.2. Zagrożenie sejsmiczne w kopalniach LGOM.

Pierwszy wstrząs górniczy w Kopalniach LGOM zarejestrowano w 1968 roku w Kopalni Lubin. Zjawiska tego typu, w miarę rozwoju eksploatacji, stały się powszechne i obecnie zagrożenie sejsmiczne stanowi podstawowe zagrożenie naturalne w polskich kopalniach miedzi.

W pierwszym okresie, przed wyposażeniem stacji geofizycznych kopalń w aparaturę sejsmologiczną, wstrząsy górnicze indukowane eksploatacją złoża miedzi rejestrowała stacja Instytutu Geofizyki PAN w Książu koło Wałbrzycha. Później, po zainstalowaniu w poszczególnych kopalniach LGOM odpowiednich aparatur, z rejestracji w stacji PAN korzysta się w miarę potrzeb.

Zagrożeniu sejsmicznemu w kopalniach LGOM poświęcono szereg prac badawczych (Gibowicz i inni 1979, 1980, Bober i Kazimierczyk 1979, 1980, Kazimierczyk 1980, 1985, Gibowicz 1985, Kazimierczyk i Kowalska 1985, Kazimierczyk i inni 1988, Cieszkowski i inni 1988, Machoń 1993, Król 1995). Postęp techniczny w zakresie rozwoju aparatury pomiarowej sprawił, że niektóre z wymienionych prac straciły swoją aktualność i przydatność, niemniej stanowią cenny materiał dokumentacyjny.

Aktywność sejsmiczna w LGOM, to jest liczba rejestrowanych rocznie wstrząsów o odpowiedniej energii, kształtuje się różnie w zależności od natężenia eksploatacji.

Najsilniejszy wstrząs górniczy o energii $E = 2{,}5.10^{10}J$ ($M = 4{,}5$) wystąpił w dniu 34.03.1977 w kopalni Lubin. W latach późniejszych nie rejestrowano tak silnych wstrząsów, lecz stosunkowo często rejestruje się obecnie wstrząsy o energii przekraczającej $10^8J$, a więc bardzo silne, wysokoenergetyczne.

Aktywność sejsmiczną kopalń LGOM ilustruje tabela (D. Dziedzic: Ocena stanu zagrożenia tąpaniami i skuteczność metod ograniczania tego zagrożenia w kopalniach LGOM w 1995r. Dokumentacja CBPM Cuprum):

| Rok | Liczba wstrząsów | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | $10^3$ | $10^4$ | $10^5$ | $10^6$ | $10^7$ | $10^8$ |
| 1991 | 574 | 358 | 229 | 104 | 26 | - |
| 1992 | 678 | 494 | 341 | 135 | 23 | - |
| 1993 | 722 | 658 | 300 | 153 | 39 | 4 |
| 1994 | 724 | 583 | 279 | 121 | 33 | 7 |
| 1995 | 754 | 621 | 308 | 134 | 29 | 3 |
| 1996 | 870 | 741 | 425 | 183 | 36 | 1 |

Ze względu na niebezpieczeństwo, jakie stanowią wstrząsy górnicze, od czasu pojawienia się tych zjawisk w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym, podejmowano różne prace w celu ustalenia przyczyn ich występowania i opracowania metod zapobiegania temu zagrożeniu. Większość badań bazowała na analizie sejsmogramów wstrząsów oraz skutków wstrząsów w wyrobiskach górniczych i na powierzchni terenu. Badania te wykazały, że ogniska wstrzą-

sów górniczych indukowanych eksploatacją złoża miedzi, w zdecydowanej większości przypadków znajdują się w skałach stropowych.

Na podstawie wykonanych analiz postawiono hipotezę zakładającą, że główną przyczyną występowania wstrząsów jest gwałtowne załamywanie się (pękanie) mocnych skał w stropie zasadniczym eksploatowanego złoża (Bober i Kazimierczyk 1980). Śledząc lokalizację epicentrów wstrząsów założono, że załamywanie to następuje stosunkowo regularnie wzdłuż linii, na której na skutek procesów geologicznych nastąpiło osłabienie skał (Cieszkowski i inni 1988). Podobną zależność usiłowano ustalić dla wielkości powierzchni wybrania złoża. Obliczono, że wstrząsy o wysokiej energii pojawiają się dopiero po wyeksploatowaniu złoża na powierzchni krytycznej, która wynosi od 15-25ha (Kunysz i inni 1994). Biorąc jednak pod uwagę dokładność lokalizacji epicentrów wstrząsów, która wynosi kilkadziesiąt metrów i więcej, do hipotez takich należy podchodzić z odpowiednią ostrożnością, traktując uzyskane wyniki jako swojego rodzaju wskaźniki, ułatwiające ocenę zagrożenia i projektowanie eksploatacji górniczej, natomiast nie jako zależności funkcyjne.

Równolegle z próbami ustalenia geomechanicznych przyczyn wstrząsów, analizowano ich zapisy (sejsmogramy) obliczając mechanizm ogniska.

Pierwsze takie analizy wykonano dla 17 wybranych wstrząsów, jakie wystąpiły w 1975 roku w kopalni Lubin (Gibowicz i inni 1979). Analizy te wykazały, że ogniska posiadają promienie o długości od 55 do 140m i są to uskoki o przesunięciu do 2cm. Dla modelu Haskella długości tych uskoków zmieniają się od 260 do 680m, a szerokości od 55 do 140m.

Szczegółową analizę wykonano dla wstrząsu o magnitudzie 4,5, który wystąpił w marcu 1977. Początkowo ustalono, że ognisko wstrząsu można przedstawić w postaci uskoku odwróconego na głębokości około 1,25km, poniżej spągu złoża. Interpretacja taka wskazywałaby na jego tektoniczne pochodzenie, w wyniku uaktywnienia się uskoków w strefie rozłamu Środkowej Odry (Gibowicz i inni 1980). Później jednak reinterpretacja sejsmogramów wykazała, że był to wstrząs spowodowany poślizgiem po powierzchni uskoku normalnego o nachyleniu $56^{o}$ i przesunięciu 3,3cm (Gibowicz 1985).

Od roku 1994 kopalnie LGOM posiadają aparaturę sejsmologiczną ELOGOR-C z zapisem cyfrowym. Wykorzystanie do analiz sejsmogramów techniki komputerowej umożliwia analizę praktycznie wszystkich wstrząsów o energiach większych od $10^{5}$J. Obliczenia mechanizmu ogniska wykonane dla 229 samoistnych wstrząsów i dla 63 sprowokowanych wykazała, że w większości z nich występują dwie płaszczyzny nodalne, jedna stroma ($70\text{-}80^{o}$), a druga prawie pozioma. Biorąc pod uwagę to, że często silne wstrząsy nie powodują szkód w wyrobiskach, pomimo kilkakrotnego występowania ich w tych samych praktycznie miejscach, przypuszcza się, że najczęstszym powodem wstrząsu jest poziomy, międzyławicowy, skokowy poślizg warstw skalnych nad złożem (Król 1995).

# PROCESY ZACHODZĄCE W GÓROTWORZE NA SKUTEK EKSPLOATACJI GÓRNICZEJ

Wykonanie wyrobiska górniczego narusza istniejący stan równowagi w górotworze i powoduje redystrybucję naprężeń litostatycznych. W niektórych obszarach następuje koncentracja naprężeń, w innych powstają tzw. strefy odprężone, gdzie naprężenia są mniejsze od pierwotnych (litostatycznych). Istotne przy tym jest to, że często zmienia się nie tylko wielkość naprężeń, ale także ich znak, co oznacza, że w niektórych strefach w miejsce ściskań pojawiają się rozciągania. Jest to niezmiernie ważne, gdyż wytrzymałość skał na rozciąganie jest wielokrotnie niższa od wytrzymałości na ściskanie i strefy rozciągań to w praktyce strefy, w których zaczyna się rozwijać proces niszczenia skały.

Zasięg wpływu wyrobiska na otaczające je skały zależy od wielkości naprężeń litostatycznych oraz od wymiarów wyrobisk. Ponieważ gabaryty wyrobisk mogą zmieniać się w szerokich granicach, należy odrębnie rozpatrzeć wpływ wyrobiska korytarzowego, a odrębnie frontu eksploatacyjnego.

## 9.1. Wpływ wyrobiska korytarzowego na otaczające je skały.

Wykonanie wyrobiska korytarzowego powoduje zazwyczaj lokalne zmiany stanu naprężeń, koncentrujące się głównie w jego bezpośrednim sąsiedztwie. Jeżeli naprężenia te są odpowiednio duże, większe od wytrzymałości skały, to wokół wyrobiska powstanie strefa spękań (skał zniszczonych).

### 9.1.1. Stan naprężeń wokół wyrobiska korytarzowego.

Analizując rozkład naprężeń wokół wyrobiska korytarzowego, zazwyczaj rozpatruje się płaski stan naprężeń, w którym płaska prostokątna tarcza z otworem w środku, przedstawiającym wyrobisko, obciążona jest na krawędziach naprężeniami litostatycznymi $p_z$ oraz $p_x$. Wykorzystując równania teorii sprężystości analizowano wpływ wyrobiska o przekroju kołowym, prostokątnym i eliptycznym. Jeżeli naprężenia były większe od wytrzymałości skały, wykorzystywano również równania teorii plastyczności. Uzyskane wyniki dla wyrobisk o różnym kształcie przekroju poprzecznego były zbliżone i są porównywalne pod względem jakościowym.

W stropie i w spągu wyrobisk występują poziome rozciągania $\sigma_x$ równe pod względem wielkości $p_z$ (pionowemu naprężeniu litostatycznemu), natomiast naprężenie pionowe $\sigma_z$ jest równe zeru. W ociosach występują pionowe

naprężenia cisnące równe $3p_z$, a naprężenia poziome wynoszą zero. Zasięg wpływu wyrobiska jest stosunkowo mały i ograniczony do jego bezpośredniego otoczenia.

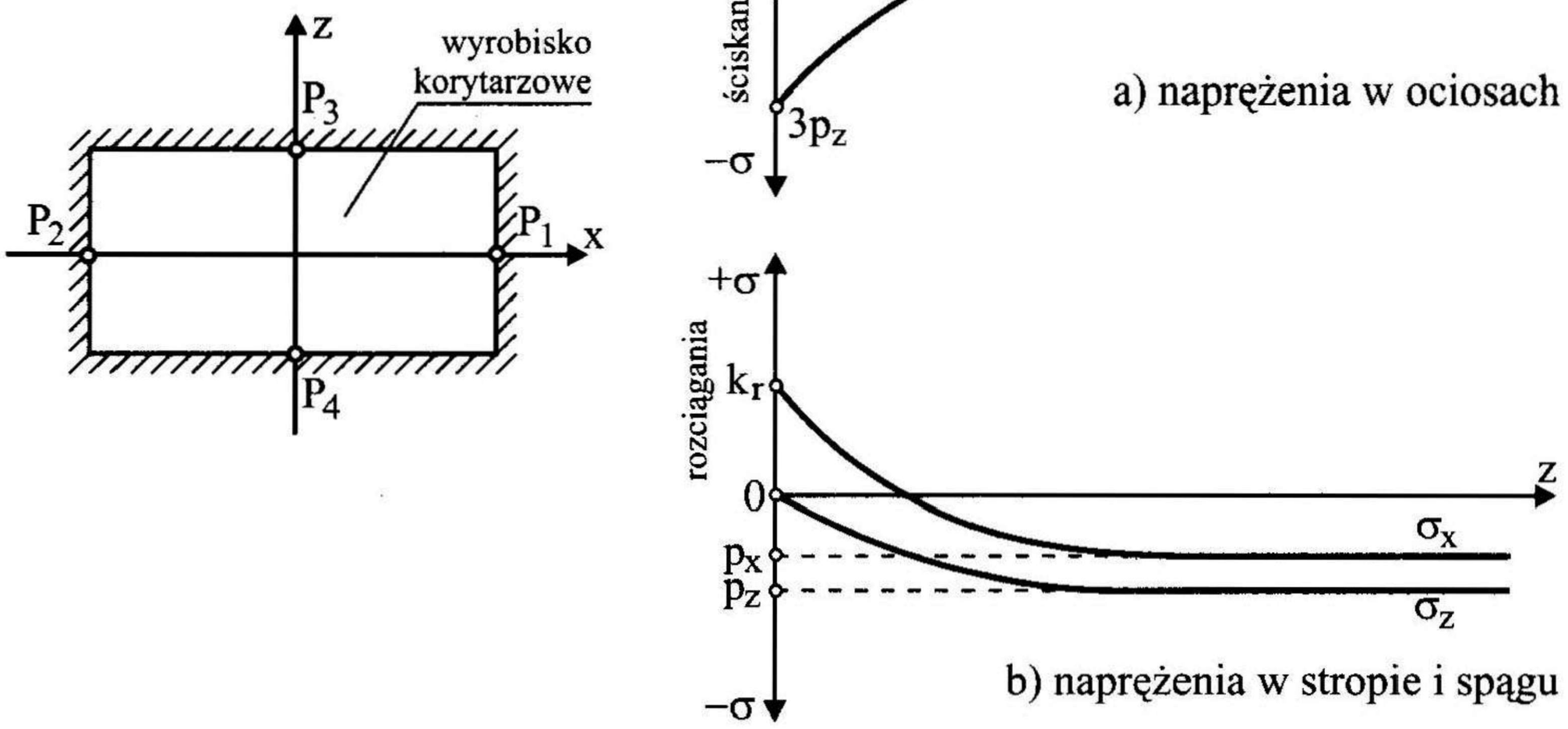
Ponieważ kołowy przekrój wyrobiska korytarzowego należy do rzadkości, a najczęściej spotykany jest przekrój prostokątny oraz ze względu na stosowanie obudowy ŁP zbliżony do eliptycznego, na rys. 9.1. przedstawiono rozkład naprężeń w ociosach oraz stropie i spągu wyrobiska korytarzowego o przekroju prostokątnym.

Na rys. 9.1. wykres „a" przedstawia rozkład naprężeń w ociosie prawym wyrobiska, w miarę oddalania się od punktu $P_1$ wzdłuż osi x. Rozkład naprężeń w ociosie lewym jest taki sam, z tym, że początek układu współrzędnych znajduje się w punkcie $P_2$, a oś x skierowana jest w lewo.

Wykres „b" dotyczy naprężeń w stropie oraz spągu. Dla naprężeń w stropie początek układu współrzędnych znajduje się w punkcie $P_3$ z osią z skierowaną w górę rysunku, a dla naprężeń w spągu w punkcie $P_4$ z osią z w dół.

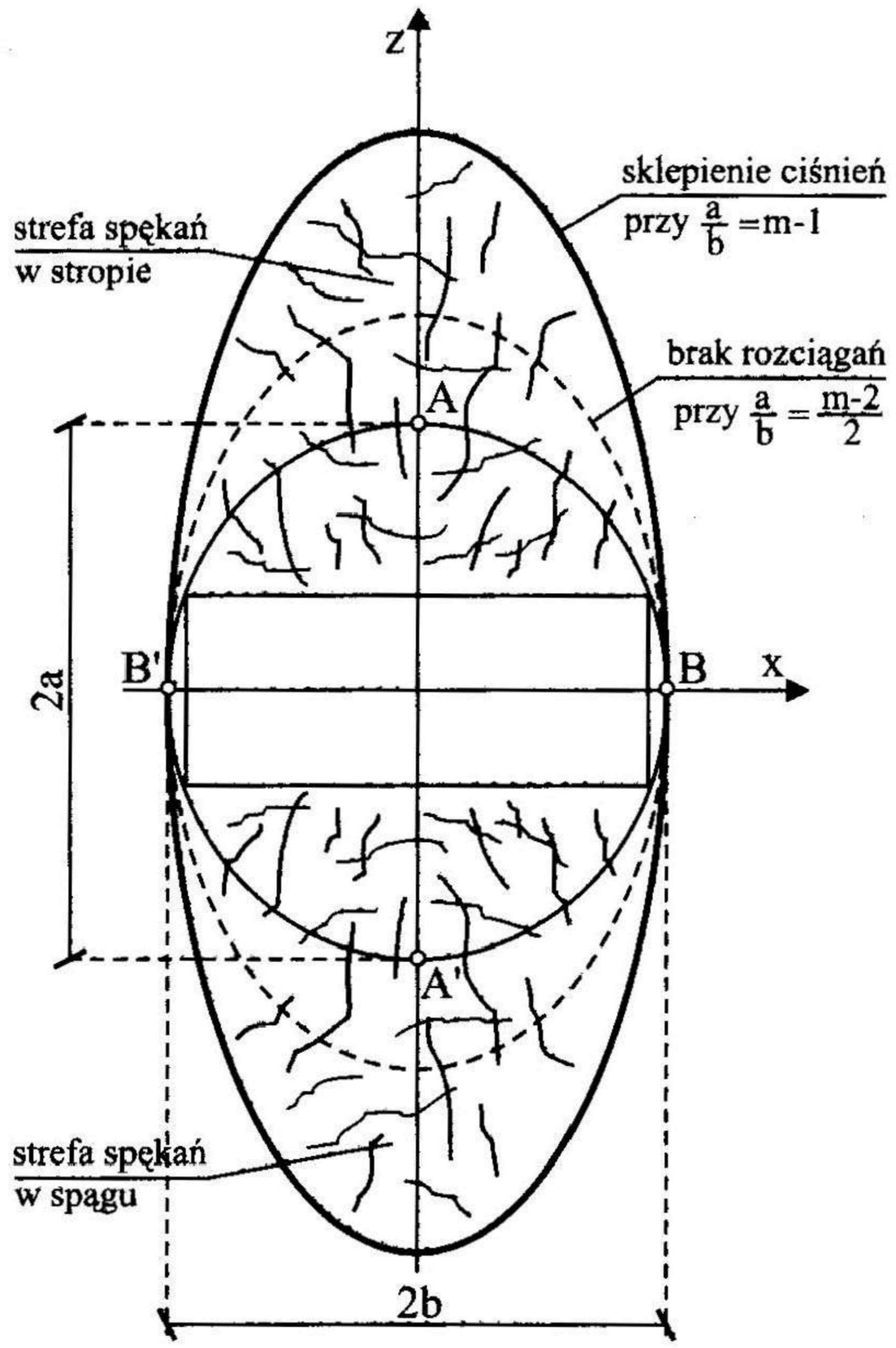
Przez $p_z$ i $p_x$ oznaczono naprężenia litostatyczne.

Przedstawiony na rys. 9.1 rozkład naprężeń w otoczeniu wyrobiska korytarzowego przedstawia tzw. układ sprężysty, w którym nie nastąpiło przekroczenie wytrzymałości skał. W kopalniach węgla układ taki powstaje wokół wyrobisk kamiennych. Wokół wyrobisk wykonanych w pokładach węgla tylko wówczas nie następuje przekroczenie wytrzymałości węgla, jeżeli wyrobi-




*Rys. 9.1. Rozkład naprężeń w ociosach, stropie i spągu wyrobiska korytarzowego (bez strefy spękań).*

sko znajduje się na małej głębokości, do około 250m.
W kopalniach LGOM, gdzie skały mają kilkakrotnie większą wytrzymałość niż węgiel, rozkład naprężeń jak na rys. 9.1 występuje także na znacznie większych głębokościach.




*Rys. 9.2. Sklepienie ciśnień wokół wyrobiska korytarzowego.*

Na postawie analizy rozkładu naprężeń w otoczeniu wyrobiska korytarzowego, opracowano teorię sklepienia ciśnień. Na rys. 9.2 przedstawiono takie wyrobisko wraz z opisaną na nim elipsą o półosiach a oraz b.

W punkcie A w wierzchołkach elipsy (wyrobiska) występują poziome rozciągania:

$$\sigma_x = -p_z + p_x\left(1+2\frac{a}{b}\right) \tag{9.1}$$

natomiast w punkcie B ściskania:

$$\sigma_z = p_z\left(1+2\frac{a}{b}\right) - p_x \tag{9.2}$$

Jak wynika z podanych wyżej wzorów, wielkość naprężeń zależy od naprężeń litostatycznych i od kształtu elipsy (stosunku półosi a oraz b).
Oznaczając przez m liczbę Poissone'a, przy wymiarach elipsy:

$$\frac{a}{b} = \frac{m-2}{2} \tag{9.3}$$

zanikają naprężenia rozciągające ($\sigma_x = 0$)
Gdy stosunek a:b będzie nadal wzrastać (elipsa bardziej spłaszczona) w stropie będą wzrastały naprężenia ściskające, natomiast w ociosach naprężenia te będą maleć. Przy stosunku osi:

$$\frac{a}{b} = m-1$$

następuje wyrównanie naprężeń ściskających. Na całym obwodzie elipsy występują takie same naprężenia ściskające.

Zależności powyższe stanowią podstawę teorii sklepienia ciśnień, według której naprężenia wokół wyrobiska korytarzowego dążą do pewnego stanu równowagi, to jest powstania eliptycznej powierzchni wokół wyrobiska, na której występują wyłącznie równe pod względem wielkości naprężenia ściskające. Powierzchnię tę określa się właśnie jako sklepienie ciśnień. Poniżej tej powierzchni znajduje się obszar zniszczenia skały (liczne spękania).

Maksymalny zasięg strefy spękań nad wyrobiskiem można obliczyć podstawiając w miejsce $\sigma_x$ wartość $k_r$ (wytrzymałości na rozciąganie skał). Jeżeli skały, w których wykonywane jest wyrobisko są spękane, wówczas wytrzymałość ich na rozciąganie jest bliska zeru. Przyjmując $k_r = 0$ otrzymuje się maksymalną wysokość sklepienia 5,5b, przy czym b w przybliżeniu odpowiada połowie szerokości wyrobiska.

Teoria sklepienia ciśnień, wywodząca się z teorii sprężystości, w pewnym sensie wykracza poza model ciała sprężystego, gdyż pojawiają się w niej odkształcenia trwałe ośrodka skalnego w strefie spękań. Z uwagi na ich nieodwracalność należy traktować je jako pseudoplastyczne. Dlatego też dalsze rozważania na temat wpływu wyrobiska korytarzowego na stan naprężeń w jego otoczeniu dla przypadków, w których następuje przekroczenie wytrzymałości skał, dokonywane są przy wykorzystaniu równań teorii plastyczności z uwzględnieniem czynnika czasu.

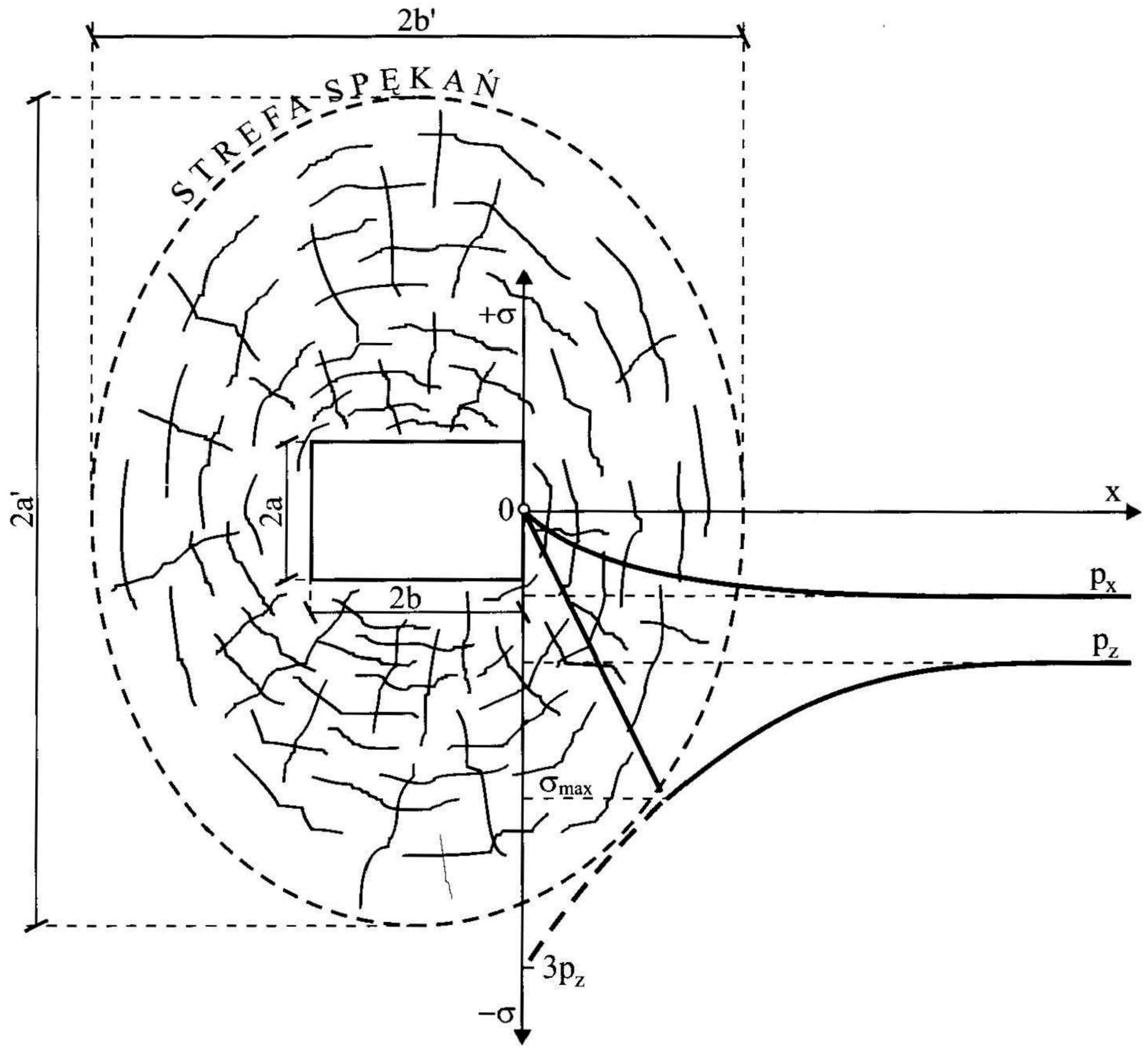
### 9.1.2. Zniszczenie skał w otoczeniu wyrobisk korytarzowych.

Należy pamiętać, że zniszczenie skały następuje po przekroczeniu jej wytrzymałości na rozciąganie lub ścinanie. Ponieważ naprężenia rozciągające występują w stropie i spągu wyrobiska korytarzowego, a wytrzymałość na rozciąganie skał jest z reguły mała, w strefach tych w pierwszej kolejności następuje zniszczenie skały (rys. 9.2).

W ociosach wyrobisk występują naprężenia ściskające, których war-

tość dochodzi do $3p_z$. Na małej głębokości zalegania wyrobiska, naprężenia te spowodują tylko odkształcenia sprężyste ociosów i nagromadzenie się w strefie przyociosowej pewnej ilości energii sprężystości, która może zostać uwolniona, jeżeli na skutek różnych przyczyn wytężenie materiału skalnego osiągnie wartości krytyczne. Gdy zjawisk takich nie ma, wówczas podwyższone naprężenia w ociosach mogą się utrzymywać tak długo, aż procesy reologiczne nie spowodują ich relaksacji.

Przy znacznej głębokości wyrobiska korytarzowego naprężenia w ociosach są duże. Następuje wówczas przekroczenie wytrzymałości skał i powstanie strefy odkształceń plastycznych oraz strefy spękań w ociosach wyrobiska. Strefę tę w pewnym sensie należy traktować jako dodatkową część wyrobiska, którego szerokość wzrosła teraz od 2b do 2b' (rys. 9.3). Ten przyrost szerokości wyrobiska powoduje to, że wysokość, na jakiej powstaje sklepienie ciśnień również wzrasta do a'. W efekcie wokół wyrobiska tworzy się strefa spękań, której zasięg zależy od głębokości zalegania wyrobiska i parametrów wytrzymałościowych skał, w których wyrobisko to jest wykonane.




*Rys. 9.3. Rozkład naprężeń wokół wyrobiska korytarzowego ze strefą spękań.*

Strefa maksymalnych naprężeń znajduje się na granicy, pomiędzy obszarem spękań, a obszarem odkształceń sprężystych. Należy zwrócić uwagę na skokowy wzrost naprężeń na granicy obszarów powodowany przekroczeniem wytrzymałości skały.

Głębokość, do jakiej sięga strefa spękań w ociosach wyrobisk korytarzowych wykonanych w pokładach węgla, określano metodą aerometryczną i metodami geofizyki (geoelektryczną i sejsmiczną). Jak wykazały pomiary, głębokość ta zmienia się od zera do około 15m.

Do badania wysokości strefy spękań w stropie wyrobiska najczęściej wykorzystywany jest penetrometr otworowy (Kidybiński i Gwiazda 1975).

Badając zasięg strefy spękań należy zwrócić uwagę na litologię skał. Wyrobiska górnicze w GZW oraz LGOM wykonane są w skałach osadowych, które ze względu na pochodzenie, charakteryzują się uwarstwieniem i laminacją. Co więcej, górotwór zbudowany jest z serii warstw mających różne własności geomechaniczne i tworzy pakiet skał różnie reagujących na wykonanie wyrobiska. Duże różnice naprężeń w ociosach ($\sigma_z = 3p_z$, $\sigma_x = 0$ oraz $\tau = 1{,}5p_z$) mogą powodować deformacje pseudoplastyczne ociosów, przejawiające się w postaci wyciskania materiału skalnego do wyrobiska, określane jako płynięcie ociosów. Ta sama różnica naprężeń w skałach o wysokiej wytrzymałości może powodować tzw. łuszcznie się ociosów, połączone z efektami akustycznymi (trzaski, stuki itp.).

Na przebieg procesu zniszczenia skały w ociosach wyrobisk korytarzowych duży wpływ ma zawodnienie skał. Płyny porowe z powodów omówionych w rozdziale 6.5 przyśpieszają proces pękania i dezintegracji skały. W praktyce zjawisko to przejawia się w postaci intensywnego wymywania ziaren skały z ociosów. Jeżeli wyrobisko drążone jest w zawodnionych piaskowcach, wówczas wynoszenie ziaren kwarcu powoduje tzw. „zamulanie" ścieku, którym odprowadzana jest woda z przodka.

Uwarstwienie skał przyśpiesza proces tworzenia się strefy spękań nad wyrobiskiem. Granice litologiczne oraz powierzchnie laminacji stanowią powierzchnie, wzdłuż których następuje rozwarstwianie masywu skalnego. Przy małej spójności pomiędzy warstwami, rozwarstwianie to może spowodować również tylko sama siła ciężkości. Wówczas na powstawanie strefy spękań nad wyrobiskiem mają wpływ nie tylko poziome naprężenia rozciągające, ale również naprężenia powstające przy grawitacyjnym zginaniu odspojonych ławic skalnych.

W skałach osadowych występuje szereg spękań różnie zorientowanych. Jeżeli gęstość spękań zorientowanych poprzecznie do uławicenia jest duża, wówczas wytrzymałość skał, w kierunku do nich prostopadłym, wynosi zero. W takich warunkach strefa spękań rozwija się bardzo szybko do powierzchni sklepienia ciśnień.

Na zakończenie należy zwrócić uwagę na znaczenie, jakie ma wytrzymałość skał. Wyrobiska wykonane w skałach mocnych monolitycznych utrzymują się przez długi czas bez obudowy. Ich przekrój poprzeczny ulega tylko niewielkim zmianom. Drążąc wyrobiska korytarzowe w takich skałach zabez-

piecza się jedynie strop przez kotwienie, aby zahamować tworzenie się strefy spękań. Przekopy wykonane w zwięzłych, mocnych piaskowcach na niewielkich głębokościach, przez długie lata utrzymują się w stanie nienaruszonym bez żadnej odbudowy. Wyrobiska bez obudowy są również zjawiskiem powszechnym w starych kopalniach rud cynku i ołowiu w rejonie Olkusza i Tarnowskich Gór.
Jeżeli jednak wyrobisko wykonane jest w skałach plastycznych, następuje wyciskanie do niego materiału skalnego zmniejszające jego przekrój, aż do całkowitego zaciśnięcia włącznie.

## 9.2. Wpływ frontu eksploatacyjnego na górotwór.

O ile wpływ wyrobiska korytarzowego na otaczający je górotwór ma charakter lokalny i ogranicza się do jego najbliższego otoczenia, to wpływy eksploatacji złoża obejmują duży obszar, o powierzchni znacznie większej od powierzchni zrobów.
Opis wpływów eksploatacji na stan naprężeń w górotworze napotyka na bardzo duże trudności powodowane niejednorodnością i anizotropią masywu skalnego. Aby opisać zmiany stanu naprężenia i stworzyć w miarę adekwatny do rzeczywistych warunków model matematyczno-fizyczny, konieczne są daleko idące uproszczenia. Uzyskane w ten sposób rozwiązania należy traktować jako przybliżone, nie sugerując się dokładnością liczbową obliczonych wyników.

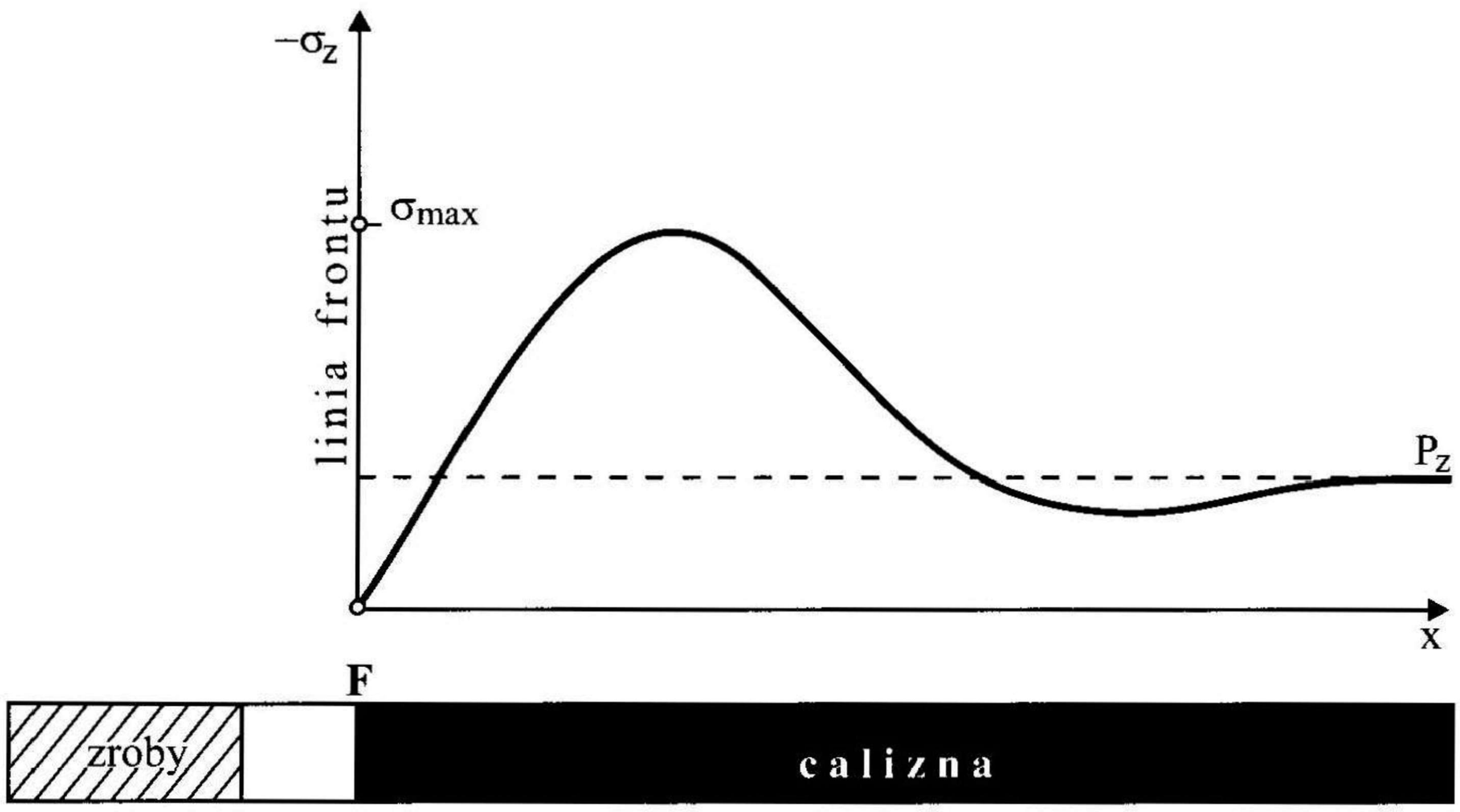
Jeszcze większe trudności napotyka się przy opisie mechanizmów zniszczenia skał w sąsiedztwie frontu eksploatacyjnego. Tutaj anizotropia i niejednorodność górotworu, współwystępowanie odkształceń sprężystych i plastycznych, powstawanie powierzchni zniszczenia w postaci rozwarstwień, spękań, szczelin itd., praktycznie uniemożliwiają wykorzystanie metod mechaniki ośrodków ciągłych. Większe możliwości stwarza korzystanie z metod numerycznych, a zwłaszcza z metody elementów skończonych, aczkolwiek, jak dotychczas, próby uzyskania uniwersalnych rozwiązań nie dały oczekiwanych rezultatów.

### 9.2.1. Stan naprężeń wokół frontu eksploatacyjnego.

Eksploatacja złoża powoduje daleko idące zmiany stanu naprężeń w skałach, znajdujących się w zasięgu jej wpływu. Usuwając znaczne ilości mas skalnych narusza się istniejący stan równowagi. Litostatyczny, ustabilizowany stan naprężeń zostaje zastąpiony stanem trójosiowym, ze strefami koncentracji naprężeń, a jednocześnie ze strefami odprężonymi w miejscach, gdzie naprężenia są mniejsze od pierwotnych (litostatycznych). Wybranie złoża pozbawia podparcia zalegające nad nim skały, które osiadają na zrobach. Osiadanie to nie jest jednak nigdy regularne, gdyż uniemożliwiają to różne przyczyny geologiczne i techniczne (uskoki i inne zaburzenia geologiczne, krawędzie eksploatacyjne, pozostawione resztki złoża itd.). Wszystko to razem powoduje,

że tworzą się układy statycznie niewyznaczalne. Dlatego też rozwiązując określone problemy mechaniki górotworu, z konieczności stosuje się uproszczenia idealizując rozpatrywany ośrodek (np. operując uśrednionymi wartościami modułów sprężystości dla całego profilu liotologicznego warstw).

Wykorzystując teorię ugięcia belki na sprężystym podłożu, którym jest pokład węgla, w 1933 roku Budryk opublikował powszechnie znaną, nie tylko polskim specjalistom, teorię fali ciśnień. Teoria ta szczegółowo opisana jest w podręcznikach mechaniki górotworu (np. Saułstowicz 1955, Kłeczek 1994




*Rys. 9.4. Rozkład naprężeń w pokładzie przed linią frontu według teorii fali ciśnień.*

i inne). Na rys. 9.4 przedstawiono rozkład naprężeń w pokładzie przed linią frontu. Naprężenia te rozkładają się w postaci fali, skąd nazwa teorii.

Rozwiązując podstawowe równanie tej teorii otrzymuje się zależności matematyczne dla z = f(x) to jest równanie linii ugięcia stropu nad pokładem, momentu zginającego, siły poprzecznej:

$$J E' \frac{d^4 z}{d^4 x} = p_z - c z \qquad (9.5)$$

gdzie:

J - moment bezwładności
E' - współczynnik uwzględniający moduł Younga i liczbę Poissone'a
c - współczynnik oporu właściwego podłoża
x, z - współrzędne

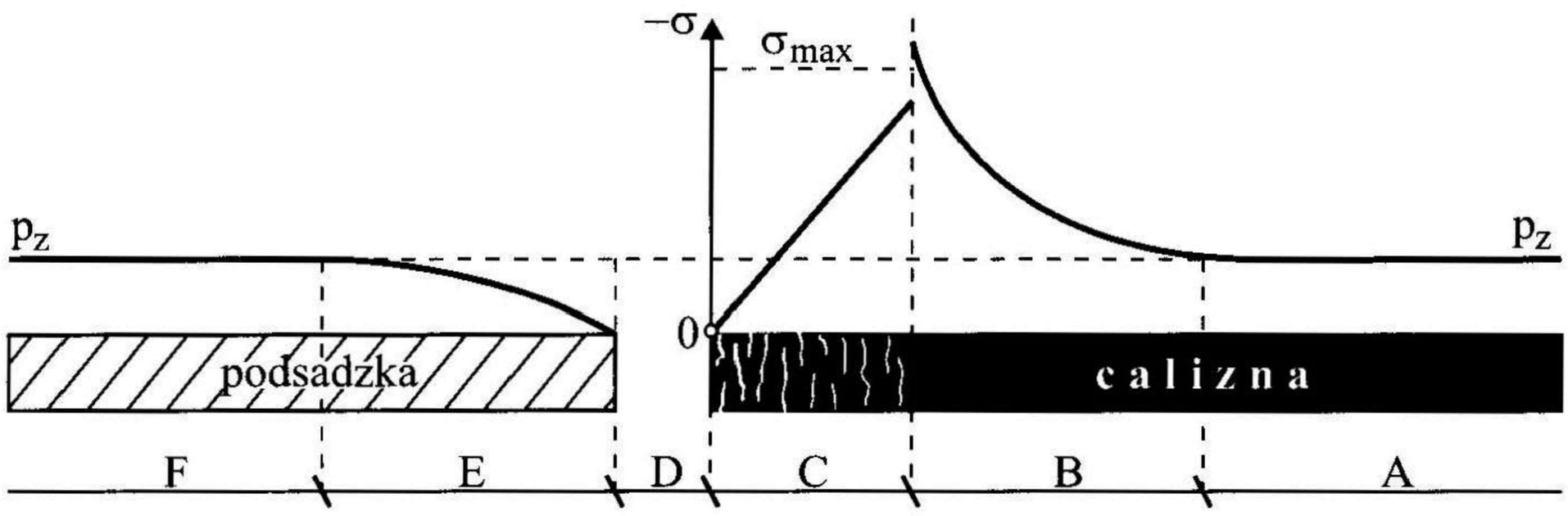
Aczkolwiek podstawą powyższych równań jest teoria sprężystości, to jednak szereg wynikających z niej wniosków znajduje potwierdzenie w praktyce. Długość fali obliczona z równania z = f(x) wynosi powyżej 10m, przy czym maksymalne wartości tzw. ciśnienia eksploatacyjnego występują na krawędzi eks-

ploatowanego pokładu (rys. 9.4). Również nad krawędzią maksymalne wartości osiąga siła poprzeczna, natomiast maksimum momentu zginającego znajduje się już nad pokładem (nad calizną), przed frontem eksploatacji. Bezpośrednio przed linią frontu występuje strefa koncentracji naprężeń. W miarę oddalania się od frontu w głąb calizny, naprężenia maleją osiągając w pewnej odległości minimum, przy czym wartość pionowych naprężeń eksploatacyjnych w tej strefie może być nawet mniejsza od naprężeń pierwotnych (litostatycznych).

Teoria fali ciśnień Budryka opracowana została dla eksploatacji pokładu węgla z zawałem stropu. Dla eksploatacji z podsadzką rozwinął ją Sałustowicz (1954), wprowadzając współczynnik oporu właściwego podłoża (podsadzki).

Niezależnie od teorii fali ciśnień, opracowano również inne rozwiązania, przyjmując za podstawę do rozważań różne modele matematyczno-fizyczne górotworu. Rozwiązania uzyskane przy wykorzystaniu tych teorii należą do grupy metod analitycznych, opisujących wzorami matematycznymi stan naprężeń i odkształceń w górotworze, a ich podstawą jest mechanika ośrodków ciągłych.

Należy zwrócić uwagę na to, że w teorii fali ciśnień (i w innych podobnie) przed frontem eksploatacyjnym występują duże naprężenia eksploatacyjne ($\sigma_{max}$). Przy eksploatacji prowadzonej na większej głębokości naprężenia eksploatacyjne są już większe od wytrzymałości skały, powodując jej zniszczenie. W rezultacie przed frontem tworzy się strefa spękań. Szerokość tej strefy może wynosić nawet kilkadziesiąt metrów. Strefa ta kończy się na linii występowania maksymalnych naprężeń. Za tą linią, w głąb calizny, następuje sukcesywny spadek naprężeń eksploatacyjnych do wartości $p_z$.




A - strefa znajdująca się poza zasięgiem wpływów eksploatacji
B - strefa podwyższonych naprężeń
C - strefa spękań (odprężona)
D - przestrzeń robocza (przodek)
E - strefa doszczelniającej się podsadzki
F - strefa w pełni skomprymowanej podsadzki

*Rys. 9.5. Rozkład naprężeń w otoczeniu frontu eksploatacji.*

Po przejściu frontu strop osiada na podsadzce (zawalisku). Początkowo, bezpośrednio za linią frontu, osiadanie stropu jest mniej intensywne. Warstwy stropowe tworząc wsporniki częściowo zawisają nad podsadzką, obciążając ją tylko częściowo. Dopiero w drugiej fazie, w odległości zazwyczaj większej od 20m osiadanie stropu jest pełne, a podsadzka ma już pełną podporność.
Z powyższego opisu wynika, że przed frontem można wydzielić trzy strefy: A, B oraz C, a za linią frontu dwie: E oraz F. Schematyczne położenie tych stref ilustruje rys. 9.5.

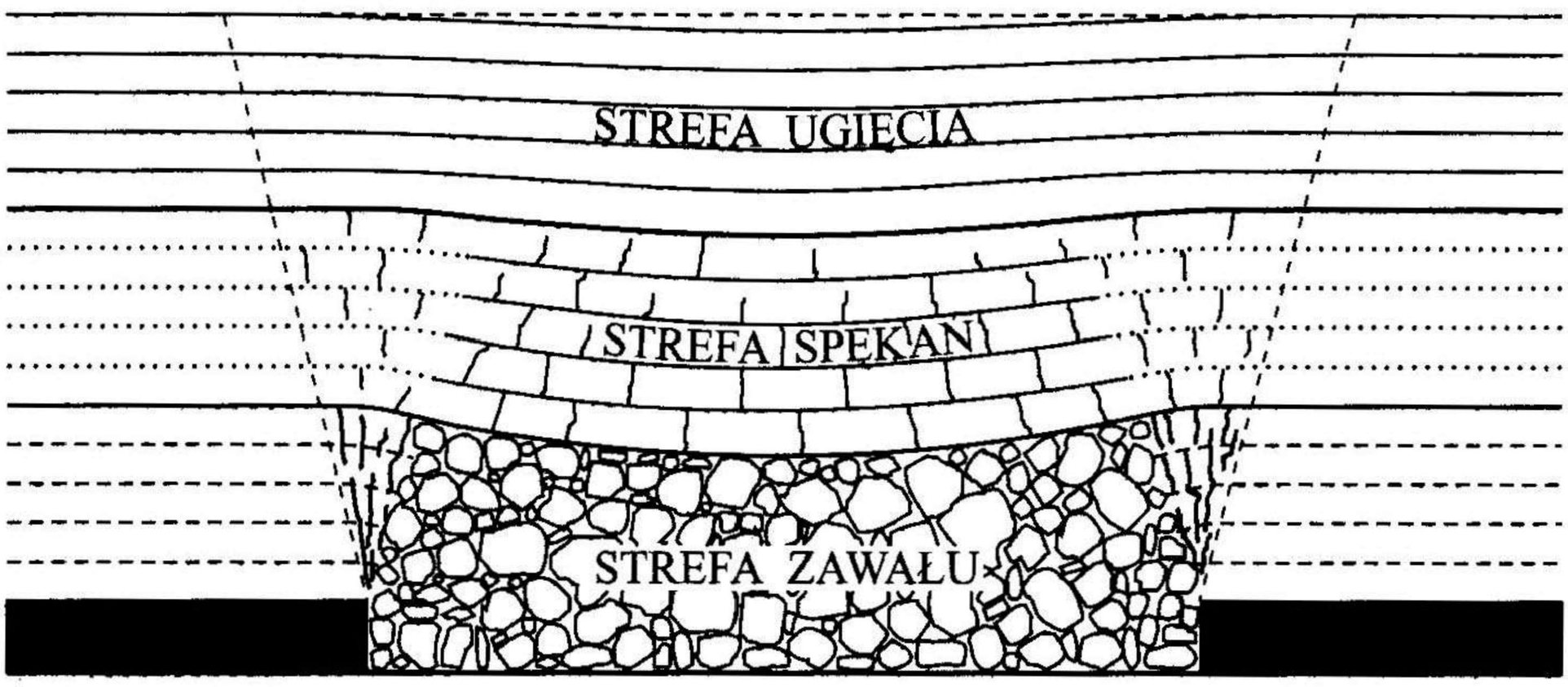
Opisany wyżej podział obszaru przed frontem na trzy strefy dotyczy warunku, w którym front został zatrzymany. Front eksploatacyjny przesuwa się jednak z określoną prędkością i jeżeli ta prędkość jest duża, to, ze względu na reologiczne własności skał opisane w rozdz. 4, poszczególne strefy nie zawsze zdążą się całkowicie uformować. W praktyce strefa spękań jest przez to węższa i maksimum naprężeń eksploatacyjnych znajduje się bliżej frontu.

Ma to istotny wpływ na urabianie pokładu. Gdy strefa spękań jest w pełni wykształcona, co zdarza się po dłuższym przestoju frontu, wówczas materiał skalny jest spękany i odprężony. W kopalniach węgla mówi się wówczas o węglu martwym. Gdy jednak front przemieszcza się z odpowiednio dużą prędkością, wówczas strefa spękań nie zdąży się wykształcić i występujące w niej naprężenia dynamiczne powodują wyciskanie materiału skalnego do przestrzeni roboczej (przodka). W kopalniach węgla mówi się wówczas o płynięciu ociosu lub o węglu bujnym, który urabia się łatwo, przy małym zaangażowaniu maszyn, niskim zużyciu materiałów wybuchowych, małej energochłonności itd.

Przy jednoczesnym wybieraniu dwóch lub więcej pokładów węgla może wystąpić superpozycja naprężeń, powodowanych eksploatacją poszczególnych pokładów. Jest to niezmiernie istotne, gdyż przy niekorzystnym usytuowaniu wyrobisk w sąsiednich pokładach, naprężenia mogą szybko osiągnąć wartości niebezpieczne lub zostać częściowo zredukowane.
Zjawisko to zostanie bliżej omówione w rozdziałach 13 i 15.

### 9.2.2. Zniszczenie skał na skutek eksploatacji złoża.

Rozdział 9.1.2 dotyczy powstawania obszarów zniszczenia struktury skał w górotworze po wykonaniu wyrobiska korytarzowego. O ile zjawiska te, w przypadku wyrobisk korytarzowych, mają charakter lokalny, ograniczony do bezpośredniego ich otoczenia, to wpływy eksploatacji złoża mają wielokrotnie większy zasięg. Wpływy te w kierunku pionowym obejmują wszystkie skały zalegające nad przestrzenią wybraną (zrobami), aż do powierzchni terenu. Zasięg poziomy wpływów eksploatacji sięga na ponad 100m, daleko poza granice wybranego obszaru. Należy przy tym podkreślić, że zasięg wpływów eksploatacji zależy nie tylko od lokalnych warunków geologiczno-górniczych i aktualnej geometrii wyrobisk, lecz jest również procesem reologicznym, w którym jedną ze zmiennych niezależnych jest czas. Powoduje to rozchodzenie się w górotworze wpływów eksploatacji na kształt fali, której prędkość zależy




*Rys. 9.6. Deformacje skał stropowych nad zrobami zawałowymi.*

od własności geomechanicznych skał, ich anizotropii, niejednorodności i występujących powierzchni nieciągłości. Współzależność wielu czynników jest powodem tego, że opisanie funkcji przejścia, to jest równania tej fali, napotyka na zasadnicze trudności. Tym większe, że cały proces odbywa się wewnątrz górotworu poza zasięgiem bezpośrednich obserwacji.

Nieliczne w sumie pomiary i obserwacje wykonywane w otoczeniu wyrobisk wykazały, że w skałach stropowych nad wybranym złożem można wyróżnić następujące strefy:

- strefę bezpośredniego zawału,
- strefę spękań,
- strefę ugięcia.

Strefy te schematycznie pokazane są na rys. 9.6.

Strefa bezpośredniego zawału obejmuje skały tworzące strop zasadniczy nad eksploatowanym złożem. Wykonane badania wykazały, że wysokość zawału wynosi przeciętnie 5g, przy czym przez g oznaczono wysokość frontu eksploatacyjnego (co nie jest tożsame z miąższością złoża). Przechodząc w stan zawału skały ulegają dezintegracji, tworząc rumowisko, które z czasem ulega zagęszczeniu (komprymacji), pod wpływem nacisku wywieranego przez zalegające wyżej warstwy skalne.

Strefa spękań tworzy się nad zawaliskiem. Skały w tej strefie rozpadają się na duże bloki skalne, które mniej lub bardziej regularnie osiadają na zawalisku.

Grubość strefy spękań zależy w głównej mierze od własności geologicznych warstwy ulegającej spękaniom. Przy modelowej eksploatacji zawałowej, przyjmuje się że grubość strefy spękań wynosi również 5g.

Strefa ugięcia obejmuje warstwy skalne zalegające nad strefą spękań, aż do powierzchni terenu. W strefie tej warstwy skalne zachowują ciągłość uginając się tylko nad zrobami.

Przedstawiony charakter deformacji skał nad zrobami jest wyidealizowany i opisuje niejako warunki modelowe. Niemniej należy zwrócić uwagę na fakt, że o grubości stref zniszczenia skał nad złożem, to jest strefy zawału i strefy spękań, decyduje wysokość frontu eksploatacji. Im jest ona większa, tym większa grubość tych stref.

Jeżeli złoże eksploatowane jest z wypełnianiem zrobów podsadzką, wówczas strefa zawału nie występuje, natomiast nad podsadzką znajduje się bezpośrednio strefa spękań.

W rzeczywistości deformacje górotworu w zasięgu wpływu eksploatacji są znacznie bardziej złożone, niż wynikałoby to z podanego wyżej opisu. Skały mają różne własności, są anizotropowe i niejednorodne. Naturalna podzielność masywu skalnego, będąca rezultatem procesów tektonofizycznych zachodzących w skałach, jest przyczyną, że deformacje rzeczywistego górotworu w wielu przypadkach różnią się znacznie od modelowych.

Analizując wyniki bezpośrednich obserwacji w kopalniach oraz wyniki badań i pomiarów, do opisanego i przedstawionego schematycznie na rys. 9.6 modelu, należy wnieść podane niżej uzupełnienia.

Zawał pełny osiągający wysokość 5g występuje wówczas, gdy w stropie złoża zalegają warstwy słabe, wyraźnie uwarstwione, przy czym powstaje tym łatwiej, im większa jest ich miąższość w stropie bezpośrednim. Duży wpływ na przechodzenie w stan zawału skał stropowych ma naturalna podzielność skał. Jeżeli skały te są uwarstwione z dużą liczbą spękań poprzecznych do kierunku uwarstwienia, wówczas zawał powstaje łatwo, a strefa zawału kończy się najczęściej na granicy litologicznej lub innej powierzchni uprzywilejowanej ze względu na jej własności geomechaniczne (np. powierzchnia uwarstwienia lub powierzchnia zlustrowania).

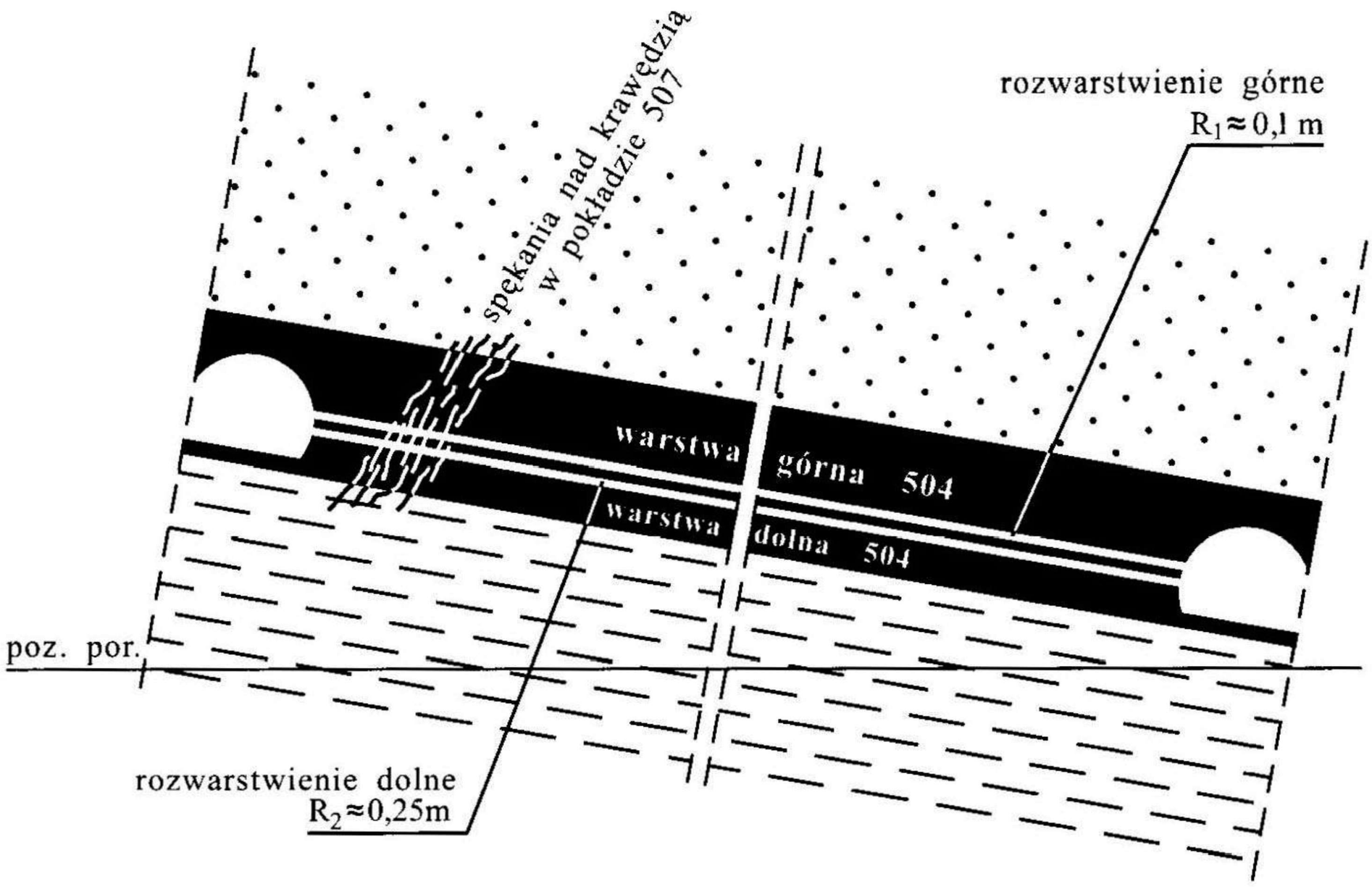
Gdy miąższość stropu bezpośredniego, zbudowanego ze skał słabych, jest większa od 5g, wówczas w stan zawału przechodzi tylko dolna (przyspągowa) jego część, natomiast górna tworzy już strefę spękań, przy czym strefa ta w takich warunkach nie musi się uformować. Górna część warstwy tworzącej strop bezpośredni osiada wówczas na zawalisku zachowując w znacznym stopniu ciągłość. Układ taki charakteryzuje się brakiem wyraźnie wykształconej strefy spękań.

Jeżeli w stropie występują warstwy o dużej wytrzymałości, wówczas zawał jest tylko częściowy o wysokości mniejszej od 5g. W praktyce stan taki występuje stosunkowo często, ponieważ dla wielu pokładów węgla w GZW strop bezpośredni (zawałowy) stanowią piaskowce lub zwięzłe mułowce, natomiast w kopalniach LGOM w stropie strefy okruszcowanej występują wapienie i dolomity. W takich warunkach stropowych zawalisko tworzą bryły o znacznych wymiarach. Ponieważ materiał skalny, z którego powstały te bryły posiada dużą wytrzymałość, wyższe warstwy osiadające na zrobach są stosunkowo dobrze podparte, pomimo dużej makroporowatości strefy zawału.

Gdy skały mocne zalegające w stropie eksploatowanego złoża posiadają dużą miąższość, w stan zawału przechodzi wówczas tylko ich przyspągowa warstwa, natomiast w wyższej powstaje strefa spękań. Pomiędzy strefą zawału,

a strefą spękań mogą tworzyć się poziome rozwarstwienia określane jako pustki Webera.

Grubość strefy spękań, jaka powstaje nad zawaliskiem również zależy od litologii skał w tej strefie oraz od występowania naturalnych powierzchni osłabienia i podziału warstw. Jeżeli są to skały mocne i wytrzymałe, wówczas odległości pomiędzy spękaniami są znaczne. Powierzchnie podziału skał na bloki (powierzchnie złomowe) mają szereg chropowatości i zazębień (ang. asperities), przez co tarcie na kontakcie pomiędzy poszczególnymi blokami jest duże i osiadanie bloków skalnych w strefie spękań jest bardzo nieregularne. Część z nich zawisa w postaci wsporników nad zrobami, inne tworzą struktury podobne do przęseł itd. W utworzonej w taki sposób strefie spękań wystę-




*Rys. 9.7. Rozwarstwienie poziome w pokładzie 504 (KWK Centrum-Szombierki) powstałe po wyeksploatowaniu niższego pokładu 507.*

pują liczne pustki wypełnione gazem lub wodą złożową. Powstaje w ten sposób stan równowagi nietrwałej, o której w dużej mierze decyduje tarcie ograniczające swobodę ruchu.

Opisane wyżej zjawisko powoduje zagrożenie wodne, występujące w niektórych kopalniach węgla, prowadzących eksploatację zawałową pod stropem, w którym dolną warstwę (strop bezpośredni) stanowią nieprzepuszczalne dla wody iłowce, a górną (strop zasadniczy) zawodnione i zwięzłe piaskowce. W warunkach takich dolna część warstwy iłowców przechodzi szybko w stan zawału, natomiast górna osiada na zawalisku zachowując ciągłość. Zalegające wyżej piaskowce, jako skały bardziej sztywne i tym samym mniej podatne na odkształcenia, osiadają nieregularnie z pewnym opóźnieniem cza-

sowym lub wręcz zawisają nad iłowcami. Rozwarstwienie powstające na kontakcie iłowców i piaskowców wypełnia się z czasem wodą z piaskowców, tworząc podziemny zbiornik wodny. Przerwanie ciągłości warstwy iłowców powoduje gwałtowne opróżnienie się zbiornika i spłynięcie wody do wyrobisk. Zjawiska takie występowały często w kopalniach Murcki, Staszic, Porąbka-Klimontów, Wesoła, Saturn i innych.

Występowanie poziomych rozwarstwień nad zrobami jest zjawiskiem powszechnym, zwłaszcza przy eksploatacji zawałowej, przy czym najczęściej rozwarstwienia takie występują w warstwach o niskiej wytrzymałości na rozciąganie, w kierunku prostopadłym do uwarstwienia. Stwierdzano je wielokrotnie otworami badawczymi wierconymi z wyrobisk do skał stropowych, natomiast ich tworzenie się było przedmiotem badań Bilińskiego (1968), Drzewieckiego (1991) i innych. Na rys. 9.7 przedstawiono rozwarstwienie w pokładzie 504 w KWK Centrum-Szombierki, wybieranym kilka lat później nad uprzednio wybranym z zawałem pokładem 507. Eksploatując ten pokład przez długi okres obserwowano na froncie ściany dwa poziome rozwarstwienia.

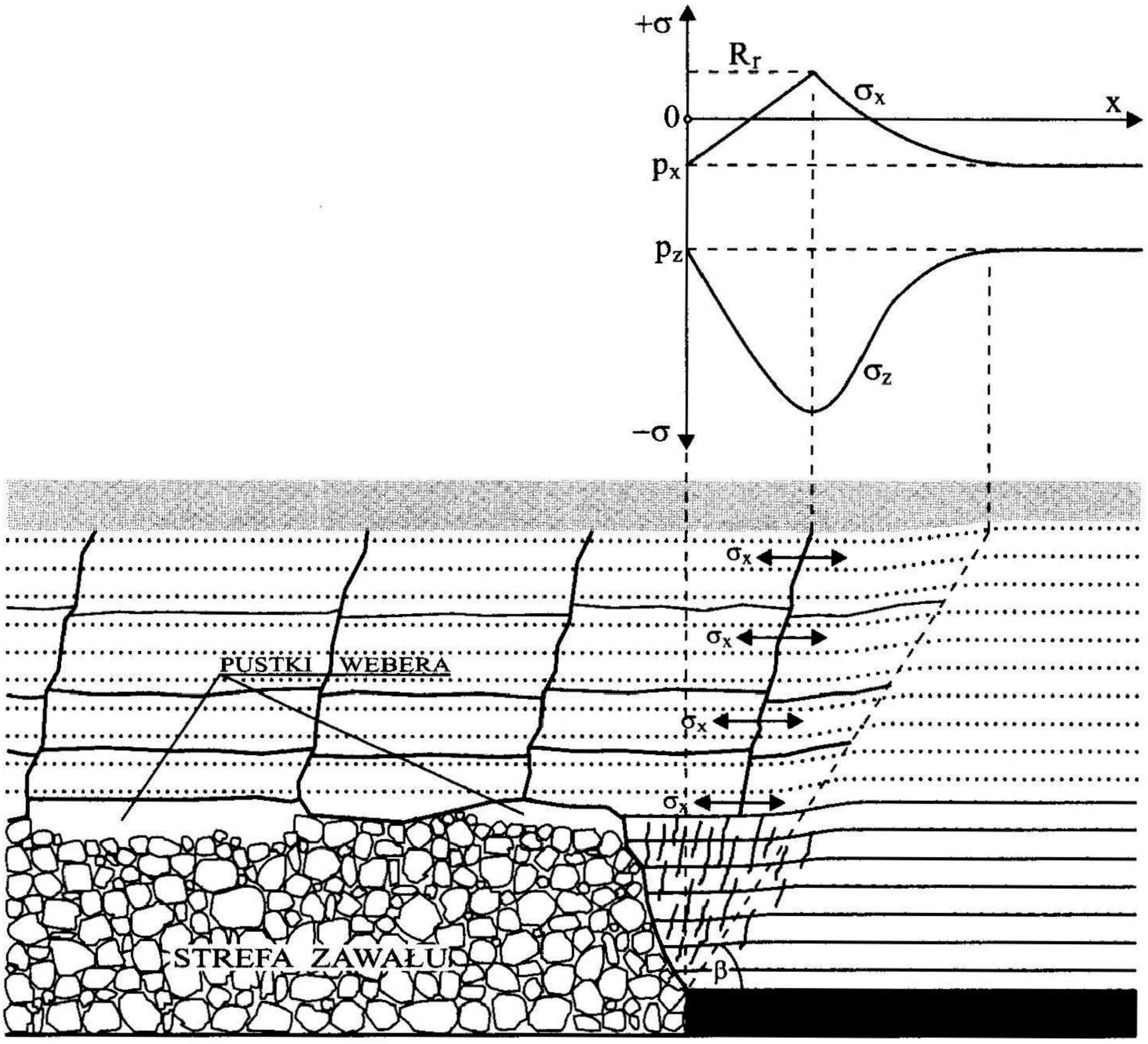
Wysokość, na jaką sięga strefa spękań, jest tym większa, im większą miąższość mają skały niepodatne na odkształcenia zalegające nad zrobami. Zdarzają się przypadki, że spękania występują jeszcze powyżej 100m nad wybranym złożem.

Strefa ugięcia obejmuje wszystkie skały zalegające nad zrobami, aż do powierzchni, powodując powstanie niecki osiadania (kotliny obniżeniowej).

Na wielkość i charakter deformacji skał nad zrobami duży wpływ ma występowanie uskoków i innych zaburzeń tektonicznych. Uskok i towarzyszące mu spękania stanowią naturalne powierzchnie podziału górotworu na bloki skalne. Występowanie tych powierzchni ułatwia przemieszczenia tych bloków w formie małych uskoków. Uskoki takie mogą sięgać aż do powierzchni terenu.

Eksploatacja złoża powoduje nie tylko przemieszczanie się skał pod wpływem grawitacji, lecz również powstawanie licznych powierzchni zniszczenia. Przed frontem eksploatacji w stropie występuje obszar poziomych rozciągań (rys. 9.8). Obszar tych rozciągań przemieszcza się w miarę postępu frontu obejmując sukcesywnie znajdujące się dalej skały. W obszarze tym powstaje, wyjątkowo niekorzystny dla skał, rozkład naprężeń, gdyż przy zwiększonych pionowych naprężeniach ściskających, pojawiają się poziome rozciągania. Jak niejednokrotnie podkreślano, wytrzymałość skał na rozciąganie jest mała, o rząd wielkości mniejsza od wytrzymałości na ściskanie. W górotworze jednorodnym, poza strefą zawału powstaje wówczas szereg stromych spękań dzielących strop zasadniczy.

Inaczej deformować się będzie górotwór niejednorodny, zbudowany z warstw o różnej podatności na odkształcenia. Wówczas w skałach słabych następuje zniszczenie materiału w postaci stref poślizgów międzyławicowych, podczas gdy warstwy mocne początkowo zachowują ciągłość, a pojawiające się w nich odkształcenia są odkształceniami quasi-sprężystymi. Na taki mechanizm deformacji wskazują badania w kopalniach (Goszcz i Dworak 1976,

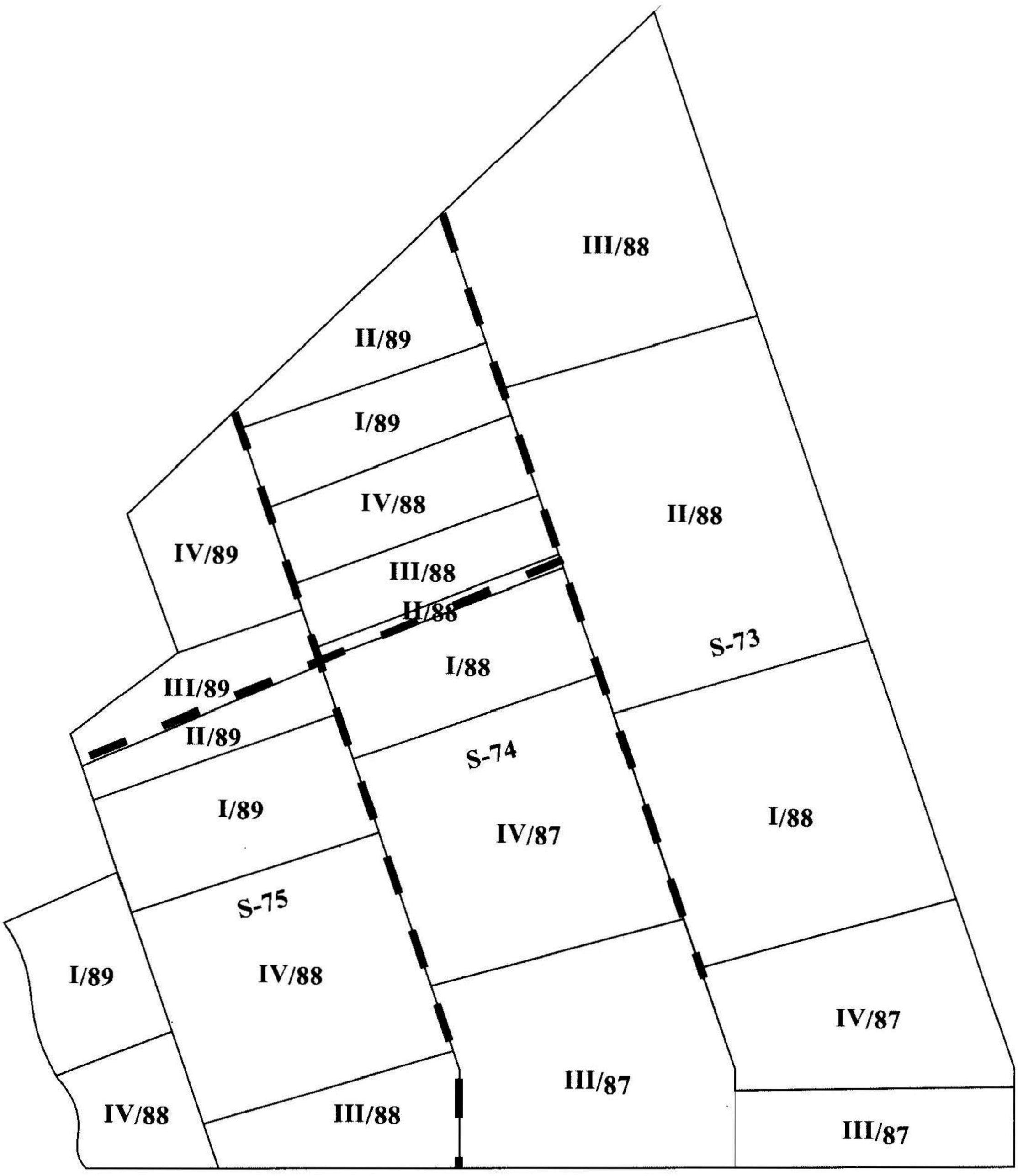



*Rys. 9.8. Deformacje skał w otoczeniu frontu eksploatacji.*

Drzewiecki 1991). Dopiero w drugiej fazie, gdy przemieszczenia są już duże, następuje „wyciąganie warstw mocnych" w kierunku frontu i pojawianie się w nich stromych spękań (Drzewiecki 1991, Dubiński i Drzewiecki 1994). Jak wysoko nad złoże sięgają takie deformacje nie ustalono. Stwierdzano je jednak jeszcze na wysokości około 60m.

Gdy front przemieszcza się z odpowiednio dużą prędkością powierzchnie zniszczenia nie zawsze zdążą się rozwinąć. Wówczas spękanie mocnych warstw następuje w dużych odstępach. Na podstawie badań w KWK Wujek, Budryk w 1938r ocenił odległość pomiędzy pęknięciami (załamaniami stropu) na około 80m.

Należy zwrócić uwagę na to, że po powstaniu pęknięcia następuje relaksacja naprężeń sprężystych, związana ze skokowym poziomym przesuwem bloku skał mocnych, pomiędzy bardziej podatnymi na odkształcenia. Ruch taki określa się jako ruch przy „suchym tarciu" (ang. stick slip, patrz rozdział 11).




*Rys. 9.9. Krawędzie czasowe w pokładzie 507 w KWK Bobrek-Miechowice.*

Gdy postęp frontu zostanie zatrzymany, wówczas wzdłuż linii, na której nastąpiło to zatrzymanie, nazywanej krawędzią eksploatacyjną, występuje trwała koncentracja naprężeń. Przy odpowiednio dużej różnicy naprężeń głównych następuje zniszczenie skał. Jeżeli w stropie występują skały słabe lub podatne na odkształcenia, strefa zniszczenia ma stosunkowo regularną formę: następuje daleko idąca dezintegracja skał lub łagodne ugięcie warstw stropowych nad krawędzią. Gdy jednak w stropie występują skały mocne, wytrzymałe, wówczas nad krawędzią powstają liczne strome spękania, dzieląc te skały na bloki. Przemieszczanie się tych bloków hamują siły tarcia. Powstaje w ten sposób stan niestabilny, przez co strefy występowania krawędzi są strefami dużego zagrożenia sejsmicznego.

Strefa zniszczenia powstaje zawsze w skałach stropowych przy zatrzymaniu postępu frontu, bez względu na przyczyny, jakie spowodowały to zatrzymanie. Może to być uskok, zredukowanie miąższości złoża poniżej granicy opłacalności jego eksploatacji lub inne przyczyny geologiczne lub nawet losowe (np. pożar, obwał, awaria urządzeń itp.).

Inny rodzaj krawędzi stanowi granica pomiędzy eksploatacją podsadzkową, a zawałową. Deformacje skał spowodowane wybraniem złoża z zawałem stropu są zawsze znacznie większe, niż po wybraniu z podsadzką, przez co granica pomiędzy zrobami zawałowymi, a podsadzkowymi jest miejscem, gdzie gradient tych deformacji jest szczególnie duży. W efekcie, gdy skały w stropie są mocne i wytrzymałe, wzdłuż granicy eksploatacji podsadzkowej i zawałowej tworzy się strefa spękań z równowagą nietrwałą, podobnie jak nad zwykłą krawędzią.

Na zakończenie należy jeszcze zwrócić uwagę na tzw. krawędzie czasowe. Pod pojęciem tym należy rozumieć linie, na których eksploatacja została zatrzymana na pewien czas. Krawędzią taką jest np. linia, będąca granicą obszaru wyeksploatowanego w złożu, istniejąca tak długo, jak długo przyległa do tego obszaru część złoża nie zostanie wyeksploatowana. Pomimo wybrania złoża „na czysto", bez pozostawiania resztki pomiędzy dawną eksploatacją a nową, występowanie przez pewien czas granicy eksploatacji (krawędzi czasowej) powoduje powstanie wzdłuż niej strefy zniszczenia w skałach stropowych.

Krawędzie takie, powstałe po wybraniu pokładu 507 w różnych przedziałach czasu powodujące zagrożenie sejsmiczne przedstawiono na rys. 9.9.

Występowanie krawędzi jest nieuniknione, gdyż eksploatację złoża zawsze trzeba gdzieś zacząć i skończyć. Rzecz w tym jednak, aby było ich jak najmniej i nie stwarzały zagrożenia dla przyszłej eksploatacji. Problem ten ma szczególne znaczenie w GZW, które jest złożem wielopokładowym, gdzie pokłady węgla zalegają w wiązkach, często blisko siebie, w odległości mniejszej od pionowego zasięgu wpływów. Eksploatacja takiego złoża powoduje powstawanie licznych krawędzi w pokładach sąsiednich w stosunku do aktualnie eksploatowanego. Aby uniknąć takiej sytuacji, którą określa się jako podbudowanie pokładu górnego eksploatacją pokładu dolnego, zmienia się kolejność wybierania, wybierając w pierwszej kolejności pokład górny.

Podane wyżej uwarunkowania dowodzą, że eksploatując pokłady węgla w GZW lub złoże rudy miedzi w LGOM nie można uniknąć tworzenia się krawędzi eksploatacyjnych, pozostawienia nie wybranych resztek złoża, filarów itd. powodujących redystrybucję naprężeń w górotworze oraz powstawanie stref zniszczenia. Można jednak te zjawiska znacznie ograniczyć przez optymalne zaprojektowanie eksploatacji.

# TĄPANIA W KOPALNIACH

Zagrożenie sejsmiczne i powodowane nim tąpania należą do grupy zjawisk interdyscyplinarnych: sejsmologicznych, geodynamicznych, geomechanicznych, geologicznych i górniczych. Natura tych zjawisk jest niezmiernie skomplikowana i poznanie ich wymaga głębokiej wiedzy i znajomości wszystkich związanych z nimi problemów.

Procesy fizyczne, których przejawem są tąpania, zachodzą w głębi górotworu (masywu skalnego) poza zasięgiem bezpośrednich obserwacji. Dlatego też wiedza o tych procesach jest w znacznej mierze hipotetyczna, pochodząca głównie z rozważań analitycznych i obserwacji wyrobisk, w których wystąpiły tąpnięcia. Również metody prognozy zagrożenia bazują głównie na zastosowaniu różnych metod pośrednich, dostosowanych do monitorowania procesów zachodzących w górotworze.

## 10.1. Ogólne informacje o tąpaniach.

Zjawiska tąpań w kopalniach zaczęły się pojawiać już w XVIII wieku (tąpnięcia w Anglii w kopalni rudy w Derbyshire). W miarę rozwoju przemysłu wydobywczego, zjawiska tąpań występują coraz częściej, stając się jednym z najpoważniejszych, tak zwanych górniczych zagrożeń naturalnych w kopalniach węgla, rud i surowców mineralnych.

Zjawisko tąpań w kopalniach w Polsce występowało początkowo w kopalniach węgla. Badając te zjawiska wyróżniono trzy typy tąpań: pokładowe, stropowe i spągowe.

W praktyce, analizując tąpnięcie często trudno jest je zaliczyć do odpowiedniego typu. Podział tąpań na pokładowe, stropowe i spągowe jest w znacznym stopniu podziałem umownym. Najczęściej udar ze strony stropu powoduje rozgniecenie i rozpad skał, połączony z wyrzuceniem ich do wyrobiska oraz reakcję spągu w postaci nagłego wypiętrzenia. W takich sytuacjach zakwalifikowanie tąpnięcia do odpowiedniej grupy jest z reguły trudne. Aby uniknąć nieporozumień, definiując typy tąpań przyjęto zasadę, że o zaliczeniu tąpnięcia do odpowiedniej grupy decyduje położenie ogniska wstrząsu powodującego to tąpnięcie. Tak więc tąpnięcie pokładowe będzie spowodowane wstrząsem mającym ognisko w pokładzie, tąpnięcie stropowe wstrząsem w skałach stropowych, a tąpnięcie spągowe wstrząsem w spągu.

Tąpnięcia występują głównie w kopalniach podziemnych, aczkolwiek zjawiska te notowano również w przy drążeniu tuneli i sztolni. Silne tąpania powodują wypadki śmiertelne i ogromne straty materialne, związane ze zniszczeniem wyrobisk i ich obudowy oraz znajdujących się w nich maszyn i urządzeń.

W literaturze naukowej istnieje wiele teorii i modeli opisujących zjawiska tąpań, przy czym większość z nich ma już historyczne znaczenie. Jako pierwsze pojawiły się tąpania pokładowe w kopalniach węgla w okresie, gdy kopalnie te stosowały filarowe i komorowe systemy eksploatacji. Tąpania stropowe pojawiły się znacznie później, przez co opis modeli tych tąpań jest znacznie uboższy.

Niżej podano syntetyczny opis modeli opisujących zjawiska tąpań. Do niektórych modeli i pojęć, wracać się będzie w dalszych rozdziałach pracy.

### 10.1.1. Tąpania pokładowe.

Tąpania pokładowe można zdefiniować jako nagły, eksplozywny rozpad fragmentu pokładu, pod wpływem narastającego nacisku stropu. Ten typ tąpań, określanych również jako tąpania naprężeniowe, stwierdzono już dawno w kopalniach węgla kamiennego, w okresie powszechnego stosowania systemów zabierkowych, gdzie ze względów technologicznych i dla podparcia stropu, pozostawiano nie wybrane resztki pokładu, w postaci filarów oporowych, nóg, płotów itp. Z czasem, zwłaszcza po częściowym „wyrabowaniu" obudowy, lub utracie podporności przez zgniecioną obudowę, nacisk stropu na pozostawione resztki się zwiększał, często kończąc się tzw. strzelaniem filarów. Zjawiska te były niczym innym, jak tąpnięciami pokładowymi, bardzo groźnymi, gdyż występowały często w bezpośrednim sąsiedztwie wyrobisk, w których znajdowali się ludzie.

Inny rodzaj tąpań pokładowych, to gwałtowne rozgniatanie resztek, naroży ścian przy ustępliwym froncie, wyrzucenie ociosu węglowego z frontu ściany, lokalne odprężenia itp.

Statystyka wskazuje, że obecnie, przy stosowaniu systemów ścianowych z długim prostoliniowym frontem, przodkami wyposażonymi w mocną obudowę osłonową o dużej podporności, tąpania pokładowe występują rzadko. Częstszym zjawiskiem są odprężenia (słabe wstrząsy), polegające na odspojeniu i odrzuceniu węgla z ociosów do wyrobisk.

Przy tąpaniach pokładowych skały stropowe i spągowe zachowują ciągłość, a rozpadowi ulega tylko pokład. Stwierdzono, że tąpania pokładowe nie występują we wszystkich pokładach, lecz tylko w skłonnych do tąpań. Zainspirowało to szereg prac mających na celu oznaczanie tej własności (patrz rozdz. 12.5).

Dla opisu tąpań pokładowych, charakterystycznych dla kopalń węgla, wykorzystuje się geomechaniczny model kruchego pękania, opisany w rozdziale 6.3.

Zniszczenie ośrodka skalnego (pokładu węgla), według tego modelu, stanowi sekwencję zjawisk geomechanicznych, co powoduje, że proces niszczenia skały można względnie łatwo śledzić. Wykorzystując to opracowano kilka skutecznych metod prognozowania tąpań pokładowych, stosowanych na skalę przemysłową w kopalniach.

Tąpnięcia pokładowe opisywano w różny sposób, przy czym modele

i teorie opisujące te tąpnięcia najogólniej można podzielić na trzy grupy (Filcek i inni 1984):

- opisy fenomenologiczne;
- modele matematyczno-fizyczne;
- modele rozpatrujące tąpnięcie jako efekt utraty stateczności.

Modele fenomenologiczne opisują zjawiska tąpań w sposób werbalny, określając warunki, w jakich dochodzi do tąpnięcia. W literaturze naukowej dotyczącej tąpnięć pokładowych, modele fenomenologiczne podane są w licznych pracach (Budryk 1938, Awierszyn 1955, Parysiewicz 1966, Cook i inni 1966, Pietuchow 1972, Bräuner 1976).

Modele matematyczno-fizyczne opisują zjawiska tąpań, przy wykorzystaniu rozwiązań mechaniki ośrodków ciągłych, przy przyjęciu odpowiednich założeń i warunków brzegowych. W pracach tych rozważa się krytyczne stany naprężeń i odkształceń w otoczeniu wyrobisk górniczych.

Wyodrębnienie prac poświęconych wyłącznie tąpaniom z bogatej literatury dotyczącej mechaniki zniszczenia skał jest bardzo trudne, bo, jeżeli tąpnięcie potraktuje się jako gwałtowne zniszczenie ośrodka skalnego, wówczas szereg uzyskanych rozwiązań dotyczących tego zniszczenia będzie miało bezpośredni związek z tąpaniami. Przyjmując taką konwencję, do modeli matematyczno-fizycznych należy włączyć także rozwiązania bazujące na podanej przez Budryka w 1933 roku teorii fali ciśnień, rozwiązania Sałustowicza (Sałustowicz 1955), a także inne, uzyskane przez polskich i zagranicznych badaczy. Niemniej w literaturze nukowej podano jednak szereg rozwiązań dotyczących wyłącznie problemu tąpań (Cook i inni 1966, Czerpanow 1974 i 1977, Gil 1976 i 1977, Pietuchow 1966).

Modele utraty stateczności układu powstały po zastosowaniu pras sztywnych do badań wytrzymałościowych (Salamon 1971). W modelach tych rozpatruje się równowagę układu złożonego ze złoża (pokładu) oraz skał otaczających, przy czym podstawą rozważań jest analiza mająca na celu ustalenie, czy niewielka zmiana istniejących warunków nie spowoduje gwałtownego przeskoku do nowego, innego stanu równowagi.

Nie wnikając w szczegóły można podać, że modele bazujące na utracie stateczności układu, analizują tak zwane stany niestabilne (Cook i inni 1966, Pietuchow 1979). Modele te jednak w znacznym stopniu upraszczają skomplikowane często warunki górnicze.

### 10.1.2. Tąpania stropowe.

Ten rodzaj tąpań zaczął dominować w polskich kopalniach, w miarę przechodzenia z eksploatacji systemami zabierkowymi, na systemy ścianowe. Liczne obserwacje górnicze wskazywały, że ogniska wstrząsów powodujących te tąpnięcia znajdują się w mocnych skałach stropowych, czasami nawet w znacznej odległości od eksploatowanego pokładu. Taki typ tąpań dominuje również w kopalniach miedzi w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym.

Literatura dotycząca tąpań stropowych jest znacznie uboższa, niż tąpań

pokładowych. Spowodowane to jest z jednej strony skomplikowanym charakterem tych zjawisk, a z drugiej brakiem obserwacji niezbędnych dla opisu tego zjawiska. Ognisko wstrząsu powodującego tąpnięcie stropowe znajduje się poza zasięgiem bezpośrednich obserwacji, przez co opisy mechanizmu (modeli) tąpań podawane przez różnych autorów należy traktować jako hipotezy robocze, wymagające weryfikacji.

Powszechny jest pogląd, że przyczyną tąpań stropowych jest gwałtowne pękanie mocnych i sztywnych skał stropowych. Pęknięcie takie powoduje emisję energii sejsmicznej z górotworu, która może być bezpośrednią przyczyną tąpnięcia. Pogląd ten utrzymuje się do dzisiaj, aczkolwiek szereg badań wskazuje na inny mechanizm wstrząsu. Coraz częściej dopuszcza się hipotezę, że przyczyną tąpnięcia jest utrata stateczności układu górotwór-wyrobisko.

### 10.1.3. Tąpania spągowe.

Analogicznie, jak w przypadku tąpań pokładowych i stropowych, do tąpań spągowych należy zaliczyć tąpania spowodowane wstrząsem, mającym ognisko w skałach zalegających w spągu eksploatowanego złoża. Prace analityczne, dotyczące rozkładu naprężeń wokół wyrobisk górniczych wykazały, że w spągu występuje strefa naprężeń rozciągających, natomiast poza tą strefą podwyższone naprężenia ściskające. Jeżeli wyrobisko znajdzie się na odpowiednio dużej głębokości, na której występują znaczne naprężenia litostatyczne, to wówczas w spągu wyrobiska pod strefą spękań występować będzie obszar, w którym naprężenia osiągają wartości krytyczne. Gdy istniejący stan równowagi zostanie naruszony, to wówczas następuje gwałtowne uwolnienie się energii nagromadzonej w warstwach spągowych i wyrzut spękanych skał do wyrobiska. Występowanie tego rodzaju tąpań jest najbardziej prawdopodobne w złożach, gdzie w skałach występują naprężenia tektoniczne, które przy wstrząsie ulegają częściowej relaksacji.

Tąpania spągowe są szczególnie groźne, ponieważ spąg wyrobiska stanowi odsłoniętą, tylko wyjątkowo zabezpieczoną powierzchnię. Na większych głębokościach spękanie i rozkruszenie skał jest regułą, przez co wyrzucenie ich do wyrobiska następuję łatwo przy niewielkich energiach wstrząsu i może mieć katastrofalne następstwa.

Ze statystyki tąpań wynika, że tąpnięcia, które zaliczono do spągowych, występują najczęściej w kopalniach węgla przy prowadzeniu robót górniczych w wyższych warstwach grubego pokładu po spągu węglowym. Wystepowanie tąpań spągowych w takich warunkach jest zupełnie zrozumiałe, gdyż węgiel, będąc skałą kruchą i słabą, szybko ulega spękaniu i w spągu wyrobiska powstaje strefa spękań. Wstrząs powoduje wyrzucenie pokruszonego węgla z tej strefy do wyrobiska.

Występowanie tąpań spągowych w klasycznej postaci jest dyskusyjne. Istnieją poglądy, według których tąpania spągowe są spowodowane występowaniem naprężeń tektonicznych lub też stanowią reakcję spągu na przyłożone

uderzeniowo obciążenie ze strony skał stropowych. Ta ostatnia hipoteza znajduje potwierdzenie w praktyce, gdyż w licznych przypadkach, po ewidentnym tąpnięciu stropowym, obserwuje się wypiętrzenie spągu, często na znaczną wysokość.

* * *

Wstrząsy powodujące tąpania mają różną energię, czasami nawet bardzo dużą (patrz rozdz. 8), a ich skutki obejmują nawet kilka wyrobisk. Wstrząsy takie i spowodowane nimi tąpnięcia traktuje się jako zjawiska w skali regionalnej. Ze względu na ilość uwolnionej energii przypuszcza się, że w procesie zniszczenia skał uczestniczą również naprężenia tektoniczne, które częściowo relaksują się na skutek wstrząsu. Na poparcie tej hipotezy podaje się, że znaczna część wstrząsów i tąpań występuje w obrębie określonych struktur tektonicznych. Zagadnienie to będzie bliżej omówione w rozdz. 12.

Poglądy na temat tąpań ulegały i ulegają licznym ewolucjom. Należy jednak podkreślić, że szereg z nich powstało w latach 1930-1960, gdy dysponowano znacznie mniejszą wiedzą, niż obecnię. W ówczesnych czasach nie prowadzono w zasadzie żadnych obserwacji sejsmologicznych, nie mówiąc już o innych, bardziej skomplikowanych badaniach. Tym większy się należy szacunek autorom tych poglądów, gdyż znaczna część ich prac zachowała swoją aktualność do dzisiaj.

Należy tu podkreślić wkład polskich specjalistów, którzy od lat zajmując się problematyką zagrożenia sejsmicznego i tąpań w kopalniach, opracowali szereg teorii dotyczących tych zjawisk i uzyskali szereg rozwiązań wykorzystywanych nie tylko w kraju, lecz również za granicą. Można tu wymienić osiągnięcia Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, Politechniki Śląskiej w Gliwicach, Głównego Instytutu Górnictwa w Katowicach, Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w Warszawie, a także innych ośrodków naukowo-badawczych i specjalistów zatrudnionych w kopalniach węgla i miedzi.

## 10.2. Zjawisko tąpnięcia.

Tąpania występują od ponad 100 lat w polskich kopalniach węgla kamiennego i od ponad 20 lat w polskich kopalniach miedzi. Po każdym tąpnięciu dokonywano tzw. wizji lokalnej wyrobiska, w którym miało miejsce tąpnięcie, analizowano lokalne warunki geologiczno-górnicze oraz zbierano informacje od osób znajdujących się w jego rejonie. Od kilkudziesięciu lat przyczyny tąpnięć analizowane są przez specjalne komisje powoływane przez Prezesa Wyższego Urzędu Górniczego, w skład których wchodzą pracownicy nauki i przemysłu górniczego, specjalizujący się w problematyce zagrożenia sejsmicznego i tąpań. Analiza zaistniałych tąpań umożliwia stosunkowo dokładny opis skutków tąpnięcia.

Pod pojęciem tąpnięcia określa się zniszczenie lub uszkodzenie wyrobiska górniczego na skutek nagłego wyrzutu skał do tego wyrobiska, spowodo-

wanego wstrząsem górniczym; tąpnięciu towarzyszą drgania górotworu, efekty świetlne, akustyczne oraz podmuch powietrza (Parysiewicz 1967).
W kopalniach gazowych tąpnięcie może powodować również gwałtowny wzrost dopływu metanu i innych gazów do wyrobisk.

Tąpnięcie, według podanej wyżej definicji, sprowadza się do zniszczenia lub uszkodzenia wyrobisk górniczych. W zależności od długości wyrobiska, na jakiej wystąpiły szkody (zniszczenie bądź utrata jego funkcji), wyróżnia się trzy kategorie tąpnięcia:

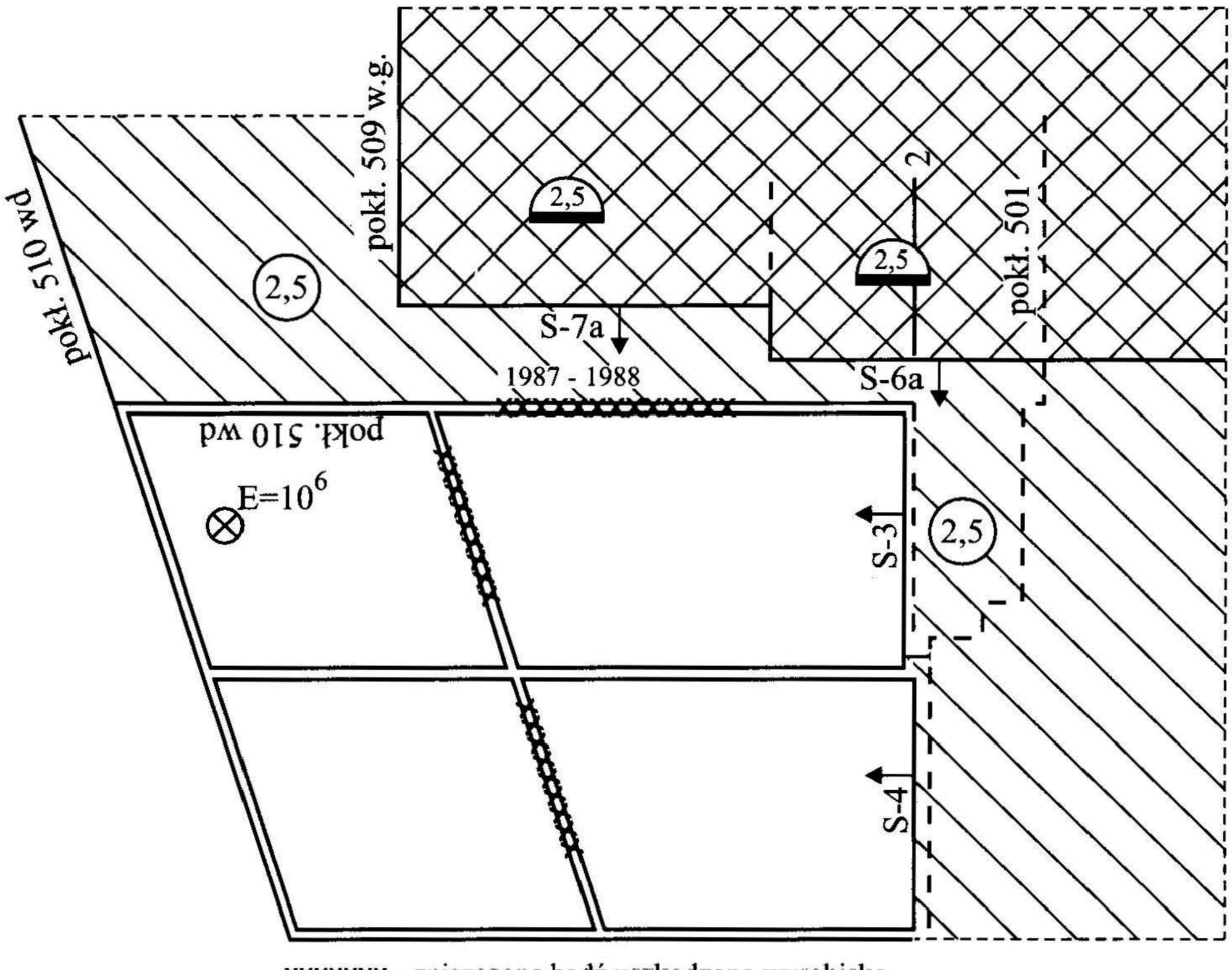
I - gdy uszkodzenie wyrobiska nastąpiło na odcinku o długości mniejszej od 20m,
II - gdy uszkodzenie wyrobiska nastąpiło na odcinku od 20 do 50m,
III - gdy uszkodzony odcinek wyrobiska ma długość większą od 50m.

Podział powyższy jest oczywiście umowny oraz arbitralny i coraz rzadziej wykorzystywany dla opisu skutków tąpań. Jego podstawową wadą jest wyrażanie skutków tąpnięcia w postaci strat materialnych, bez uwzględnienia wypadków powodowanych tąpnięciem. Zdarza się, że skutkami wstrząsu są wyłącznie drgania górotworu o dużej amplitudzie, bez wyrzutu skał. Występujące w takich przypadkach nagłe, duże obciążenie dynamiczne (przeciążenie), może być przyczyną wypadków nawet śmiertelnych, podczas gdy wyrobisko pozostanie w stanie praktycznie nienaruszonym. Wypadek taki zdarzył się w latach 60-tych w KWK Mysłowice, podczas transportu obudowy ŁP. Nagłe drgania spągu wyrobiska, po którym przechodził pracownik niosący stropnicę spowodowały u niego uraz kręgosłupa.

Należy również podkreślić, że przy daleko zaawansowanej mechanizacji robót górniczych, w wyrobiskach znajduje się duża ilość maszyn i urządzeń górniczych oraz ciężkiego sprzętu. Gwałtowne drgania górotworu powodują nieoczekiwane ich przemieszczanie się wewnątrz wyrobiska, co pomimo braku jego uszkodzeń, może mieć katastrofalne następstwa. Jako przykład można podać tąpnięcie w dn. 08.11.1994 w KWK Powstańców Śląskich, podczas którego uszkodzenia wyrobiska były minimalne, natomiast niekontrolowane przemieszczanie się dużej ilości maszyn i urządzeń nagromadzonych na stosunkowo krótkim odcinku wyrobiska korytarzowego, spowodowało wypadek masowy, w którym zginęło 11 ludzi. Do takiej grupy tąpań należy również tąpnięcie w ścianie 755 w pokł. 510 w dn.15.07.93 w KWK Porąbka-Klimontów, kiedy drgania spągu spowodowały przewrócenie się kombajnu, natomiast uszkodzenia wyrobiska (ściany) praktycznie nie wystąpiły.

Skutki tąpań mogą mieć różne rozmiary. Zdarzały się tąpnięcia w wyniku których zniszczone były wyrobiska na znacznej powierzchni. Przykładem tąpnięcia, którego skutki miały duży zasięg, jest tąpnięcie w KWK Bobrek w pokł. 510 w dniu 14.06.1991 (rys.10.1). W wyniku tego tąpnięcia uległa zniszczeniu większość wyrobisk znajdujących na wybiegu ścian 3 i 4.

W literaturze górniczej znane jest tąpnięcie w kopalni soli w Niemczech, w wyniku którego uległy zniszczeniu prawie wszystkie wyrobiska na czyn-




*Rys. 10.1. Tąpnięcie w KWK Bobrek w 1991r.*

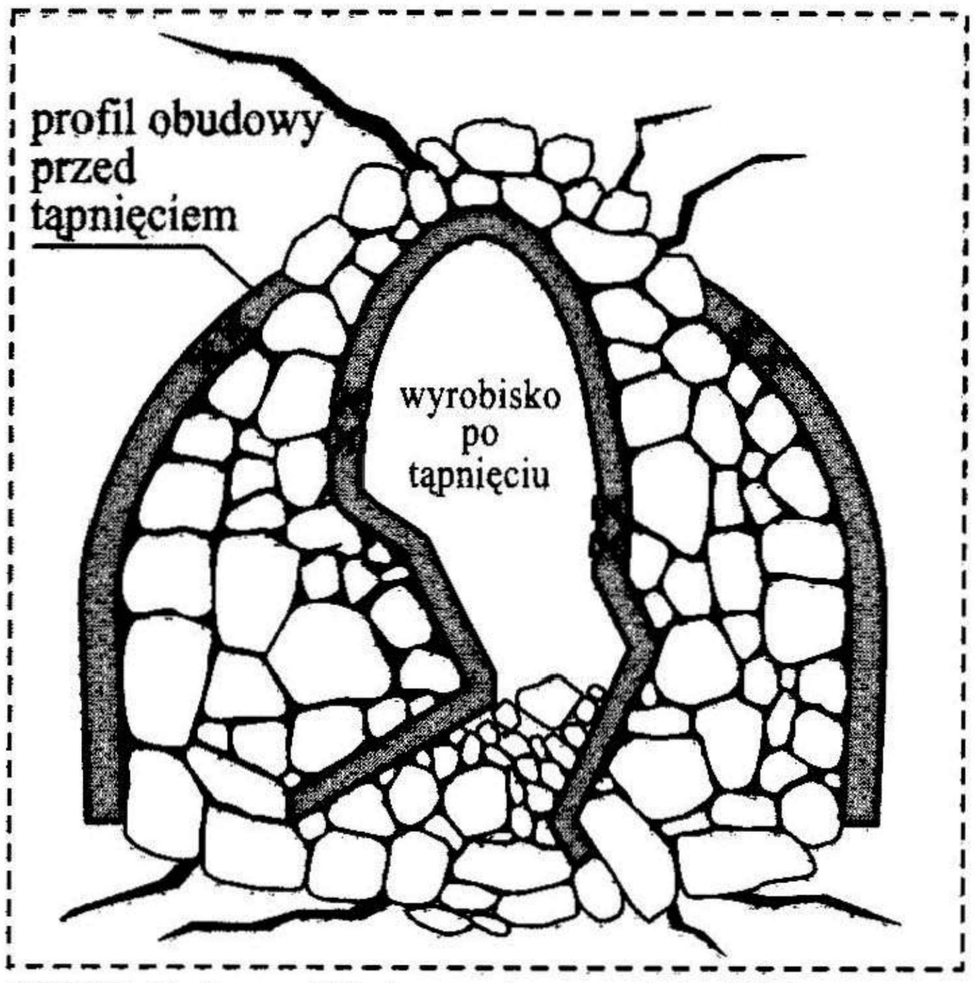
nym poziomie wydobywczym.

Od pewnego czasu zdecydowana większość tąpań występuje w wyrobiskach korytarzowych. Spowodowane jest to zapewne tym, że wyrobiska ścianowe wyposażone są z reguły w mocną obudowę ze spągnicami, często osłonową. Obudowa wyrobisk korytarzowych jest zawsze słabsza i zabezpiecza głównie strop, w mniejszym stopniu ociosy. Natomiast obudowa w spągu wyrobisk korytarzowych należy do rzadkości.

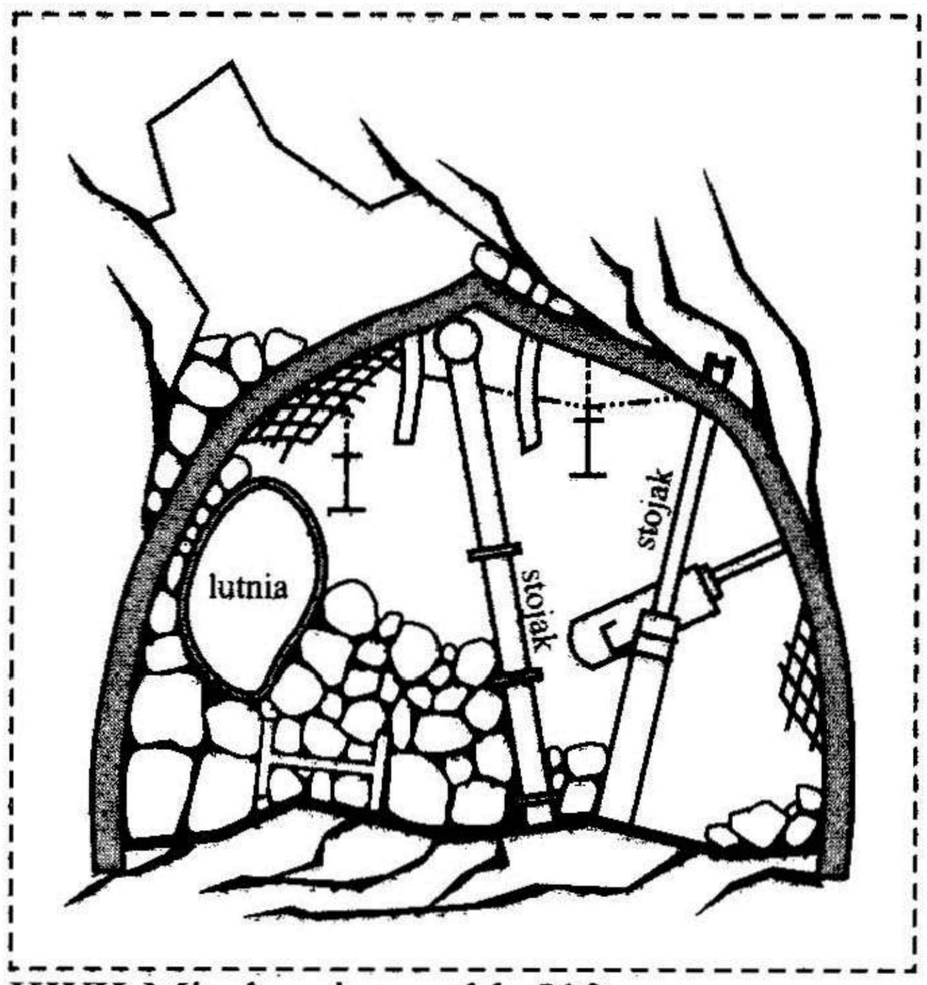
Skutki tąpnięcia to przede wszystkim wyrzucenie skał z ociosów, spągu i stropu do wyrobiska. W kopalniach węgla najczęściej wyrzucone zostają skały z ociosów, gdzie pokład jest spękany i rozkruszony. Przy wyrzuceniu skał do wyrobiska następuje rozkruszenie i rozdrobnienie materiału skalnego. Wyrzucony materiał ma różną granulację, od dużych brył do frakcji żwirowej, a nawet najdrobniejszej (pył węglowy).

Gdy wyrobisko znajduje się pod stropem grubego pokładu, a w jego spągu znajduje się węgiel, zjawiskiem powszechnym jest wyrzut spękanego węgla od dołu, ponieważ większość wyrobisk nie jest zabezpieczona obudową od strony spągu.

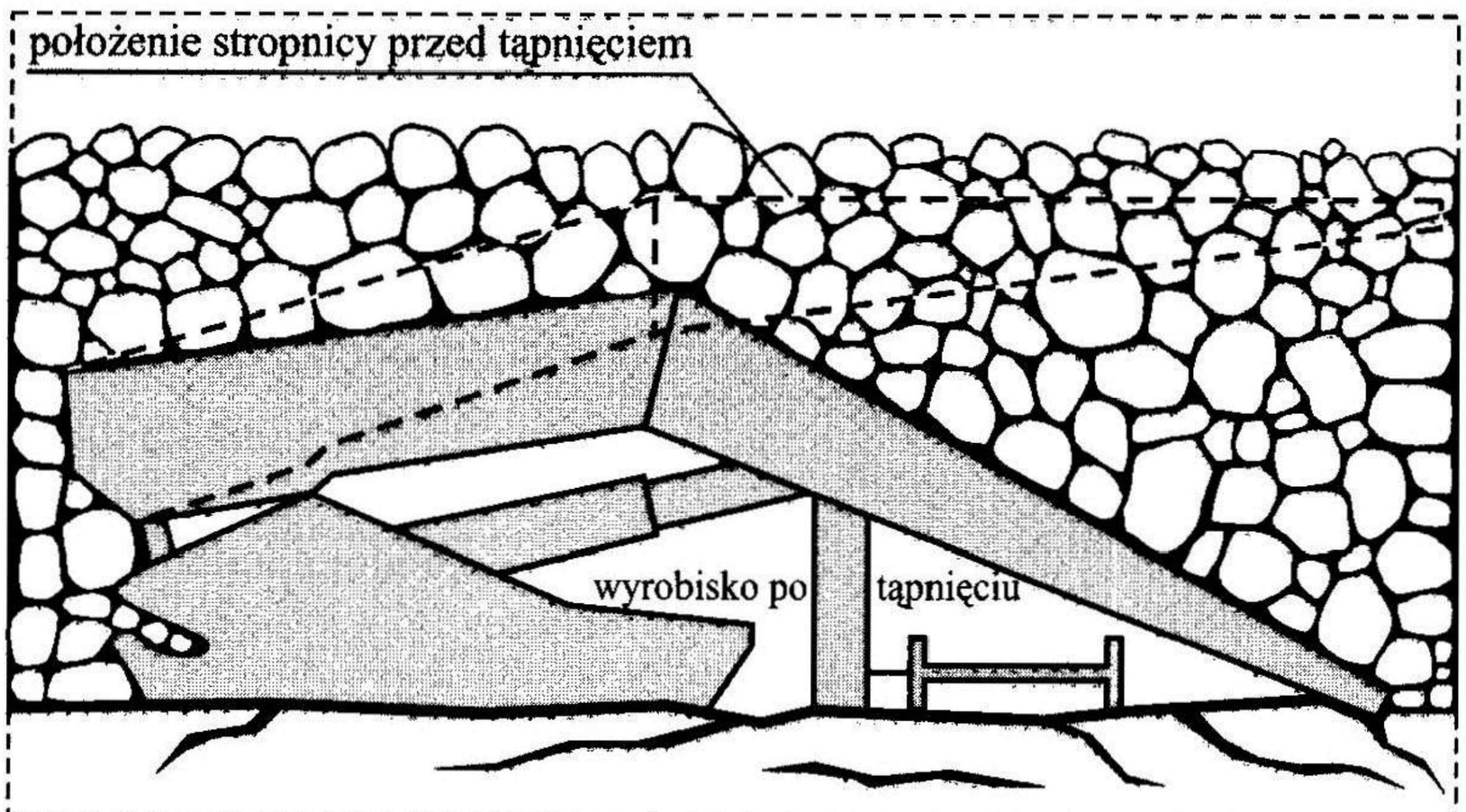
Analiza zaistniałych tąpań dokonana przez W. Konopkę wykazała, że tąpnię-



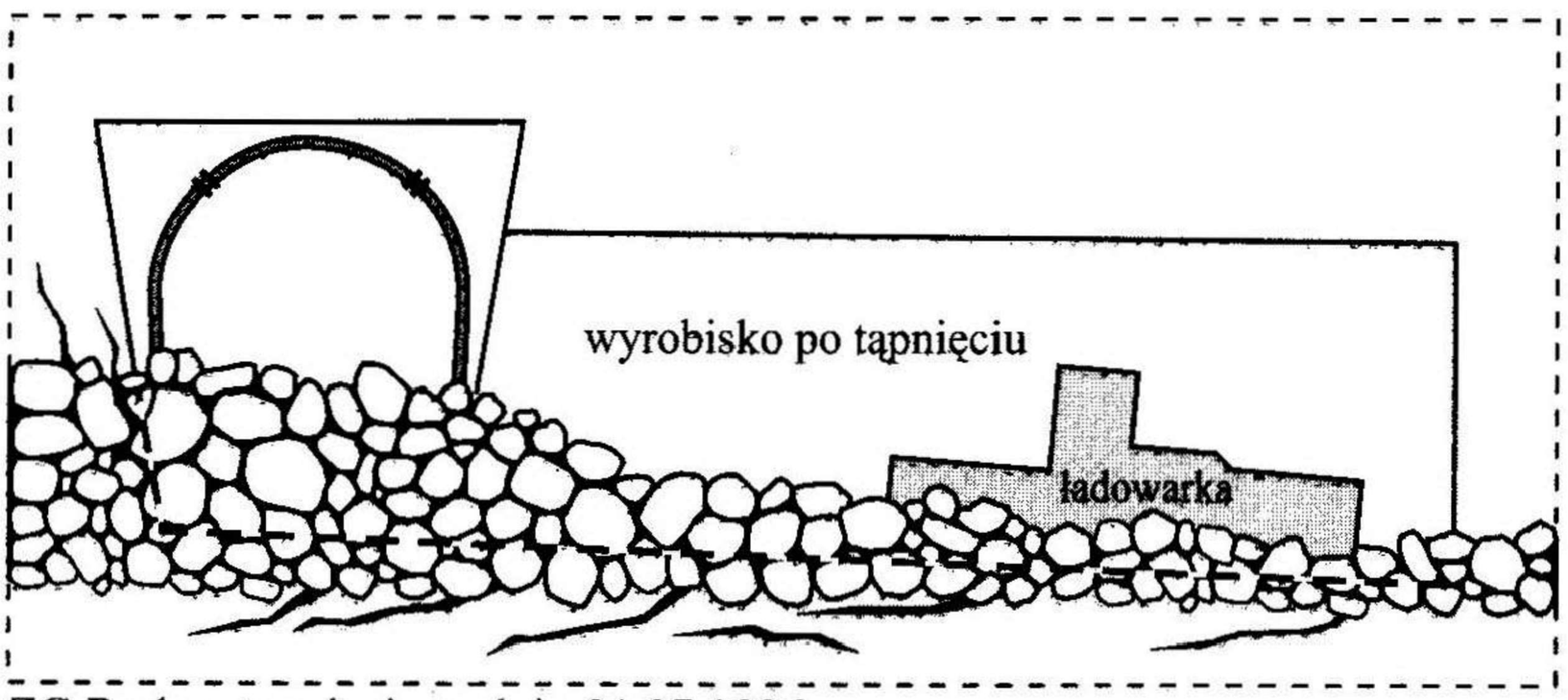

KWK Zabrze-Bielszowice, pokł. 507,
tąpnięcie w dniu 18.12.1986




KWK Miechowice, pokł. 510,
tąpnięcie w dniu 17.09.1993




KWK Porąbka-Klimontów, pokł. 510, tąpniecie w dniu 01.06.1992




ZG Rudna, tąpnięcie w dniu 31.07.1996

*Rys. 10.2. Przekroje wyrobisk po tąpaniach (na podstawie szkiców sporządzonych przez pracowników kopalń).*

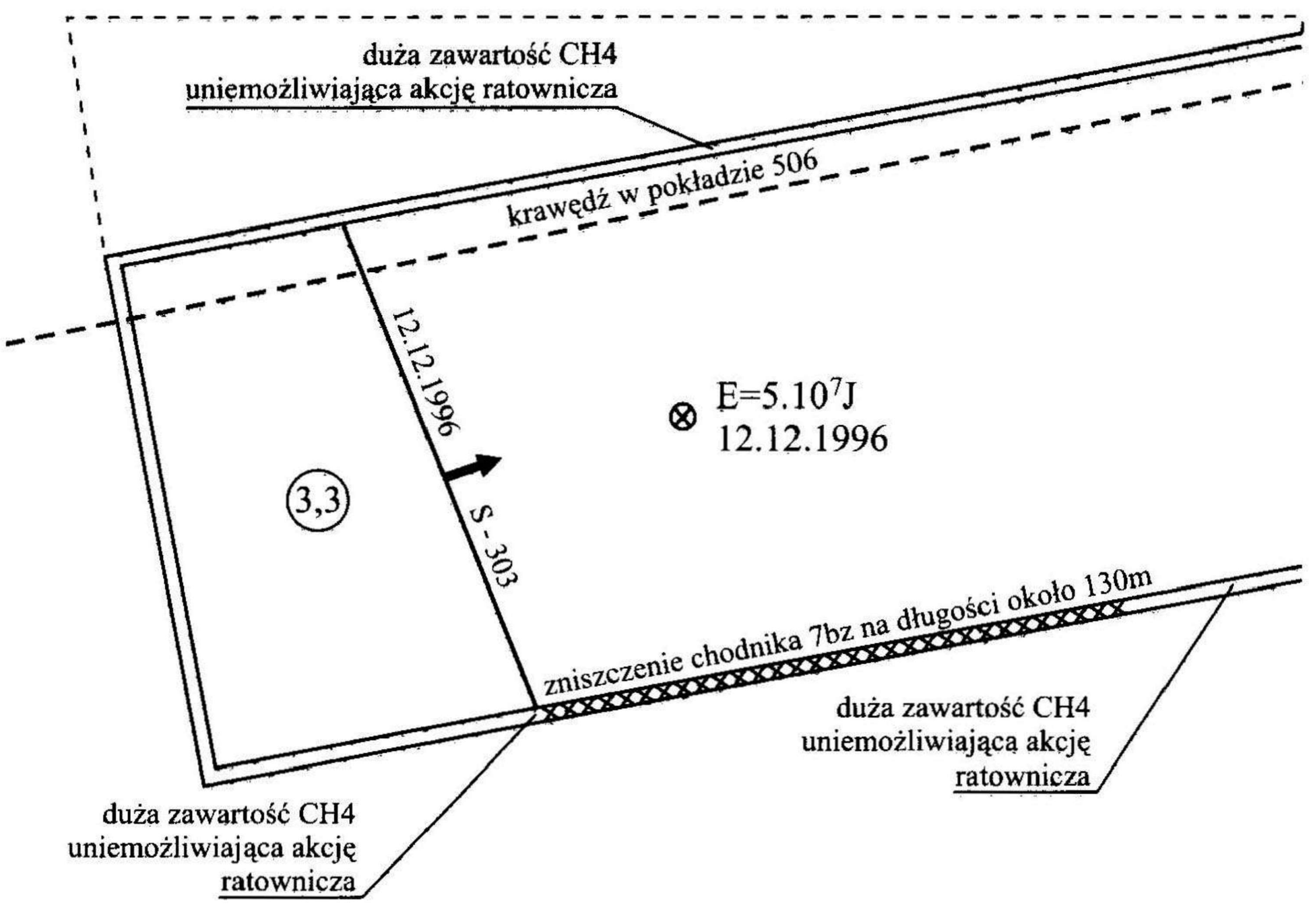
cie w kopalni węgla w wyrobisku korytarzowym, może być spowodowane już wstrząsem o energii $5.10^3$J, natomiast w wyrobisku ścianowym energia musi być znacznie większa (powyżej $5.10^5$J).

W kopalniach miedzi tąpnięcie również przejawia się w analogiczny sposób, to jest jako wyrzut skał z ociosów, spągu i rzadziej stropu.

Ze względu na zabezpieczenie stropu obudową, najczęściej skutki tąpnięcia przejawiają się jako wyrzut węgla z ociosów i spągu. Przekrój poprzeczny wyrobiska gwałtownie się zmniejsza. Zdarzają się przypadki, kiedy następuje całkowite zaciśnięcie wyrobiska. Z reguły następuje wyraźnie przemieszczenie się stojaków obudowy do środka wyrobiska i wypiętrzenie spągu. Na rys.10.2 przedstawiono kilka charakterystycznych przekrojów poprzecznych wyrobisk po tąpaniach (dane z dokumentacji tąpań).

W większości przypadków wyrobisko górnicze po tąpnięciu staje się niedrożne, co generuje dodatkowe zagrożenia (metanowe, pożarowe, wentylacyjne itd.) i utrudnia prowadzenie akcji ratowniczej.

W większości kopalń węgla zagrożonych tąpaniami występuje również zagro-




*Rys. 10.3. Tąpnięcie w Kopalni Zabrze-Bielszowice.*

żenie metanowe. Stwierdzono, że po tąpnięciu występuje gwałtowne wydzielanie się metanu do wyrobisk. Zjawisko takie wystąpiło po tąpnięciu w KWK Halemba w dniu 10.05.1990 w pokł. 507, a zwłaszcza po tąpnięciu w KWK Zabrze-Bielszowice w dniu 12.12.1996 w ścianie N-303 w pokł. 507, gdzie ilość metanu, jaka spłynęła do wyrobisk w rejonie tąpnięcia uniemożliwiła prowadzenie akcji ratowniczej i spowodowała wypadki śmiertelne. Mecha-

nizm nagłego wypływu metanu do wyrobisk po tąpnięciu nie jest do końca wyjaśniony. Przypuszcza się, że powodem gwałtownego wzrostu emisji metanu jest nagłe powstanie nowych spękań w węglu i jego rozdrobnienie lub, co wydaje się bardziej prawdopodobne „wypchnięcie" metanu ze zrobów, nagle dociążonych przez warstwy stropowe.

Tąpnięcie może również zainicjować wybuch pyłu węglowego, gdyż drgania górotworu i towarzyszący tąpnięciu podmuch powietrza, mogą unieść pył węglowy i spowodować jego eksplozję.

Od kilkudziesięciu lat każde tąpnięcie ma swoją dokumentację, zawierającą opis lokalnych warunków geologiczno-górniczych, informacje o stosowanej technologii robót, zatrudnionej załodze, stosowanych metodach prognozy i zapobieganiu zagrożeniu itd. W dokumentacjach tych podawane są także przyczyny tąpnięcia.

Główny Instytut Górnictwa w Katowicach prowadzi od lat kartotekę tąpnięć w kopalniach węgla. Podobną kartotekę obejmującą tąpnięcia w kopalniach miedzi, prowadzi się w Kombinacie Górniczo-Hutniczym Polska Miedź S.A. Obydwie kartoteki są cennym źródłem informacji o zaistniałych w polskich kopalniach tąpaniach.

# MECHANIZM TĄPNIĘCIA

Pierwsze tąpnięcia w polskich kopalniach wystąpiły już w XIX wieku i określano je jako „strzelanie ociosów (węgla)" bądź jako „górnicze udary". Definiując w powyższy sposób te zjawiska dążono zapewne do opisania ich cech. Charakterystyczne przy tym jest, że już wówczas zdawano sobie sprawę z dwóch różnych mechanizmów tąpań. Strzelanie ociosów sugerowało eksplozywny charakter zjawiska, natomiast udar obciążenie uderzeniowe.

Z biegiem lat w miarę nabywania nowych doświadczeń występowanie dwóch różnych mechanizmów tąpań stało się oczywiste, przy czym eksplozywny mechanizm zjawiska odpowiada głównie tąpaniom naprężeniowym, natomiast udarowy tąpaniom stropowym i spągowym.

W rozdziale 9 opisano zmiany zachodzące w górotworze po wykonaniu wyrobiska górniczego. Nie wnikając bliżej w istotę procesów reologicznych, w wyniku których powstają te zmiany, charakterystyczne są dwa skrajne przypadki:

a) wokół wyrobiska występuje strefa deformacji sprężystych, bez strefy spękań (patrz rys. 9.1 oraz 11.1a). Stan taki ma miejsce wówczas, gdy naprężenia wokół wyrobiska są mniejsze od wytrzymałości skał.
b) wokół wyrobiska występuje strefa spękań (patrz rys. 9.3, rys. 9.5 oraz 11.1b). Stan taki ma miejsce wówczas, gdy naprężenia wokół wyrobiska są większe od wytrzymałości skał,

Zarówno w jednym, jak i w drugim przypadku, wykonanie wyrobiska powoduje powstanie strefy koncentracji naprężeń, z tym jednak, że w przypadku drugim, pomiędzy obszarem koncentracji naprężeń, a wyrobiskiem występuje strefa spękań.

Ze względu na mechanizm tąpań w literaturze wyróżnia się ich trzy rodzaje (Ortlepp 1992):

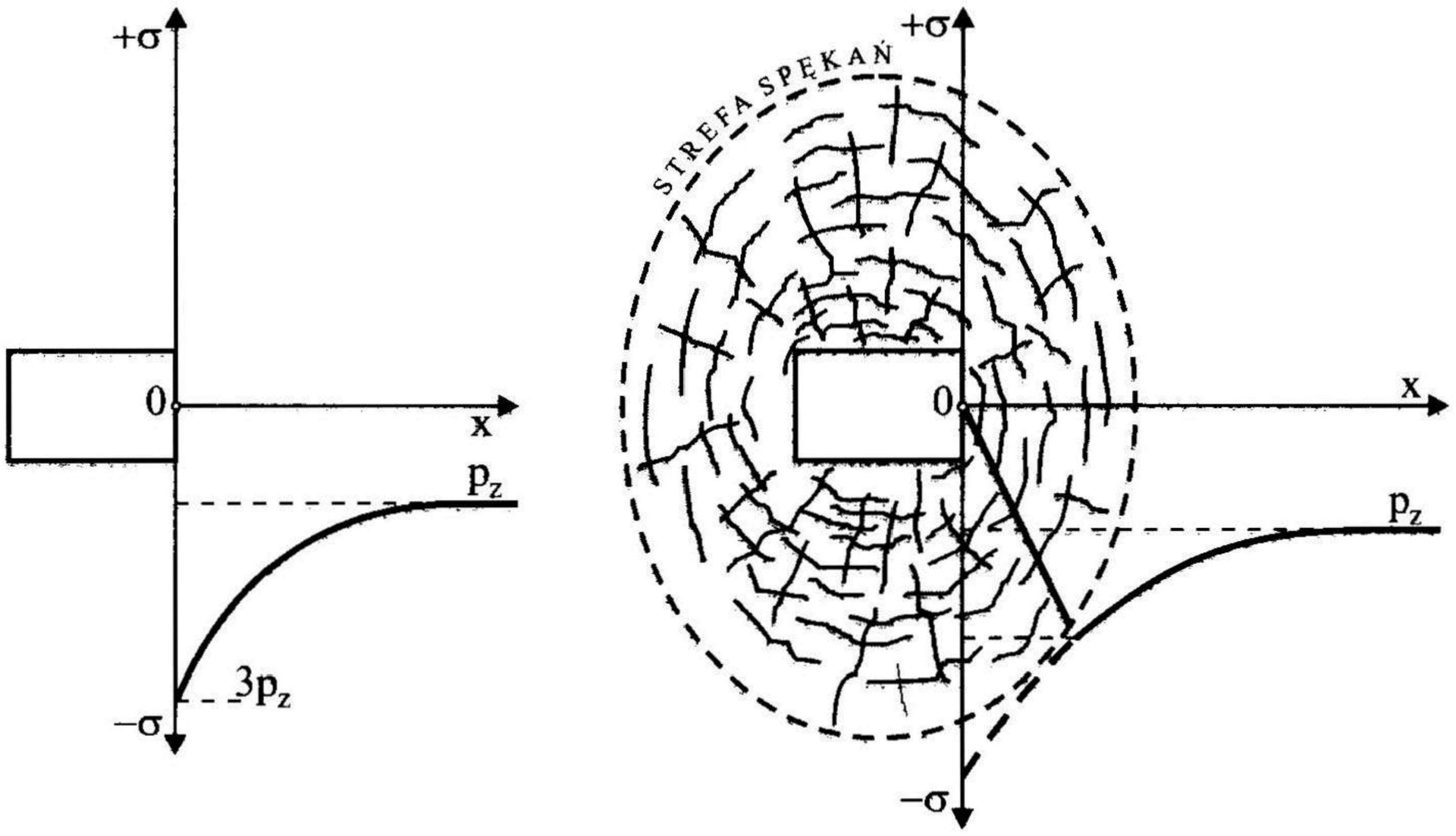
a) tąpania spowodowane spontanicznym (samoczynnym) gwałtownym rozpadem skał; takie tąpania, określane także jako naprężeniowe, występują wówczas, gdy naprężenia w skałach otaczających wyrobisko są większe od wytrzymałości tych skał, a ogniska powodujących je wstrząsów znajdują się wewnątrz obszaru zniszczenia skał (Yi i Kaiser 1993).
b) tąpania przejawiające się jako wyrzut skał do wyrobiska spowodowany drganiami rozchodzącymi się w górotworze od ogniska wstrząsu, znajdującym się na zewnątrz obszaru tąpnięcia, przy czym możliwe są dwa przypadki:
   - wyrzuceniu ulegają tylko skały ze strefy zniszczonej (rys. 11.1b) otaczającej wyrobisko,
   - drgania sprężyste powodują wzrost naprężeń w strefie sprężystej poza strefą spękań, gwałtowny rozpad skał w tej strefie i wyrzut spękanego materiału do wyrobiska razem z materiałem z otaczającej wyrobisko, po-

wstałej już wcześniej strefy spękań.

c) tąpnięcia spowodowane wysypaniem się skał ze stropu, pod wpływem drgań sejsmicznych rozchodzących się w górotworze, przy czym drgania stanowią mechanizm spustowy.

Klasycznym przykładem tąpań naprężeniowych są tąpnięcia pokładowe, powszechnie występujące dawniej w kopalniach węgla.

Drugi rodzaj tąpań jest powodowany utratą stateczności układu wyrobisko - obudowa - górotwór. Do tej grupy można zaliczyć tąpania stropowe i spągowe.




a) wyrobisko bez spękań b) wyrobisko ze strefą spękań

*Rys. 11.1. Naprężenia i deformacje skał wokół wyrobisk.*

Trzeci rodzaj tąpań sprowadza się do naruszenia stanu równowagi w spękanych skałach stropu i grawitacyjnym wysypaniem się skał do wyrobiska. Mechanizm tego zjawiska jest taki sam, jak mechanizm zawału (obwału), z tym, że wysypanie się skał powoduje impuls sejsmiczny. Zapobieganie takim tąpaniom sprowadza się do geotechnicznego wzmocnienia skał oraz doboru odpowiedniej obudowy i nie różni się w zasadzie niczym od zapobiegania zawałom wyrobisk.

Przyrost naprężeń w skałach pod wpływem rozchodzących się fal sprężystych określają równania (Brady i Brown 1985):

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \rho V_p v_x \\ \sigma_{xy} &= \rho V_s v_y \\ \sigma_{xz} &= \rho V_s v_z \\ \sigma_y = \sigma_z &= \sigma_x \frac{\nu}{1-\nu} \end{aligned} \qquad (11.1)$$

gdzie przez $v_x$, $v_y$ oraz $v_z$ oznaczono prędkości drgań ośrodka skalnego, przez $\rho$ oraz $\nu$ odpowiednio gęstość tego ośrodka i wartość współczynnika Poissone'a. Naprężenia te sumując się tensorowo z naprężeniami istniejącymi już w otoczeniu wyrobisk mogą być większe od wytrzymałości skały otaczającej wyrobisko i spowodować jej nagły rozpad. Skruszone skały zostają wyrzucone do wyrobiska z prędkością $v_o$, a ich energia kinetyczna wynosi:

$$E_k = \frac{1}{2} M v_o^2 \qquad (11.2)$$

Prędkość $v_o$, z jaką zostają wyrzucane bryły skały, decyduje o rozmiarze szkód, jakie może spowodować tąpnięcie. Aby ją określić wykonywane były specjalne badania. Były to zarówno prace analityczne, pomiary wykonane w wyrobiskach po tąpnięciu, jak i eksperymenty (McGarr i inni 1989, Kaiser i inni 1992, Ortlepp 1993 itd.). Stosując różne metody badań ustalono, że minimalna prędkość, przy której tąpnięcie może mieć już groźne skutki, wynosi 2m/sek. Jeżeli prędkość ta jest większa, to oczywiście skutki tąpnięcia będą większe. Ustalono, że obudowa hydrauliczna przodków w kopalniach Republiki Południowej Afryki winna być tak zaprojektowana, aby wytrzymywała udary skał z prędkością $v_o = 4m/s$ (McGarr 1993).

W kopalniach Kanady prędkość tę usiłowano ustalić eksperymentalnie, odpalając w ociosach wyrobisk silne ładunki materiału wybuchowego, imitując w ten sposób tąpnięcie. Przy pomocy kamer video filmowano trajektorie ruchu wyrzuconych brył skał i obliczano ich prędkość (Tannant i inni 1993). Ustalono, że prędkości te różniły się znacznie dla poszczególnych bloków, przy czym im większe były wymiary bloku, tym jego prędkość była mniejsza. Ustalono również, że prędkość wyrzucanych bloków była mniejsza od 12m/s.

Pomiar prędkości, z jaką wyrzucane są skały do wyrobiska, napotyka na ogromne trudności techniczne. Zagadnienie to, mające podstawowe znaczenie dla opracowania skutecznych metod zapobiegania tąpaniom, jest ciągle jeszcze otwarte.

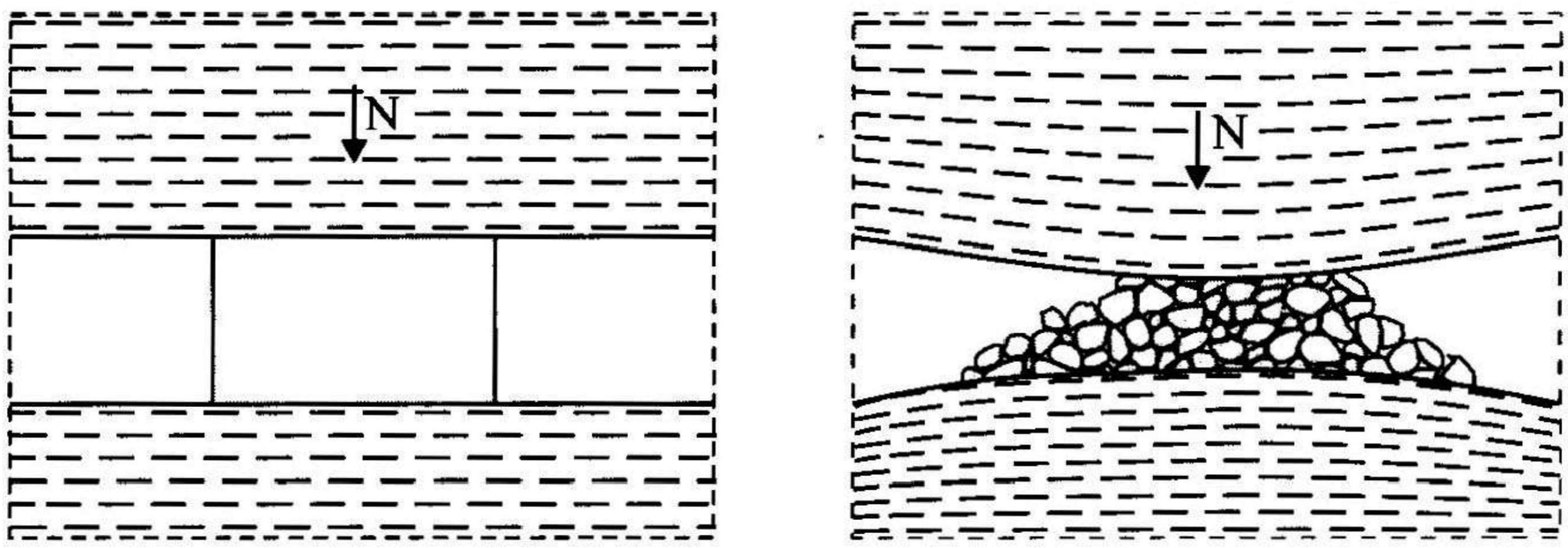
## 11.1. Tąpania naprężeniowe.

Klasycznym przykładem tąpnięcia naprężeniowego jest gwałtowne rozgniecenie fragmentu złoża, spowodowane naciskiem N wywieranym przez zalegające wyżej skały. Naturalne warunki, jakie sprzyjają tego rodzaju tąpaniom, to zaleganie złoża pokładowego pomiędzy mocnymi, sztywnymi warstwami skał płonnych, przy czym wytrzymałość na ściskanie złoża skłonnego do tąpań musi być mniejsza, niż wytrzymałość skał w jego stropie i spągu. Przykładem takich tąpań, są tąpania pokładowe, które powszechnie występowały w kopalniach węgla, gdy eksploatację prowadzono systemami zabierkowymi. Tąpania takie często modeluje się jako rozpad próbki skalnej ściskanej w prasie.

Eksploatacja górnicza powoduje koncentrację naprężeń w ociosach wyrobisk. W strefach podwyższonych naprężeń funkcja wytężenia W (rozdział 5) osiąga wysokie wartości zbliżone do W = 1, co oznacza, że wytężenie

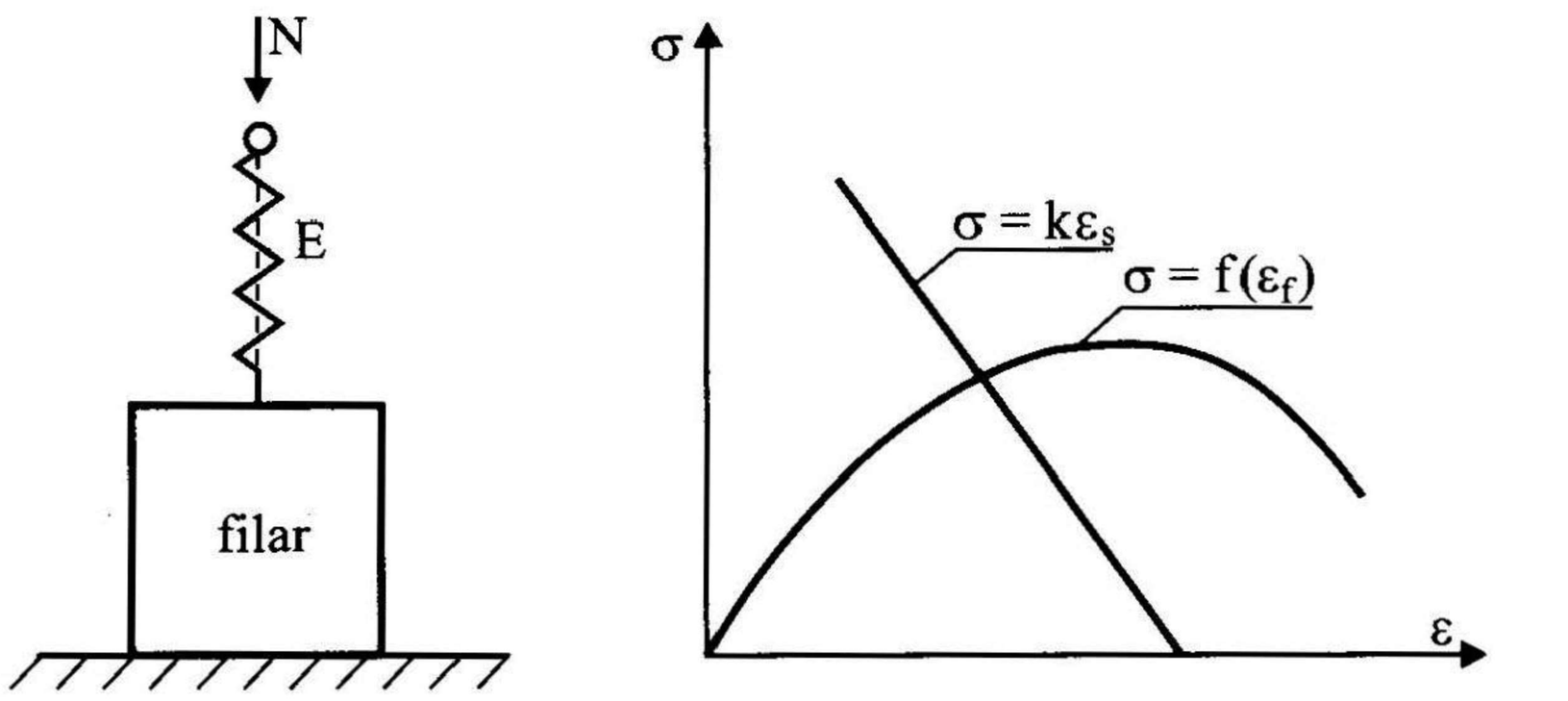
materiału osiąga wartości krytyczne. Przy W = 1 następuje zniszczenie materiału połączone z wyrzutem spękanych skał do wyrobiska. Najprostszy przypadek tąpnięcia naprężeniowego: rozgniecenie resztki, przedstawia rys. 11.2.

Gdy wytężenie materiału w resztce jest mniejsze od 1, wówczas układ jest w równowadze. Jeżeli jednak W = 1 nastąpi zniszczenie materiału skalnego w resztce i jej rozpad, tym gwałtowniejszy, im bardziej skłonna do tąpań jest skała. Po zniszczeniu (rozgnieceniu) resztki powstaje nowy stan równowagi. Tąpnięcie zatem można przedstawić jako przeskok z jednego stanu równowagi do drugiego.




a) Stan przed tąpnięciem b) Stan po tąpnięciu.

*Rys. 11.2. Tąpnięcie pokładowe.*




a) Filar b) Odkształcenia filara $\varepsilon_f$ i sprężyny $\varepsilon_s$.

*Rys. 11.3. Filar ściskany pomiędzy warstwami stropu i spągu.*

Zjawisko to można wyjaśnić wykorzystując model przedstawiony w 1970 roku przez Salamona, w którym rozważa się możliwość utraty stabilności układu złożonego z filara węglowego (resztki), ściskanego przez skały płonne zalegające w jego stropie i spągu, jak na rys. 11.2. Skały zalegające w stropie nad filarem wywierają na niego nacisk N. Ponieważ skały te posiadają pewną sprężystość, przedstawiono je jako sprężynę. Nacisk N przenoszony jest więc przez układ: sprężyna i filar, a naprężenia są sumą naprężeń układu sprężyna i filar (rys. 11.3a).

Naprężenia w filarze i sprężynie powodują ich odkształcenia, przy czym im większe naprężenia σ, tym większe odkształcenia filara $\Delta\varepsilon_f$ i mniejsze sprężyny $\Delta\varepsilon_s$ (rys. 11.3b).
Mogą tu zaistnieć dwa przypadki:

$$k+f'(\varepsilon)\rangle 0 \qquad \text{oraz} \qquad k+f'(\varepsilon)\langle 0 \tag{11.3}$$

gdzie przez k oznaczono sztywność skał stropowych.

W pierwszym przypadku układ jest stabilny (stateczny), w drugim niestabilny (niestateczny).
W układzie niestabilnym zniszczenie filara ma charakter dynamiczny, nagły i gwałtowny, w postaci tąpnięcia naprężeniowego. Analizując powyższy układ należy zwrócić uwagę, że o charakterze zniszczenia filara decyduje nie tylko skłonność do tąpań skały w filarze, lecz również sztywność skał otaczających wyrażona przez k.

Przedstawiony model nie wyjaśnia jednak w jaki sposób może dojść do zniszczenia filara. Zakładając, że parametry skały tąpiącej i otaczających ją skał stropowych i spągowych nie ulegają zmianie, dynamiczny rozpad może mieć miejsce tylko wówczas, gdy wytężenie materiału osiągnie wartości krytyczne. Oznacza to, że w skale tąpiącej nastąpuje wzrost odkształceń i naprężeń.

Wzrost odkształceń może być spowodowany procesami reologicznymi. Długotrwałe obciążenie może spowodować rozwój deformacji trwałych (pseudoplastycznych) w skale tąpiącej. W rezultacie wzrasta całkowite odkształcenie, będące sumą odkształcenia sprężystego i trwałego.

W strefie przyociosowej pokład węgla często posiada tzw. strukturę słupową, polegającą na jego podziale na odseparowane od calizny bloki, zbliżone kształtem do graniastosłupów. Nacisk wywierany przez osiadający strop może spowodować zniszczenie i rozpad najsłabszych bloków. W niekorzystnych warunkach może to uruchomić reakcję domina, w której kolejno ulegają zniszczeniu sąsiednie bloki.
Zjawiska takie możliwe są zwłaszcza w strefie spękań, przed postępującym frontem eksploatacji i w narożach, przy ustępliwym froncie ścianowym.

Wpływ może mieć również zmniejszenie się wytrzymałości obciążonej skały z czasem działania nacisku. Wytrzymałość czasowa skały jest znacznie mniejsza od wytrzymałości doraźnej, przez co, po upływie niezbędnego czasu działania nacisku N, zniszczenie skały następuje przy naprężeniach niższych od wytrzymałości doraźnej. Tłumaczyć tym można rozgniatanie resztek pokładu, w postaci nóg, płotów, filarów itp., pozostawianych w zrobach przy eksploatacji systemem zabierkowym. Tąpania związane z gwałtownym rozpadem takich resztek występowały dopiero po upływie pewnego czasu. Tąpnięcia spowodowane zmniejszaniem się wytrzymałości z czasem działania obciążenia (nacisku), występować jednak mogą tylko na małą skalę, ponieważ w procesach reologicznych następuje relaksacja naprężeń i odkształceń, przez co wytężenie materiału skalnego w resztce raczej maleje.

Wzrost naprężeń najczęściej powodowany jest przez zmniejszenie przekroju przenoszącego nacisk N. Może go spowodować np. wykonanie dodatkowego wyrobiska zmniejszającego ten przekrój lub postępujące zniszczenie skały w pobliżu ociosów. Powstająca strefa spękań nie przenosi (lub przenosi w mniejszym stopniu) nacisku stropu, przez co powierzchnia przekroju czynnego (przenoszącego siły N) zmniejsza się w miarę zwiększania się zasięgu strefy spękań. Powoduje to wzrost naprężeń i zniszczenie skały.

Warunkiem wystąpienia klasycznego tąpnięcia pokładowego jest mniejsza wytrzymałość skał w złożu pokładowym, od wytrzymałości skał w jego otoczeniu. Dla węgla ocenia się, że, aby wystąpiło tąpnięcie pokładowe wytrzymałość pokładu musi być dziesięciokrotnie mniejsza od wytrzymałości skał otaczających (Lippmann 1990). W Polsce tąpania pokładowe występowały w kopalniach węgla w GZW. W kopalniach LGOM, gdzie parametry geomechanicznej strefy okruszcowanej (pseudopokładu) nie różnią się od parametrów skał stropowych, tąpań takich nie ma.

## 11.2. Tąpania spowodowane utratą stateczności układu.

Do grupy tąpań powodowanych utratą stateczności układu należą tąpania stropowe i spągowe, aczkolwiek te ostatnie mogą mieć również charakter tąpań naprężeniowych.

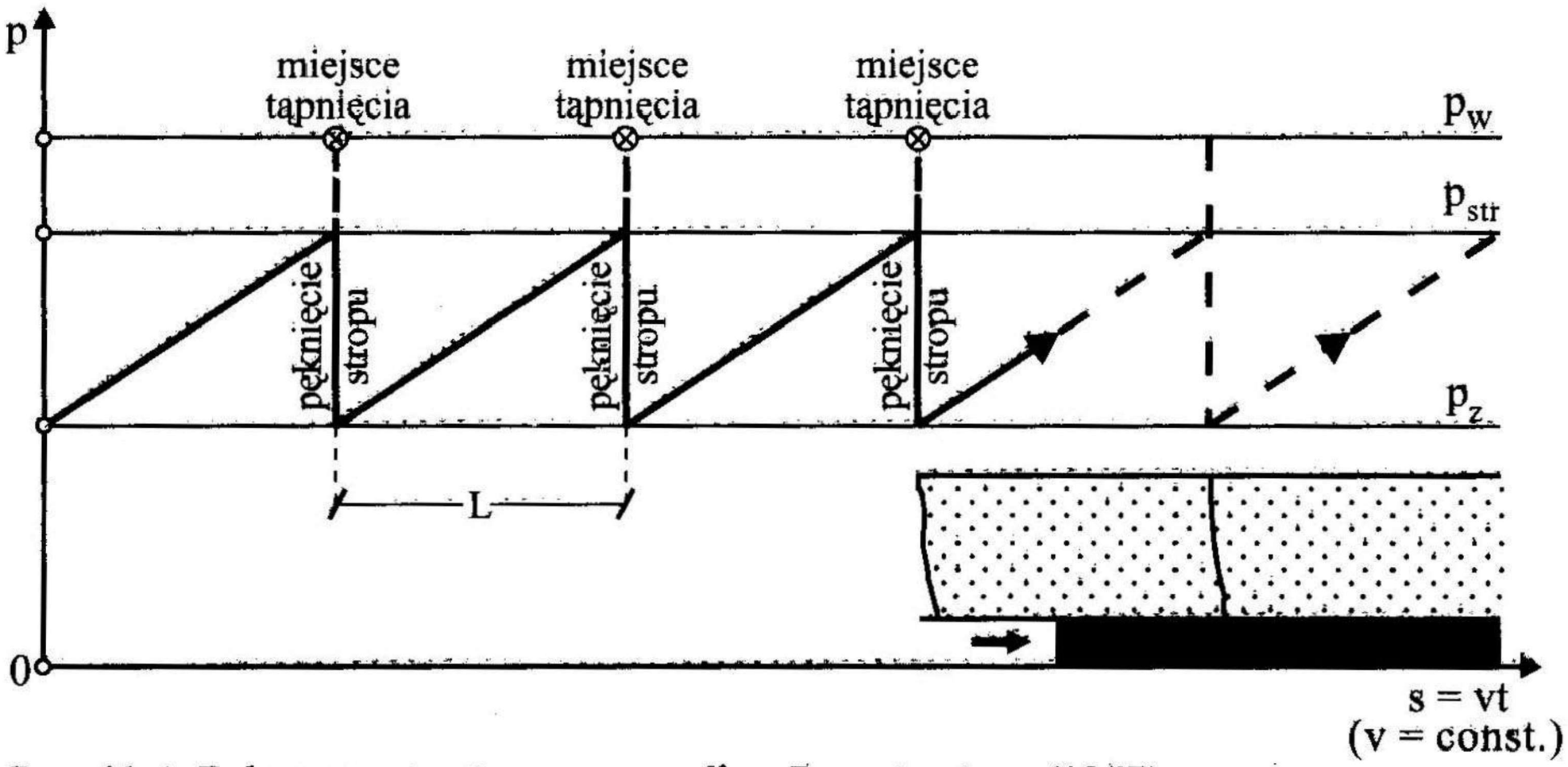
Tąpania powodowane utratą stateczności układu zaczęły dominować w polskich kopalniach w miarę przechodzenia z eksploatacji systemami zabierkowymi na systemy ścianowe. Liczne obserwacje górnicze wskazywały, że ogniska wstrząsów powodujących te tąpnięcia znajdują się w mocnych skałach stropowych, czasami nawet w znacznej odległości od eksploatowanego pokładu.

Nie ulega wątpliwości, że przyczyną tąpań określanych mianem stropowych, jest uwolnienie się energii potencjalnej ze skał zalegających nad złożem i przekazanie jej części w postaci impulsu skałom otaczającym wyrobisko. Energia ta musi być odpowiednio duża, a ognisko wstrząsu musi znajdować się stosunkowo blisko wyrobiska (wyrobisk), w którym następuje tąpnięcie.

W roku 1938 Budryk na podstawie obserwacji podał, że przyczyną tąpań stropowych jest załamywanie się mocnych warstw stropu zasadniczego w miarę postępu frontu. Linie, wzdłuż których załamywał się strop, były równoległe do głównego kierunku kliważu i oddalone od siebie o około 80m.

Koncepcję Budryka w 1967 roku rozwinął Parysiewicz podając warunki, w jakich dochodzi do tąpnięcia stropowego (Rys. 11.4).

W miarę postępu frontu następuje wzrost naprężeń w skałach stropowych, spowodowany zawisaniem wspornika nad zrobami. Po przesunięciu się frontu na odległość L, naprężenie osiąga wartość krytyczną dla danej skały. Następuje wówczas gwałtowne załamanie się wspornika skalnego powodujące tąpnięcie. Po załamaniu się wspornika, naprężenia spadają do wartości początkowej, ale w miarę dalszego postępu frontu zaczynają znowu narastać osiągając wartość krytyczną po osiągnięciu postępu 2L. Przy tych samych warun-




*Rys. 11.4. Załamywanie się stropu według Parysiewicza (1967).*

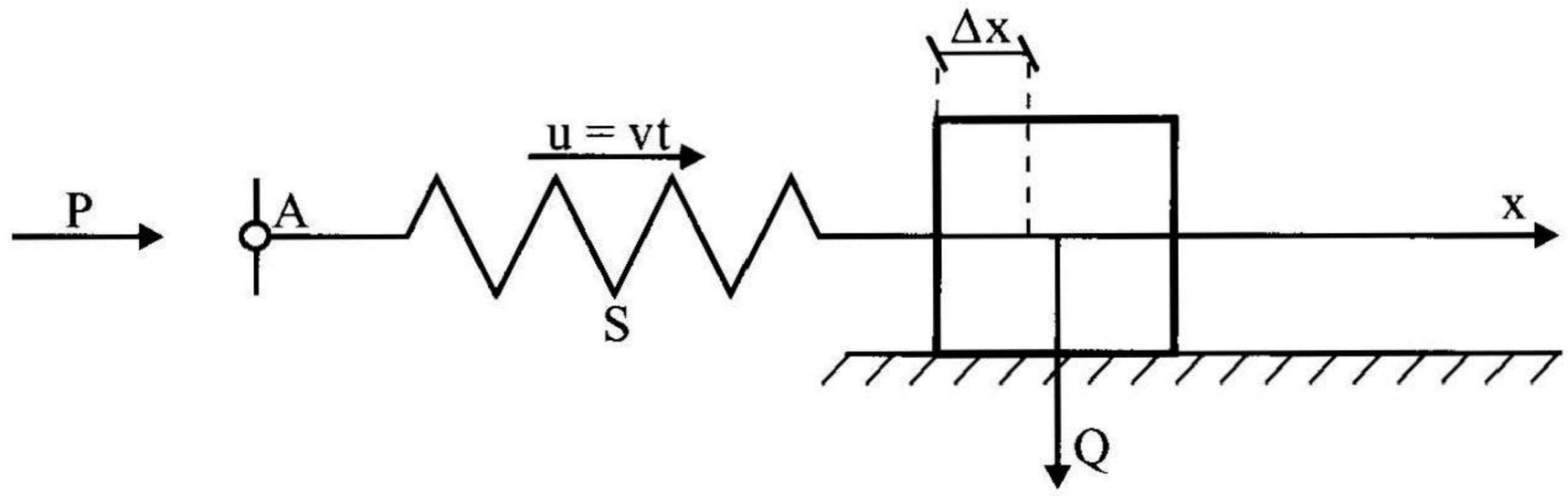
kach geologiczno-górniczych następuje znowu załamanie się wspornika i tąpnięcie. Proces taki może się cyklicznie powtarzać.

Podejmowano również próby matematyczno-fizycznego opisu tąpań stropowych przy pomocy równań mechaniki ośrodków ciągłych (Gil 1969), lub teorii szczelin (Gil i Litwiniszyn 1972, Brady 1974-1976). W pracach tych zakłada się, że propagacja szczelin powoduje uwolnienie znacznych ilości energii ze skał.

Niewątpliwie przyczyną tąpań stropowych jest naruszenie ciągłości warstw stropu, ale mechanizm tych tąpań jest jednak skomplikowany i w rzeczywistości nie do końca wyjaśniony.

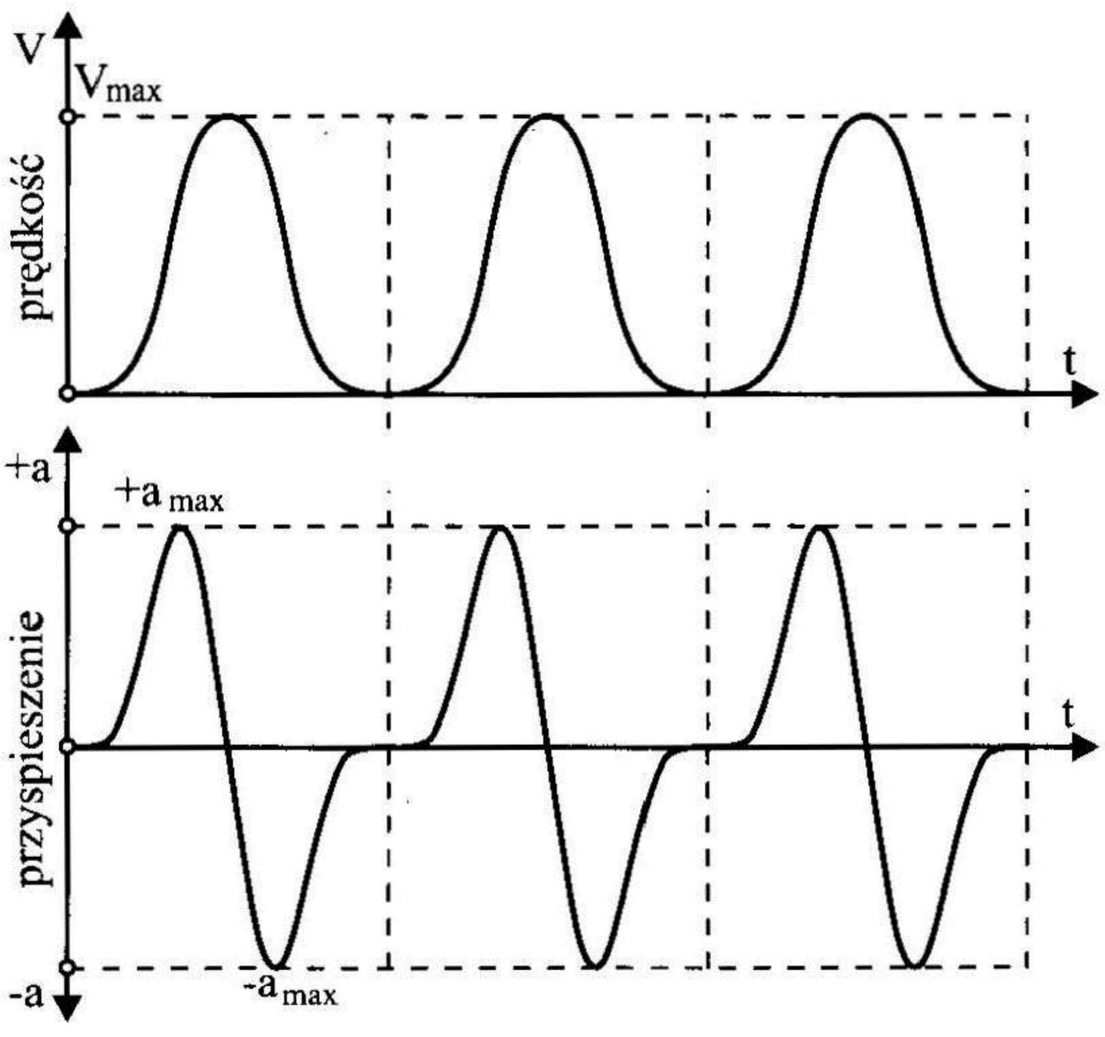
W dotychczasowych pracach dotyczących mechanizmu tąpań stropowych pominięto anizotropię wytrzymałościową skał oraz reologiczny charakter procesu pękania przyjmując, że proces ten przebiega szybko. W rzeczywistości jest to proces powolny, w którym naprężenia i odkształcenia są funkcją czasu. Wytrzymałość trwała (czasowa) skał kruchych wynosi około 40% wartości wytrzymałości natychmiastowej, zbliżonej do wyznaczanej w laboratoriach mechaniki skał. Ma to istotne znaczenie, gdyż narastanie naprężeń w zginanej warstwie stropu, powodowane postępem robót górniczych, trwa stosunkowo długo. Pęknięcia w skałach stropowych rozwijają się powoli, przy znacznie niższych wartościach naprężeń, niż by to wynikało z badań laboratoryjnych. Uwzględniając anizotropię wytrzymałościową skał, a zarazem fakt, że pękanie skał nie następuje pod wpływem ściskania, lecz rozciągania lub ścinania, niewielką odkształcalność skał kruchych i inne podane wyżej uwarunkowania, należy sobie uzmysłowić, że pękanie skał stropowych następuje przy raczej niskiej wartości naprężeń i jest mało prawdopodobne, aby samo tylko pękanie mogło być przyczyną silnego wstrząsu górniczego.

Przemieszczanie się bloków skalnych względem siebie uzależnione jest od siły tarcia na powierzchniach kontaktowych. Mechanizm tego zjawiska podano w rozdziale 6 opisując zniszczenie skały spękanej. Przylegające do sie-




*Rys. 11.5. Mechanizm stick-slip.*

bie bloki skalne kontaktują się głównie wypukłościami i zazębieniami. Pod wpływem nacisku następują odkształcenia sprężyste zazębiających się elementów i dopiero, gdy nacisk ten odpowiednio wzrośnie, nastąpi ich zniszczenie i przemieszczenie się bloków względem siebie. Dynamiczny współczynnik tarcia jest jednak mniejszy, niż statyczny, przez co następuje uwolnienie się pewnej ilości energii. Energia ta ulega dyssypacji podczas przemieszczania się bloków, zamieniając się w cieplną, kinetyczną, sejsmiczną itd.
Schemat tego procesu przedstawia rys. 11.5.
Na ciężar Q przez sprężynę S działa siła P. Początkowo siła ta powoduje tylko ściśnięcie sprężyny i nagromadzenie się w niej pewnej ilości energii sprężystości. Gdy jednak siła P będzie wzrastać i stanie się równa sile tarcia $T = \mu Q$ wówczas ciężar Q zostanie wprawiony w ruch. Początkowo będzie to ruch jednostajnie przyśpieszony spowodowany rozprężaniem się sprężyny S, lecz od pewnego momentu sprężyna ta zacznie działać hamująco. Doprowadzi to do zatrzymania ruchu ciężaru Q. Jeżeli jednak siła P działać będzie nadal, wówczas cały proces rozpocznie się od nowa. Ze względu na charakter przemieszczania się ciężaru Q, które odbywa się w postaci serii impulsów, zjawisko to nazwano w literaturze angielskiej jako stick-slip oscillations.




*Rys. 11.6. Parametry ruchu stick-slip.*

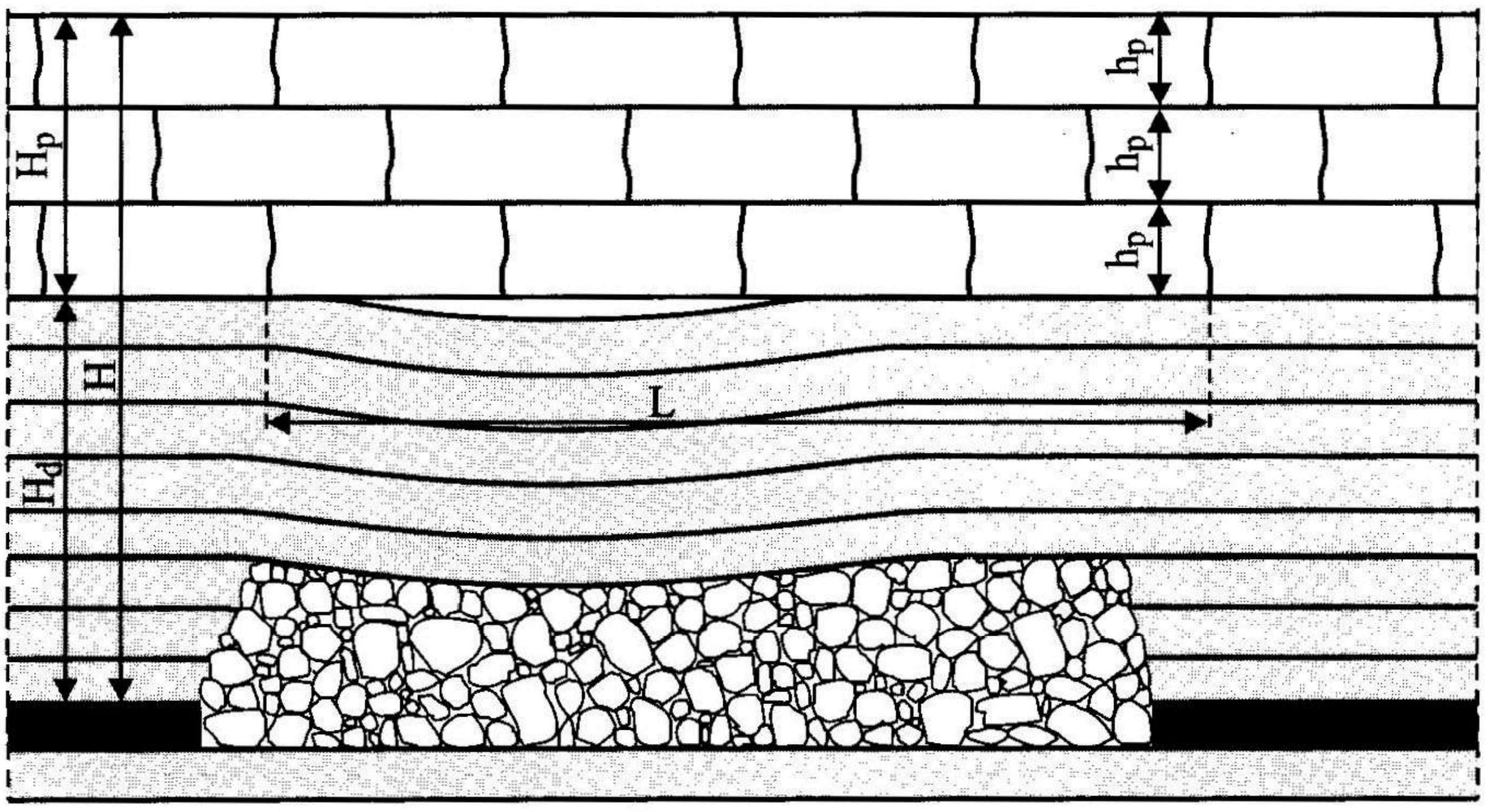
Na rys. 11.6 przedstawiono wykresy prędkości i przyśpieszenia w ruchu stick-slip.
Mechanizmem stick-slip tłumaczono powtarzające się trzęsienia ziemi na stykach płyt tektonicznych (np. uskok San Andreas w Kalifornii).

Wykazano również, że ogniska kolejnych wstrząsów górniczych znajdują się często praktycznie w tym samym miejscu, co wskazuje, że mechanizm tych wstrząsów można również opisać modelem stick-slip (Marcak 1985). Mechanizm taki jest bardzo prawdopodob-

ny dla wstrząsów powodowanych poślizgami na szczelinach uskoków (patrz rozdz. 12.7.3), zwłaszcza przy eksploatacji złóż wielopokładowych, gdzie wybranie każdego kolejnego pokładu (lub warstwy) stwarza dogodne warunki dla ponownego wystąpienia poślizgu.

W masywie skalnym siłą P zazwyczaj jest siła grawitacji, przez co przemieszczanie się typu stick-slip może trwać w nieskończoność, jeżeli bloki skalne będą miały niezbędną swobodę ruchu.

Tąpania stropowe powodowane są utratą stateczności warstw stropowych i jedną z teorii wyjaśniających, w jaki sposób dochodzi do tąpnięcia jest teoria Bilińskiego, według której spękania i rozwarstwienia powodują utratę stateczności tych warstw w różny sposób utwierdzonych.




*Rys. 11.7. Deformacje skał stropowych i utrata stateczności stropu. (Biliński 1981).*

W zależności od rodzaju utwierdzenia, które określa współczynnik A, wskaźnika wytrzymałościowego $R_c/\mu$., ciężaru objętościowego $\gamma$, grubości płyty skalnej $h_p$ i współczynnika nośności g rozpiętość nośna płyty skalnej L wynosi:

$$L = g\sqrt{\frac{A}{6}\frac{R_c}{\mu}\frac{h_p}{\gamma}} \tag{11.4}$$

Znając nośność płyty skalnej L, odległość spągu rozwarstwionej płyty $H_d$ od stropu pokładu, oblicza się wskaźnik zagrożenia tąpaniami $W_t^R$ jako:

$$W_t^R = \frac{h_p L}{H_d} \tag{11.5}$$

Na podstawie analizy tąpań w kopalniach GZW ustalono empiryczną zależność pomiędzy wskaźnikiem zagrożenia tąpaniami, a energią wstrząsu:

$$E_s = (1{,}1 \div 2{,}2)10^{-3} W_t^R \tag{11.6}$$

W roku 1988 podany został tzw. model (mechanizm) poślizgowy wstrząsu, mogącego spowodować tąpnięcie stropowe (Goszcz 1988). Wstrząs taki może wystąpić, gdy spełnione są dwa warunki:

- skały zalegające nad eksploatowanym złożem podzielone są na bloki,
- bloki skalne mogą przemieszczać się względem siebie.

Spełnienie tych warunków wymaga występowania w górotworze powierzchni podziału równoległych i poprzecznych do uławicenia oraz pewnej swobody ruchu dla przemieszczających się bloków.

Podkreśleślano już, że masyw skalny jest ośrodkiem skalnym niejednorodnym i anizotropowym. Zróżnicowanie geomechanicznych własności skał powoduje, że reakcja na obciążenie zewnętrzne poszczególnych warstw skalnych nie jest jednakowa. Deformację górotworu zbudowanego ze skał o różnej podatności, można umownie przedstawić jako deformowanie się resora, w którym każde pióro deformuje się odrębnie (rys. 11.8). W tak zbudowanym masywie skalnym, pod wpływem narastającego obciążenia zewnętrznego, w pierwszej kolejności deformują się warstwy najsłabsze, pełniące rolę „smaru", podczas gdy mocne do pewnej granicy zachowują się sprężyście. Na kontakcie warstw słabych i mocnych pojawiają się naprężenia styczne, powodujące powstanie powierzchni ścinania (odkłucia).

Przeważająca część powierzchni podziału masywu skalnego w kierunku równoległym do uławicenia powstała już podczas procesów diastroficznych, na skutek nacisków tektonicznych lub ruchów wertykalnych (wypiętrzania lub subsydencji). Przy ruchach wertykalnych w masywie skalnym występuje czyste zginanie, przez co podane wyżej podobieństwo deformowania się tego masywu w sposób podobny do resora jest uzasadnione.

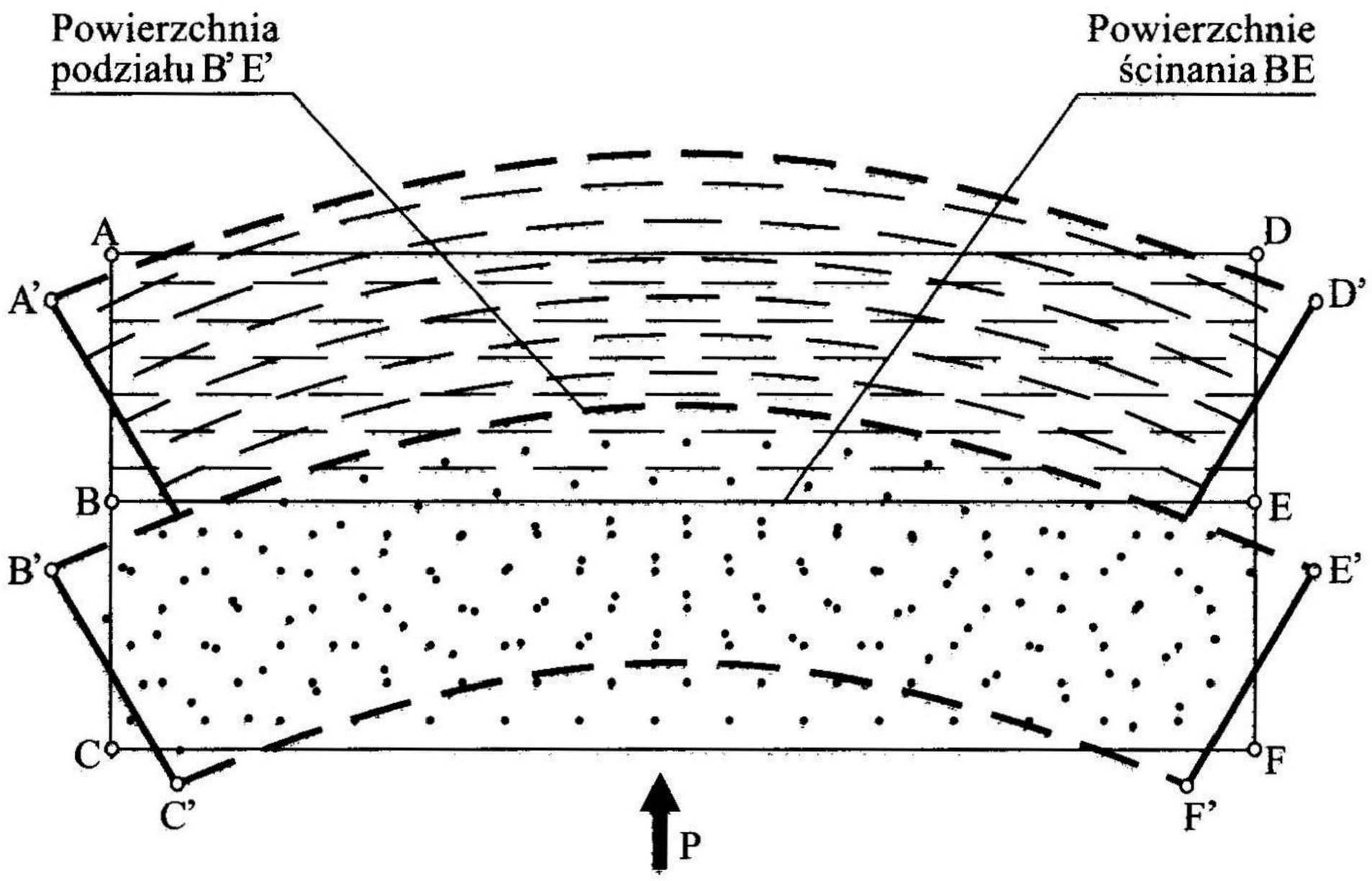
Występowanie powierzchni równoległych do uwarstwienia (powierzchni ścinania) w skałach stwierdzano często robotami górniczymi.

W górotworze karbońskim pokład węgla jest skałą najsłabszą i najmniej podatną na odkształcenia, przez co większość powierzchni ścinania występuje właśnie na kontakcie węgiel-skała płonna. Przykładem takich powierzchni jest gładka, często zlustrowana powierzchnia spągu warstw nadległych nad eksploatowanym pokładem, lub występowanie tzw. stropu fałszywego, na przykład w postaci warstwy węgla rozkruszonego o strukturze „ziemistej". W obu przypadkach naprężenia ścinające na kontakcie węgiel skała-płonna spowodowały zniszczenie pierwotnej struktury skał.

Występowanie powierzchni podziału równoległych do uławicenia stwierdzano także wewnątrz grubych warstw tych samych skał (piaskowców karbońskich, wapieni i dolomitów permskich).

Powierzchnie podziału (powierzchnie ścinania) równoległe do uławicenia mogą powstawać także w górotworze na skutek deformacji spowodowanych eksploatacją górniczą (Goszcz i Dworak 1976, Drzewiecki 1991).

O ile przyczyną tworzenia się powierzchni równoległych do uławicenia są przede wszystkim procesy geodynamiczne, to główną przyczyną tworzenia




ABCDEF - masyw skalny przed deformacją
A'B'C'D'E'F' - masyw skalny po deformacji
P - siła wymuszająca deformację

*Rys. 11.8. Schemat deformacji górotworu zbudowanego z warstw skalnych o różnej podatności na odkształcenia.*

się powierzchni poprzecznych do uławicenia są roboty górnicze. Tworzą się one w bezpośrednim sąsiedztwie frontu eksploatacji obejmując swoim zasięgiem warstwy stropowe. Powierzchnie takie powstają przy krawędziach, starych zrobach, granicach pomiędzy eksploatacją podsadzkową i zawałową itd.

Powierzchnie spękań poprzeczne do uławicenia mogą powstawać również nad wyrobiskami korytarzowymi, osadnikami itd. oraz wszędzie tam, gdzie postęp frontu został zatrzymany z różnych powodów (awaria, przezbrajanie ściany, obwał, pożar). Po usunięciu przyczyny zatrzymania frontu, postęp może być wznowiony bez pozostawienia resztki. Zlokalizowanie takich miejsc, które w rzeczywistości są krawędziami czasowymi, wymaga bardzo wnikliwej analizy map górniczych.

Wiele powierzchni poprzecznych do uławicenia powstało już w trakcie procesów geologicznych, zachodzących w przeszłości w złożu. Są to przede wszystkim różnego rodzaju strome uskoki i inne spękania tektoniczne, cios, szwy stylolitowe, żyły itp. Zaburzenia te występują powszechnie na obszarze GZW i LGOM, przy czym najpospolitszą formą jest uskok normalny o nachyleniu powierzchni powyżej 60°.

Podział masywu skalnego na bloki o dużych wymiarach, na skutek występowania systemu powierzchni podziału równoległych i poprzecznych do uwarstwienia, potwierdzany przez bezpośrednie obserwacje w podziemnych wyrobiskach górniczych, spełnia pierwszy warunek wystąpienia tąpnięcia

z mechanizmem poślizgowym.

Drugim warunkiem wystąpienia tąpnięcia z mechanizmem poślizgowym, jest pewna swoboda ruchu, niezbędna dla przemieszczania się bloków względem siebie. Tę swobodę ruchu stwarzają rozwarstwienia skał stropowych nad eksploatowanym złożem. Do grupy takich rozwarstwień zaliczyć należy także pustki Webera (patrz rys. 9.8 w rozdziale 9).

W miarę przemieszczania się frontu eksploatacji, skały stropowe podzielone na bloki osiadają na zrobach.

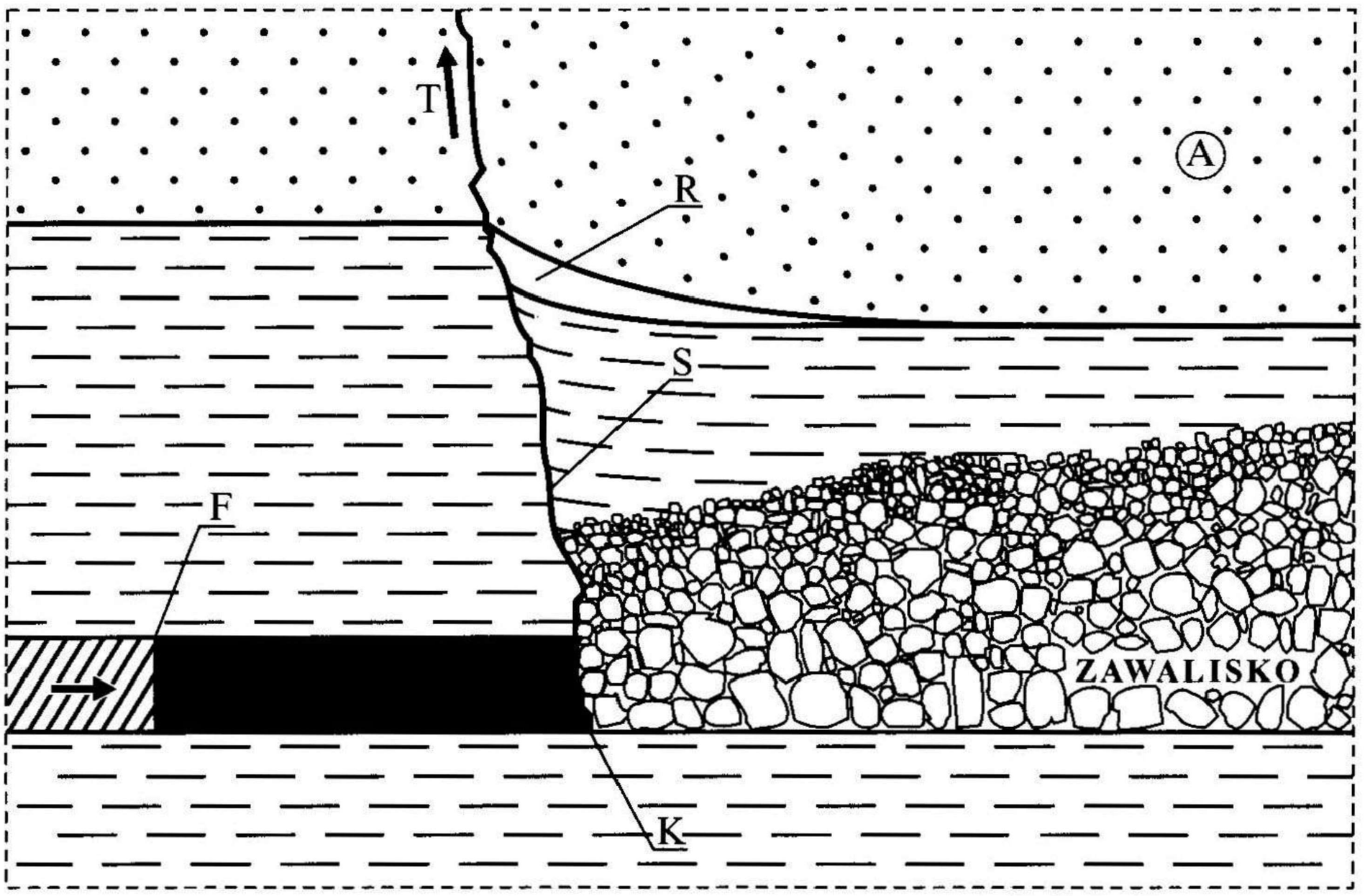
Osiadanie to jest jednak utrudnione w pobliżu linii zatrzymania frontu, gdzie tworzy się system stromych spękań. Po wybraniu złoża w prawej części rys.11.9 do krawędzi K strop osiada na zrobach, a wzdłuż linii zatrzymania frontu rozwija się system stromych spękań S. W zależności od systemu kierowania stropem, grubości wybranego pokładu i innych przyczyn, deformacje skał w stropie mogą mieć różny przebieg i postać. Jeżeli jednak strop bezpośredni zbudowany jest ze skał słabszych, niż strop zasadniczy, to strop bezpośredni stosunkowo łatwo osiada na zawalisku (podsadzce), natomiast zalegające wyżej mocne i sztywne skały zawisają nad zrobami, opierając się z jednej strony na stropie bezpośrednim, a z drugiej na powierzchni pęknięcia S. Siła tarcia T utrudnia regularne osiadanie bloku A na zalegających niżej warstwach stropu bezpośredniego. Pomiędzy warstwami stropu bezpośredniego (podatnymi), a zasadniczego (mocnymi), tworzy się rozwarstwienie R, jako szczelina o dużym zasięgu, równoległa do uławicenia. Powstaje w ten sposób stan równowagi nietrwałej ze względu na nie zakończony proces osiadania górotworu na zrobach (podsadzce).

Niestabilny układ geomechaniczny opisany wyżej może się utrzymywać długo, do czasu gdy naruszą go dodatkowe przyczyny zewnętrzne (górnicze, reologiczne, hydrogeologiczne).

Najczęściej czynnikiem zakłócającym stan równowagi jest eksploatacja górnicza prowadzona w sąsiedztwie strefy spękań S. Jeżeli front F (rys. 11.9) zbliżać się będzie do krawędzi K od lewej strony rysunku, to wówczas strefa, na której został zablokowany ruch bloku A po szczelinie S, znajdzie się w strefie naprężeń rozciągających przed linią frontu (rys. 9.8). Naprężenia te mogą spowodować redukcję siły tarcia na szczelinie S i poślizg po niej zawieszonego bloku A. Energia potencjalna tego bloku zamienia się w kinetyczną. Znikoma jej część stanowi energię sejsmiczną, przejawiającą się jako wstrząs górniczy mający ognisko w sąsiedztwie krawędzi K.

Opisany wyżej poślizgowy mechanizm tąpnięcia stropowego jest uproszczony. Ze względu na anizotropię i zróżnicowane własności geomechaniczne skał, w których rozwijają się spękania, powstająca powierzchnia potencjalnego poślizgu nie jest powierzchnią gładką, lecz posiada szereg chropowatości, zazębień z tzw. „mostkami", to jest odcinkami nie spękanej skały pomiędzy pęknięciami.

Aby poślizg mógł nastąpić, powierzchnia pęknięcia musi być ciągła, wygładzona. To przygotowanie powierzchni poślizgu następuje przez wyłamywanie zazębień i zrywanie mostków, przy czym oczywiste jest, że w pierw-




A - blok zawieszony nad zrobami
S - spękania nad krawędzią
R - rozwarstwienie
T - siła tarcia
K - krawędź eksploatacyjna
F - front eksploatacji

*Rys. 11.9. Mechanizm poślizgowy wstrząsu wysokoenergetycznego.*

szej kolejności wygładzaniu oraz zerwaniu ulegają elementy najsłabsze, a następnie w miarę wzrostu naprężeń, bardziej wytrzymałe (patrz model zniszczenia skały spękanej - rozdz. 5.3). Proces wygładzania powierzchni poślizgu stanowi sygnał zagrożenia. W tej fazie następuje powolne przemieszczanie się bloku A w dół (poślizg wstępny), które zostaje zahamowane gdy najmocniejsze zazębienia zablokują dalsze przemieszczanie się bloku.

Wygładzenie powierzchni poślizgu i zakończenie wstępnego obniżania się zawieszonej warstwy stanowi fazę bezpośrednio poprzedzającą główny poślizg, następujący w przypadku dalszego zmniejszania się siły tarcia T na szczelinie. Energia potencjalna spadającego bloku zamienia się w kinetyczną i sejsmiczną. Propagujące w górotworze fale sprężyste powodują albo wyrzut skał do wyrobiska, albo przyrost naprężeń w otaczającej je strefie.

Prędkość, z jaką przemieszcza się blok, zależy nie tylko od wysokości rozwarstwienia R, lecz również od deformacji sprężystych skał w otoczeniu szczeliny S. Należy pamiętać, że poślizg następuje dopiero po wyłamaniu zazębień hamujących ruch i w pewnym stopniu jest także formą reakcji sprężystej górotworu. Na skutek tej reakcji prędkość spadającego bloku jest większa, niż przy spadku grawitacyjnym. Gdy wysokość, z jakiej spada blok wynosi

0,5m, to prędkość w chwili udaru jest większa niż 3m/s!

Mechanizm tąpań określanych jako spągowe jest podobny do mechanizmu tąpań stropowych.

W spągu wyrobiska występuje strefa spękań, a pod nią obszar naprężeń ściskających. Propagujące w górotworze fale sprężyste mogą spowodować wyrzucenie spękanych skał spągowych do wyrobiska lub tąpnięcie naprężeniowe spowodowane gwałtownym wzrostem naprężeń w spągu poniżej strefy spękań. Występowanie tego rodzaju tąpań jest najbardziej prawdopodobne w złożach tam, gdzie w skałach występują naprężenia tektoniczne.

Tąpania takie są szczególnie groźne, gdyż spąg wyrobiska stanowi odsłoniętą, tylko wyjątkowo zabezpieczoną powierzchnię. Na większych głębokościach spękanie i rozkruszenie skał jest regułą, przez co wyrzucenie ich do wyrobiska następuje łatwo, już przy wstrząsach o niewielkiej energii. W większości tąpań, jakie wystąpiły w kopalniach węgla i miedzi rejestrowano wypiętrzenie spągu. W ekstremalnych wypadkach wyrobiska były całkowicie zaciśnięte na skutek wypiętrzenia skał spągowych (spąg wyrobiska „podchodził" pod strop - patrz rys. 10.2).

Jak zaznaczono, mechanizm tąpań powodowanych utratą stateczności nie jest do końca wyjaśniony. Przedstawiony model poślizgowy należy traktować jako kolejną próbę rozwiązania tego problemu, aczkolwiek analiza tąpań i wysokoenergetycznych wstrząsów potwierdza, że jest to model bardzo prawdopodobny.

# WPŁYW CZYNNIKÓW GEOLOGICZNYCH NA ZAGROŻENIE SEJSMICZNE I ZAGROŻENIE TĄPANIAMI

Zagrożenie sejsmiczne występuje nie we wszystkich kopalniach. Zdarza się, że nawet w sąsiadujących kopalniach, eksploatujących to samo złoże, na tej samej głębokości, w porównywalnych pozornie warunkach geologicznych i przy zastosowaniu identycznej technologii robót górniczych, emisja energii sejsmicznej ze skał jest diametralnie różna. Klasycznym przykładem są dwie sąsiadujące ze sobą kopalnie węgla: Porąbka-Klimontów i Sosnowiec. Pierwsza należała do kopalń o bardzo dużym zagrożeniu sejsmicznym, natomiast w drugiej praktycznie nie rejestrowano wstrząsów górniczych. Zjawiska takie wskazują, że na kształtowanie się zagrożenia sejsmicznego duży wpływ mają warunki geologiczne (naturalne).

Długoletnie obserwacje i badania wykazały że do czynników geologicznych mających wpływ na zagrożenie sejsmiczne należą:

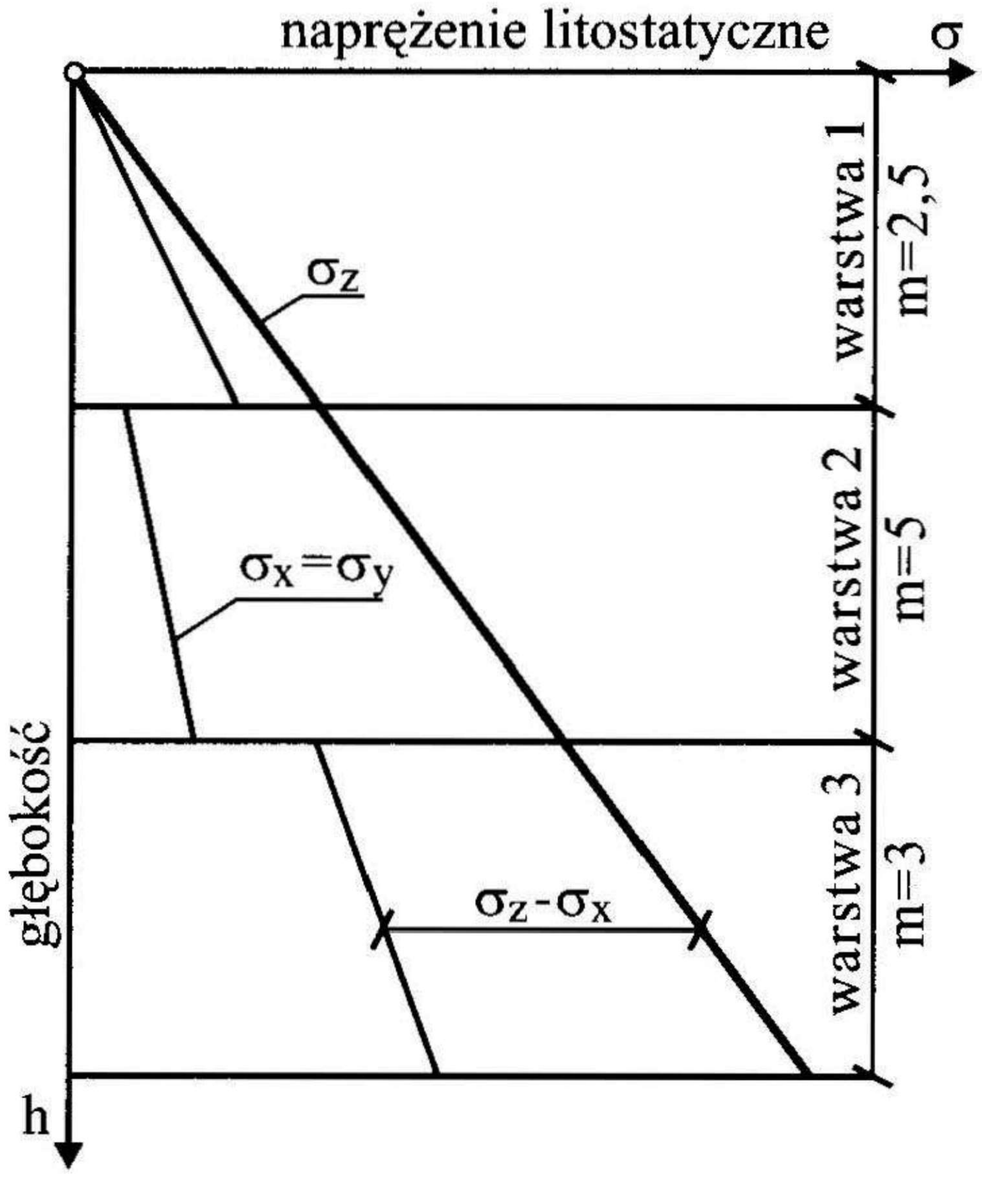
- głębokość, na jakiej prowadzona jest eksploatacja złoża,
- stratygrafia, litologia i petrografia warstw,
- własności geomechaniczne górotworu i historia geologiczna złoża,
- miąższość eksploatowanego złoża,
- skłonność skał do generowania wstrząsów górniczych,
- tektonika i występowanie powierzchni nieciągłości,
- zawodnienie skał.

Wszystkie te czynniki w mniejszym lub większym stopniu wpływają na stan zagrożenia sejsmicznego oraz zagrożenia tąpaniami i szczegółowa ich analiza jest niezbędna, aby skutecznie zwalczać te zagrożenia.

## 12.1. Głębokość eksploatacji.

Głębokość, od jakiej należy się liczyć z zagrożeniem sejsmicznym, jest zupełnie umowna i w znacznym stopniu uzależniona od stosowanej techniki eksploatacji. Z literatury górniczej znane są wstrząsy i tąpania występujące już na głębokości kilkudziesięciu metrów (kopalnie Fanny w Katowicach oraz Król w Chorzowie), a nawet wstrząsy w odkrywkach. Analizy tąpań, jakie wystąpiły w ostatnich latach w kopalniach polskich wskazują, że przy obecnie stosowanych technologiach górniczych, zjawiska te występują przy prowadzeniu eksploatacji na głębokości poniżej 450m.

Prawdopodobnie w przyszłości, w miarę doskonalenia techniki eksploatacji złóż zagrożonych tąpaniami, głębokość ta się zwiększy.




*Rys. 12.1. Zmiany naprężeń litostatycznych z głębokością w skałach o różnych wartościach liczby Poissone'a.*

Ze wzrostem głębokości następuje wzrost naprężeń w skałach i należałoby oczekiwać liniowej zależności liczby wstrząsów górniczych i tąpań od głębokości. W rzeczywistości jednak zależność ta nie jest tak prosta.

Naprężenia litostatyczne wzrastają z głębokością zgodnie z wzorami rozdz. 3.2.1. Należy jednak zwrócić uwagę, że liniowy, monotoniczny wzrost, dotyczy tylko składowej pionowej naprężenia litostatycznego $\sigma_z$, które ze zwiększeniem się głębokości o 100m wzrasta o 2,5MPa.

Naprężenia poziome $\sigma_x$ oraz $\sigma_y$ zależą nie tylko od głębokości, lecz również od wartości liczby Poissone'a „m", która dla większości skał zawiera się w przedziale $2,5 < m < 8$. Tym samym bezwzględna wartość naprężeń poziomych jest zazwyczaj mniejsza od bezwzględnej wartości naprężeń pionowych. Wyjątek stanowią skały idealnie plastyczne oraz skały po przekroczeniu granicy plastyczności, dla których m = 2. W takich przypadkach $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$.

Schematycznie zmiany naprężeń z głębokością ilustruje wykres na rys. 12.1, na którym przedstawiono te zmiany w trzech warstwach o tej samej gęstości, lecz różniących się liczbą Poissone'a.

Ten nierównomierny przyrost naprężeń poziomych w porównaniu z liniowym wzrostem naprężeń pionowych ma istotne znaczenie. Wstrząs następuje w wyniku zniszczenia skały, o którym decyduje nie wartość naprężenia maksymalnego $\sigma_1$, lecz różnica naprężeń pomiędzy naprężeniem maksymalnym $\sigma_1$, a minimalnym $\sigma_3$ (patrz rozdz. 5). Z rysunku 12.1 wynika, że różnica ta jest różna w poszczególnych warstwach i niekoniecznie musi być największa w najgłębszej warstwie. Wynika stąd, że głębokość eksploatacji nie jest jedynym czynnikiem decydującym o zagrożeniu.

## 12.2. Stratygrafia, litologia i petrografia.

Wstrząsy górnicze indukowane są robotami górniczymi i oczywiste jest, że powodowane nimi tąpania będą towarzyszyć eksploatacji tych złóż, które obecnie są lub były eksploatowane. Dlatego też trudno jest ocenić wpływ stratygrafii na zagrożenie sejsmiczne. Można wprawdzie przypuszczać, że im starsza jest skała, tym bardziej jest zdiagenezowana, lecz procesy diagenezy nie zawsze muszą powodować wzrost parametrów wytrzymałościowo-sprężystych, decydujących o naturalnej predyspozycji skał do generowania wstrząsów. Inne

procesy geologiczne (diastrofizm, wulkanizm, plutonizm itd.) mogły spowodować nawet większe zmiany tych parametrów, przez co ustalenie prostych relacji pomiędzy skłonnością skał do wstrząsów (i tąpań), a stratygrafią jest a priori skazane na niepowodzenie.

W polskich kopalniach węgla kamiennego najbardziej intensywną eksploatację prowadzono w pokładach siodłowych i eksploatacja tych właśnie pokładów indukowała najwięcej wstrząsów, natomiast eksploatacja innych pokładów znacznie mniej. Podejmowano wprawdzie próby powiązania ilości uwolnionej energii sejsmicznej z jednostką wydobycia uzyskiwanego z określonych pokładów, lecz statystyka taka też nie jest wiarygodna, bo zazwyczaj tąpania pojawiają się dopiero po wyeksploatowaniu pokaźnej ilości zasobów z danego złoża. Stąd też porównywanie liczby wstrząsów i tąpań, jakie wystąpiły na przykład w pokładach siodłowych, z liczbą tąpań w cienkich pokładach gruszowskich, eksploatowanych na znacznie mniejszej powierzchni, nie może dać obiektywnych wyników.

W ostatnich latach wysoką aktywność sejsmiczną stwierdzono także przy eksploatacji pokładów łaziskich w południowo-wschodniej części GZW (Kopalnie: Czeczott, Piast i Ziemowit). Pojawienie się silnych wstrząsów w tym rejonie w warstwach młodszych od siodłowych, a więc w mniejszym stopniu zdiagenezowanych, wskazuje na bardzo luźny związek pomiędzy zagrożeniem sejsmicznym, a stratygrafią.

Znacznie bardziej wyraźny związek istnieje pomiędzy litologią górotworu, a występowaniem wstrząsów. Próby uzyskania relacji ilościowych pomiędzy profilem geologicznym skał otaczających wyrobisko, a zagrożeniem sejsmicznym, dały raczej ograniczone rezultaty, lecz stwierdzono ponad wszelką wątpliwość, że wstrząsy występują prawie wyłącznie tam, gdzie w otoczeniu złoża występują grube ławy mocnych skał, piaskowców lub mułowców, wapieni, dolomitów. Wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie próbek pobranych z takich skał stanowi swojego rodzaju wskaźnik zagrożenia, wykorzystywany nawet do uzyskania liczbowych ocen stanu zagrożenia w polskich kopalniach węgla kamiennego (Biliński 1981).

Problem ten nie jest jednak do końca wyjaśniony. Wytrzymałość i inne własności piaskowców karbońskich zmieniają się w bardzo szerokich granicach. Na przykład w maju 1992 w Kopalni Czeczott wystąpił wstrząs o bardzo wysokiej energii, podczas gdy wytrzymałość piaskowców nad eksploatowanymi pokładami 207 i 209 jest niewielka.

W praktyce stwierdzono, że tąpania bardzo rzadko występują przy eksploatacji pokładów zalegających wśród grubych warstw iłowców. Korzystne jest również występowanie w stropie nad eksploatowanym pokładem pakietu naprzemianległych, cienkich warstw piaszczysto-ilastych (piaskowców, mułowców i iłowców). Prawdopodobnie powoduje to większa podatność na odkształcenia poziome i pionowe górotworu uwarstwionego, niż zbudowanego z grubych ławic sztywnych warstw skalnych. Strop zbudowany z grubych ławic piaskowców lub mułowców jest z reguły mniej bezpieczny, jednak wyjaśnienie, jakie szczegółowe własności tych skał mają na to wpływ, wymaga dal-

szych badań petrograficznych i geomechanicznych

Wpływ petrografii na zagrożenie tąpaniami był badany tylko powierzchownie. Analiza profili otworów badawczych odwierconych w rejonach występowania tąpań, wskazuje, że wpływ na to zagrożenie prawdopodobnie ma lepiszcze i uziarnienie piaskowców oraz niektóre cechy jak np. porowatość. Są to jednak jeszcze hipotezy, a nie stwierdzone fakty.

W początkowym okresie, gdy w kopalniach węgla dominowały tąpania pokładowe, prowadzono szereg badań w celu ustalenia wpływu petrografii węgla na skłonność pokładu do tąpań (np. Motyczka 1974). Ustalono wówczas, że pokłady, w których przeważa duryn i klaryn charakteryzują się większą predyspozycją do tąpań, niż inne. Były to jednak wnioski o charakterze ogólnym, wykorzystywane w praktyce w ograniczonym stopniu. Obecnie przy zdecydowanej przewadze tąpań stropowych, na głębokości, na której znaczna część pokładów węgla ze względu na procesy geologiczne i duże naprężenia litostatyczne, znajduje się w stanie pozniszczeniowym, petrografia węgla ma podrzędne znaczenie.

## 12.3. Własności geomechaniczne górotworu.

Analiza zaistniałych wstrząsów i tąpań dowodzi, że zjawiska te występują, gdy skały w złożu i jego otoczeniu charakteryzują się wysoką wytrzymałością. Parametry charakteryzujące wytrzymałość skał i sposób ich wyznaczania opisano w rozdziale 5.

W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym skały karbońskie o dużej wytrzymałości, to przede wszystkim piaskowce, zlepieńce i mułowce. Parametry wytrzymałościowe iłowców, a zwłaszcza pokładów węgla, są niższe. W tabelach w rozdz. 7.1.3 przedstawiono przeciętne wartości parametrów wytrzymałościowych skał karbońskich w GZW oraz permskich w LGOM.

Dane zawarte w tabelach dotyczą jednak parametrów geomechanicznych materiału skalnego, a nie warstw skalnych. W górotworze rzeczywistym, decydujący wpływ na własności geomechaniczne skał mają uskoki, spękania ciosowe, kliważ oraz inne niejednorodności skał, w znacznym stopniu zmniejszające wytrzymałość masywu skalnego.

Pomiary parametrów spękań (rozciągłość, upad) dowodzą, że orientacja ich jest uporządkowana. Analizując diagramy spękań, można zawsze wydzielić główne kierunki ich rozciągłości i nachylenia. Ta orientacja spękań jest powodem tego, że w masywie skalnym występują wyraźne kierunki i powierzchnie osłabienia. Ma to doniosłe konsekwencje geomechaniczne, gdyż, jak podkreślano w rozdziałach 5 i 6, wytrzymałość masywu skalnego w znacznym stopniu będzie zależała od orientacji spękań w stosunku do kierunku i znaku naprężeń głównych. Jeszcze raz podkreśla się, że wytrzymałość na rozciąganie skały spękanej w kierunku prostopadłym do dobrze wykształconych, dużych spękań, wynosi zero.

Niezależnie od orientacji spękań na wytrzymałość skał ma również wpływ ich gęstość, to jest liczba spękań przypadających na jednostkę objęto-

ści skały (Liszkowski i Stochlak 1976) oraz ich rozwarcie i rodzaj materiału wypełniającego szczeliny. Zdarzają się przypadki gdy spękania wypełnione są gazem (metan, powietrze), cieczą (węglowodory ciekłe, roztwory mineralne), lub naniesionym materiałem skalnym. Często również spękania są zabliźnione, wypełnione zestaloną substancją mineralną (np. kalcyt, gips, anhydryt). Rodzaj wypełnienia spękań ma tym samym duży wpływ na własności górotworu.

W rozdziale 12.6 i 12.7 opisano wpływ naprężeń tektonicznych na własności skał. Uzupełniając podany tam opis należy wspomnieć o występowaniu również innych, niż spękania, dodatkowych stref osłabienia górotworu. Pionowe ruchy górotwórcze powodowały zginanie całego pakietu warstw skalnych (rys. 11.8). Ponieważ podatność na odkształcenia poszczególnych warstw litologicznych jest różna, pakiet taki odkształcał się podobnie jak resor. Wówczas warstwy skalne mające cechy ciała sprężystego (np. piaskowce, mułowce, anhydryty) odkształcają się tak jak pióra resora, natomiast warstwy mające cechy ośrodków plastycznych (pokłady węgla, iłowce, margle) tak, jak wkładki i smar pomiędzy piórami resora. Naprężenia styczne pojawiające się na kontaktach skał o różnej odkształcalności powodują tworzenie się powierzchni zniszczenia. Powierzchnie takie to powszechnie występujące zlustrowania skał w kierunku równoległym do uławicenia, nasunięcia i odkłucia.

Strefy zniszczenia to również występujące w górotworze powierzchnie ścinania, zwane w literaturze angielskiej jako „shear zones", tworzące warstwy o różnym nachyleniu, zbudowane ze zniszczonego i w znacznym stopniu zmylonityzowanego materiału skalnego.

Inną powierzchnią zniszczenia są strefy tak zwanego budinażu, to jest warstwy występujące w strefach tektoniki fałdowej, zbudowane z odrębnych, owalnych głazów (Jaroszewski 1974).

W masywie skalnym występują poza tym różnego rodzaju niejednorodności, spowodowane różnymi przyczynami, na przykład zaburzeniami procesów sedymentacji, deformacjami plastycznymi skał w okresie ruchów górotwórczych, lokalnym dynamomorfizmem itp. Przykładem takich niejednorodności w pokładach węgla są gwałtowne zmiany miąższości, wyklinowania, ścienienia i zmycia, natomiast w złożu LGOM występowanie tzw. stref bezłupkowych (elewacji białego piaskowca) w spągu strefy okruszcowanej. Jak dowodzi praktyka, występowanie takich stref często ma decydujący wpływ na własności skał.

Podane wyżej uwagi wskazują, że charakteryzując własności geomechaniczne skał, nie powinno się ograniczać tylko do podania ich parametrów oznaczanych w laboratorium, lecz przede wszystkim należy zwrócić uwagę na dodatkowe, geologiczne czynniki decydujące o tych własnościach. Jest to konieczne, zwłaszcza wówczas, gdy dąży się do oceny własności górotworu.

## 12.4. Miąższość eksploatowanego złoża.

Bardzo duży wpływ na stan zagrożenia tąpaniami posiada grubość eksploato-

wanego złoża. Analizując występowanie tąpań w kopalniach węgla, Neyman podał, że ich liczba jest proporcjonalna do kwadratu grubości wybieranego pokładu (Neyman 1964). Późniejsze prace (np. Gerlach 1991) wykazały, że wykładnik potęgowy może być nawet większy od dwóch.

Zależność zagrożenia sejsmicznego od grubości eksploatowanego pokładu należy tłumaczyć tym, że im większa miąższość eksploatowanego złoża, tym większe deformacje będą powstawać w otaczających je skałach. Deformacje te powodują powstawanie stref niestabilnych, które są miejscami generującymi zagrożenie (patrz rozdz. 11). Poza tym, ze względu na własności geomechaniczne, pokład węgla może akumulować znaczne ilości energii odkształcenia sprężystego i im grubszy jest pokład, tym ilość nagromadzonej energii jest większa. W grubym pokładzie powstaje zazwyczaj duża strefa spękań, a jeżeli miąższość tego pokładu jest większa od wysokości wyrobiska, to wówczas strefa ta otacza je przynajmniej z trzech stron. Wyrobiska w pokładzie grubym prowadzone są często w warstwie podstropowej po spągu węglowym. Jak już podkreślano w rozdz. 11, większość wyrobisk, zwłaszcza korytarzowych, nie jest zabezpieczona od strony spągu, przez co nawet słaby wstrząs może spowodować wyrzucenie spękanego węgla od dołu do wyrobiska.
Z podanych wyżej powodów wzrost grubości eksploatowanego pokładu powoduje wzrost zagrożenia tąpaniami.

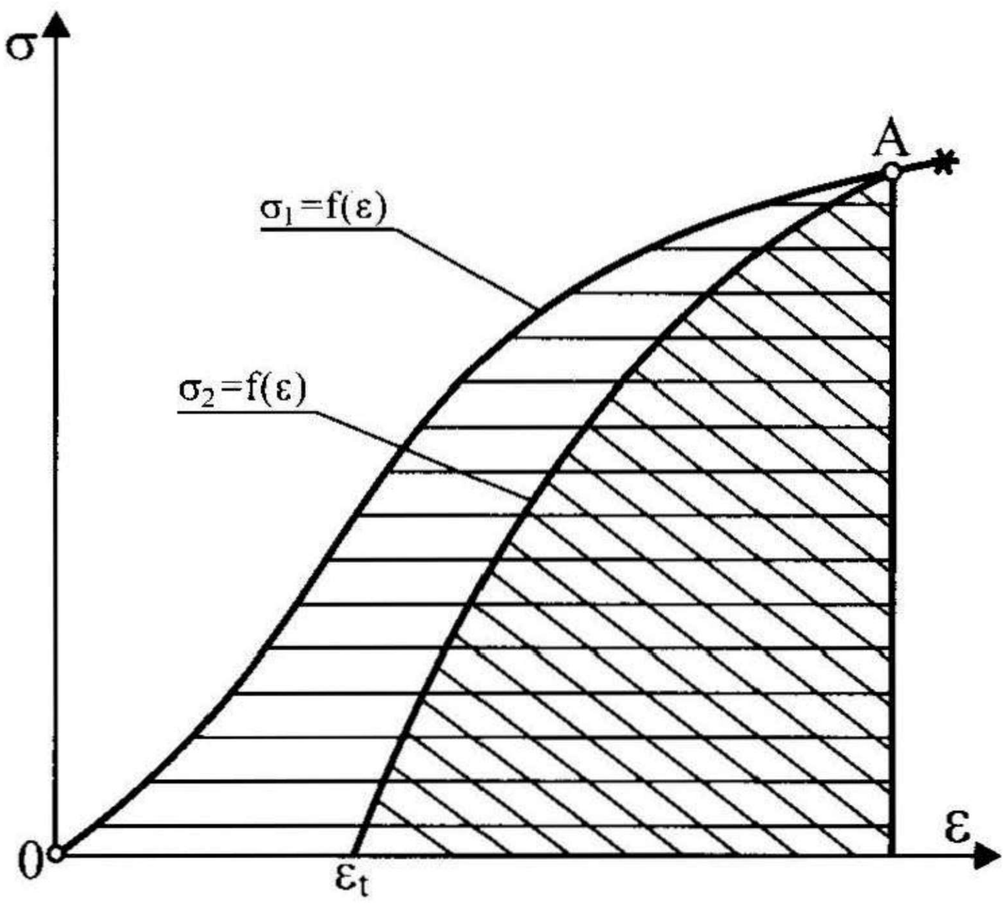
## 12.5. Skłonność pokładu do tąpań.

Długoletnie doświadczenia nabyte podczas eksploatacji pokładów węgla wykazały, że tąpania koncentrują się w kilku rejonach GZW. Zjawiska te występują z wyraźnie większym nasileniem przy wybieraniu niektórych pokładów, podczas gdy przy eksploatacji innych, zjawisk takich nie rejestrowano. Na tej podstawie już w latach pięćdziesiątych w słownictwie górniczym pojawiło się pojęcie skłonność do tąpań, przez które należy rozumieć zdolność skały do akumulacji energii sprężystej i nagłego jej wyzwalania po przekroczeniu wytrzymałości.

Badając próbki różnych skał i materiałów stwierdzono, że na przykład próbki iłowców i betonów ściskane w prasie, po przekroczeniu wytrzymałości na ściskanie, rozsypują się w sposób łagodny, natomiast próbki niektórych węgli, piaskowców, dolomitów i wapieni rozpadają się w sposób gwałtowny, z wyrzutem fragmentów zniszczonej próbki na znaczną nieraz odległość. Znański badając szczegółowo to zjawisko, podał, że o charakterze rozpadu próbki decyduje ilość nagromadzonej w niej energii sprężystości w momencie jej zniszczenia (Znański 1939, 1954, 1963). Energia odkształcenia postaciowego zużywa się na pokonanie spójności próbki, natomiast energia odkształcenia objętościowego zamienia się na energię kinetyczną. Wprawdzie późniejsze badania (Fairhurst i Cornet 1981) wykazały, że bilans energetyczny tąpnięcia jest znacznie bardziej skomplikowany, to jednak badania Znańskiego stanowiły pierwszą próbę opisu energetycznego bilansu tąpnięcia.

Skłonność pokładu węgla do tąpań była przedmiotem licznych badań

prowadzonych z dużą intensywnością w latach sześćdziesiątych i siedemdziesiątych. Efektem tych badań było opracowanie kilku metod oznaczania skłonności pokładu do tąpań. Wobec braku innych liczbowych wskaźników stanu zagrożenia, skłonność pokładu węgla do tąpań z czasem stała się głównym parametrem decydującym o zaliczeniu danego pokładu do odpowiedniego stopnia zagrożenia.




*Rys. 12.2. Wyznaczanie wskaźnika energetycznego skłonności węgla do tąpań $W_{ET}$.*

Pierwszą próbę oceny skłonności węgla do tąpań przeprowadził w 1954r Znański, wprowadzając pojęcie liczby tąpliwości, która to liczba określała energię odkształcenia sprężystego, zakumulowaną w próbce w chwili jej zniszczenia. W inny sposób skłonność węgla do tąpań określił Drzewiecki, określając tę skłonność jako „tąpliwość", to jest wielkość mechaniczną, której miarą jest moc wyładowania energii sprężystej przy rozpadzie próbki pobranej z danego pokładu (Drzewiecki 1967).

W roku 1972 Szecówka, badając własności geomechaniczne węgla, wprowadził wskaźnik energetyczny skłonności węgla do tąpań $W_{ET}$, który wyraża stosunek energii sprężystej zakumulowanej w próbce węgla $\Phi_{sp}$ do wielkości energii zużytej na odkształcenia trwałe $\Phi_{st}$:

$$W_{ET} = \frac{\Phi_{sp}}{\Phi_{st}} \tag{12.1}$$

Sposób wyznaczania wskaźnika $W_{ET}$ w praktyce przedstawiono na rys. 12.2.

Próbkę węgla w kształcie sześcianu umieszcza się w prasie (maszynie wytrzymałościowej) i zwiększa się stopniowo przyłożone obciążenie (nacisk). W miarę wzrostu naprężeń $\sigma$ w próbce (obliczanych jako iloraz nacisku wywieranego przez prasę do powierzchni przekroju poziomego próbki), w węglu pojawiają się odkształcenia. Gdy wykres $\sigma = f(\varepsilon)$ osiągnie punkt A, znajdujący się bardzo blisko punktu zniszczenia próbki (punkt oznaczony przez*), odciąża się próbkę. Ze względu na powstanie odkształceń trwałych, nieodwracalnych, przy zdejmowaniu obciążenia krzywa $\sigma = g(\varepsilon)$ nie wraca do początku układu współrzędnych, lecz do punktu o rzędnej zero i odciętej $\varepsilon_t$. Powierzchnia ograniczona tą krzywą w przedziale {0,A} przedstawia ilość energii sprężystej nagromadzonej w próbce:

$$\Phi_{sp} = \int_{\varepsilon t}^{\varepsilon A} g(\varepsilon)\,d\varepsilon \tag{12.2}$$

Natomiast ilość energii wykorzystanej na doprowadzenie do odkształceń trwałych wynosi:

$$\Phi_{st} = \int_{\varepsilon_t}^{\varepsilon_A} f(\varepsilon)\,d\varepsilon - \int_{\varepsilon_t}^{\varepsilon_A} g(\varepsilon)\,d\varepsilon \qquad (12.3)$$

Stosując proste obliczenia określa się pola powierzchni $\Phi_{sp}$ oraz $\Phi_{st}$, a następnie oblicza $W_{ET}$. Na podstawie eksperymentów ustalono trzy grupy skłonności węgla do tąpań:

grupa I - węgiel silnie skłonny do tąpań $5 < W_{ET}$
grupa II - węgiel słabo skłonny do tąpań $2 < W_{ET} < 5$
grupa III - węgiel nieskłonny do tąpań $W_{ET} < 2$

W inny sposób skłonność węgla do tąpań określił Motyczka, wprowadzając pojęcie sprawności tąpnięcia $\eta$ (Motyczka 1974):

$$\eta = \frac{\Phi_K}{\Phi_0} \qquad (12.4)$$

gdzie:

$\Phi_K$ - energia kinetyczna rozpadu próbki
$\Phi_o$ - energia wydatkowana na zniszczenie próbki.

W dalszych pracach badawczych nad skłonnością węgla do tąpań dążono do uwzględnienia czynnika czasu. Na podstawie takich prac prowadzonych przez Hładysza (1977), a później przez Boreckiego (1979), określono reologiczne wskaźniki skłonności węgla do tąpań.

O skłonności węgla do tąpań w znacznym stopniu decyduje jego wytrzymałość. Wykorzystując tę zależność opracowano wzory empiryczne, umożliwiające obliczenie wskaźnika $W_{ET}$ na podstawie oznaczeń wytrzymałości próbek węgla na ściskanie (Krawiec i inni 1980r).

Opisane wyżej metody bazują na badaniach laboratoryjnych próbek węgla, pobranych z danego pokładu i mają szereg wad. Praktycznie każdy pokład węgla charakteryzuje się wybitną anizotropią wytrzymałościową. Występują w nim na przemian odmiany petrograficzne słabe, ulegające łatwo dezintegracji i odmiany mocne, bardziej wytrzymałe na obciążenia zewnętrzne. W takich warunkach uzyskanie próby reprezentatywnej dla pokładu jest bardzo wątpliwe, gdyż próba z warstwy słabej rozsypuje się już podczas jej pobierania, bądź podczas przygotowywania do badań (odspajanie od ociosu, wycinanie kostek, cylindrów, wygładzanie powierzchni itd.). W rezultacie test przeprowadza się na najbardziej wytrzymałych i zwartych fragmentach badanego pokładu.

Metody bazujące na badaniach laboratoryjnych mają poza tym jeszcze inne powszechnie znane wady, jak subiektywny wybór miejsca pobierania próbek, zmiany zawilgocenia, utlenianie się węgla itd. Wady te starano się wyeliminować wprowadzając metodę oznaczania wskaźnika $W_{ET}$ na podstawie pomiaru odbojności na odsłoniętym ociosie węglowym (Kidybiński i Hładysz 1978).

Energetyczny wskaźnik skłonności węgla do tąpań $W_{ET}$ przez wiele lat był traktowany jako podstawowy miernik oceny stanu zagrożenia tąpaniami w analizowanym obszarze górniczym i jego wyznaczanie było ściśle egzekwowane przez władze górnicze. Analizując jednak uzyskiwane wyniki coraz czę-

ściej stwierdzano brak relacji pomiędzy rzeczywistym zagrożeniem tąpaniami, a wartością wskaźnika $W_{ET}$. Badając przyczyny braku tej relacji, poza zasygnalizowanymi wyżej wadami metod bazujących na oznaczeniach laboratoryjnych, zwrócono również uwagę na błąd metodyczny, popełniany przy wyznaczaniu tego wskaźnika. Mianowicie wskaźnik ten wyznaczano, przy jednoosiowym ściskaniu próbki w prasie, lecz wobec braku w polskich laboratoriach pras sztywnych, wyznaczano go przy wykorzystaniu pras miękkich. Jak wiadomo, prasa miękka przy testach wytrzymałościowych akumuluje znaczną ilość energii, która przy odciążaniu próbki jest uwalniana. Wpływa to w zasadniczy sposób na uzyskane rezultaty, które przy korzystaniu z takich pras przedstawiają zależności $\sigma = f(\varepsilon)$ nie dla badanej próbki, lecz układu próbka-prasa (patrz rozdz. 5.4).

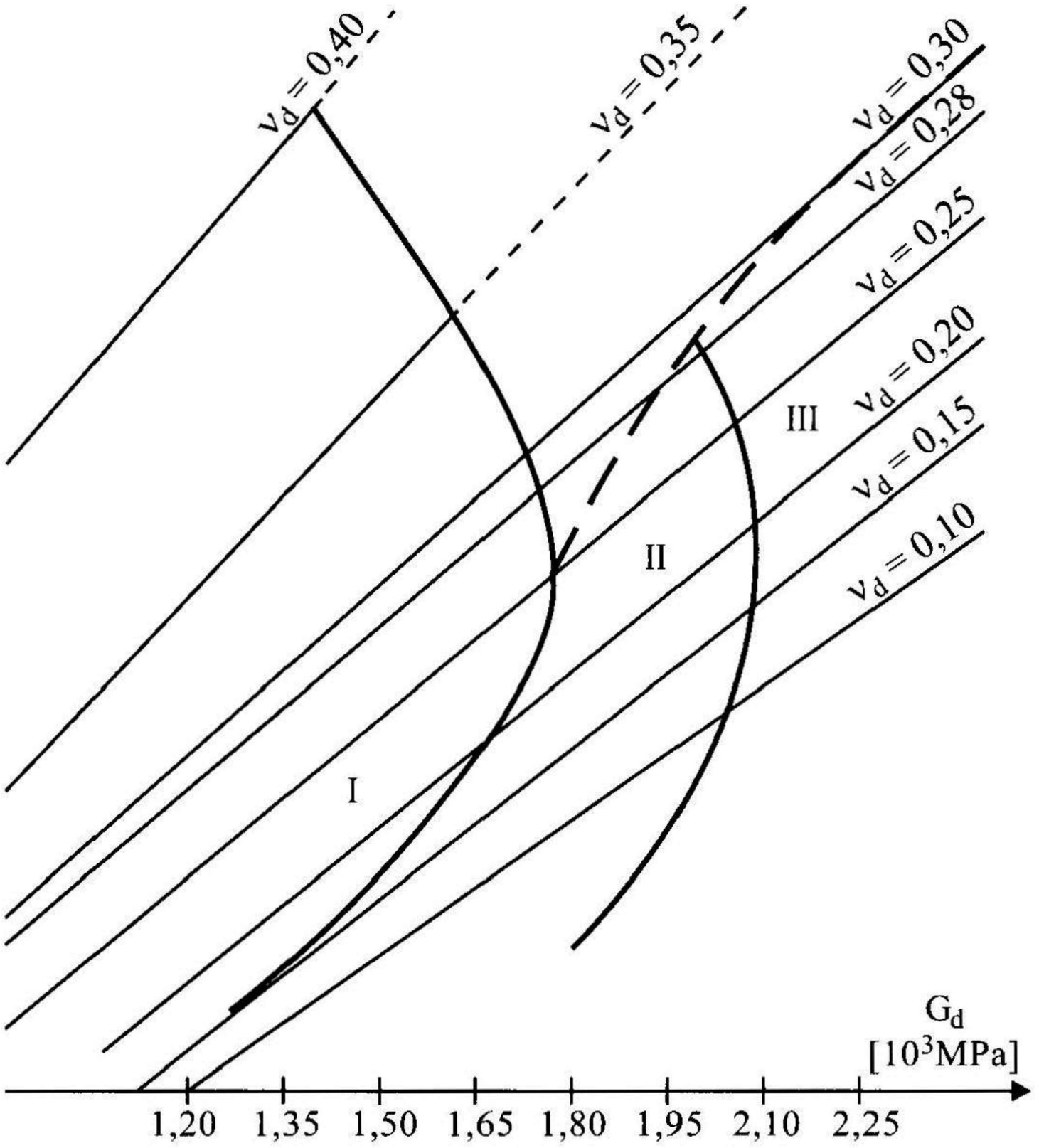
W latach osiemdziesiątych opracowano metodę oznaczania skłonności pokładu węgla do tąpań przy wykorzystaniu badań sejsmicznych wykonywanych w wyrobiskach górniczych (Goszcz, Dworak 1982r). Metoda ta bazuje na pomiarze prędkości propagacji sprężystych fal: podłużnych $V_P$ oraz poprzecznych $V_S$ w pokładzie i obliczeniu wartości dynamicznego modułu sprężystości postaciowej $G_d$ oraz dynamicznego współczynnika Poissone'a $\nu_d$, które to wartości mają istotny wpływ na sprężystość i wytrzymałość pokładu (Goszcz 1985a). Obliczone wartości $G_d$ oraz $\nu_d$ stanowią podstawę do wyznaczenia geofizycznego wskaźnika tąpliwości $G_{WT}$, który obejmuje trzy klasy:

klasa I - pokład nieskłonny do tąpań,
klasa II - pokład skłonny do tąpań,
klasa III - pokład silnie skłonny do tąpań.

W celu zaliczenia pokładu do odpowiedniej klasy, wykorzystuje się diagram podany na rys. 12.3. Prędkość propagacji fal sprężystych w pokładzie węgla można wyznaczyć metodą profilowań sejsmicznych, wykonanych wzdłuż ociosów wyrobiska lub przez prześwietlenie sejsmiczne części pokładu przewidzianej do eksploatacji, przy czym drugi sposób jest korzystniejszy, gdyż umożliwia wyznaczenie wskaźnika $G_{WT}$ na całej powierzchni objętej prześwietlaniem, ograniczając wpływ strefy spękań występującej w ociosach wyrobisk. Wskaźnik $G_{WT}$ może być uważany także za miarę wytężenia pokładu (np. w obszarach wpływu krawędzi).

Metoda oznaczania skłonności do tąpań $G_{WT}$ jest metodą bazującą wyłącznie na pomiarach „in situ", przez co eliminuje niedostatki badań laboratoryjnych.

Wprowadzając pojęcie skłonności pokładu węgla do tąpań, powszechnie uważano, że, im bardziej wytrzymały i sprężysty jest pokład, tym bardziej skłonny jest do tąpań. Jeżeli rozpatruje się eksploatację na niewielkiej głębokości, gdzie naprężenia litostatyczne są znacznie mniejsze od naprężeń niszczących strukturę węgla, to założenie takie nie budzi zastrzeżeń. Wątpliwości natomiast nasuwają się, gdy rozważa się eksploatację na większych głębokościach, gdzie naprężenia w pokładzie, spowodowane naciskiem nadległych skał, są duże i w otoczeniu wyrobiska powstaje strefa spękań, w której węgiel jest spękany i rozkruszony (patrz rozdz. 11). W takich warunkach, przy tej




I, II, III - klasy skłonności do tąpań

*Rys. 12.3. Klasyfikacja skłonności węgla do tąpań metodą $G_{WT}$ (według Dworaka 1990r).*

samej energii wstrząsu, wyrzut węgla do wyrobiska będzie tym łatwiejszy, im mniej wytrzymałe będą skały w jego otoczeniu. Tym samym ilość energii potencjalnej, zamienionej na pracę konieczną dla zniszczenia pokładu na drodze ognisko wstrząsu-wyrobisko będzie mniejsza. Rozważanie takie prowadzi do zaskakującego, lecz poprawnego wniosku, że na głębokościach, na których naprężenia litostatyczne są większe od wytrzymałości pokładu, skłonność węgla do tąpań nie ma istotnego znaczenia.

Wniosek taki w znacznej części jest zbieżny z badaniami Kidybińskiego, które wykazały, że stosowane powszechnie metody, polegające na osłabieniu pokładu węgla w bezpośrednim otoczeniu wyrobiska górniczego, stanowiące jedną z metod aktywnego zapobiegania tąpaniom, mają odwrotny skutek (Kidybiński 1984). Badając wpływ wytrzymałości i dynamiki rozpadu skał na skłonność górotworu do tąpań stwierdzono, że *„stosowany dla oceny skłonności węgla do tąpań wskaźnik $W_{ET}$ jest nieprzydatny i mylący i należy zdecydowanie zrezygnować z jego stosowania"* (Kidybiński i Smołka 1988).

Z analizy rejestru tąpań zaistniałych w polskich kopalniach węgla w ostatnich 15-tu latach, wynika, że żadne z tych tąpań nie było tąpnięciem po-

kładowym. W większości przypadków komisje, powoływane do zbadania przyczyn poszczególnych tąpań, stwierdzały, że tąpnięcia te powodowane były wysokoenergetycznymi wstrząsami mającymi ogniska nad pokładem. W takiej sytuacji wyrzut węgla do wyrobiska nastąpi tym łatwiej, im mniejsza jest wytrzymałość węgla w otoczeniu tego wyrobiska. O ile, w przypadku tąpań pokładowych, można jeszcze doszukać się pozornych zależności pomiędzy rzeczywistym zagrożeniem, a skłonnością pokładu węgla do tąpań, to w przypadku tąpań stropowych i spągowych zależność, jeżeli występuje, jest wręcz odwrotna: im mniej skłonny pokład węgla do tąpań (mniej wytrzymały!), tym większe zagrożenie. Wniosek ten potwierdzają liczne przykłady z praktyki górniczej. Szereg tąpań, zwłaszcza w kopalniach głębokich, wystąpiło w rejonach, gdzie pokład nie był skłonny do tąpań, bądź naturalna skłonność węgla do tąpań została zdecydowanie obniżona przez stosowanie metod aktywnego zapobiegania tąpaniom (strzelanie w węglu, nawadnianie, rozwiercanie itd.).

Wstrząsy występujące w kopalniach LGOM są również pochodzenia stropowego. Złoże rudy określa się wprawdzie gwarowo jako tzw. pseudopokład, ale nie jest to pokład różniący się parametrami geomechanicznymi od skał otaczających lecz jedynie strefa okruszcowana. W takich warunkach typowe tąpania pokładowe nie mogą występować, natomiast odprężenia na odsłoniętych powierzchniach filarów powodowane są przekroczeniem ich wytrzymałości przez naprężenia lub na skutek znanego ze stereodynamiki obciążenia nagłego przyłożenia.

## 12.6. Skłonność skał (górotworu) do tąpań.

Górnictwo węglowe istnieje w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym od 200 lat, a pierwsze wzmianki o tąpaniach (tzw. „górniczych udarach") znajduje się w historycznych już pracach Kondratowicza i Urbana. Zbierane od lat informacje o wstrząsach wykazały, że występują one tylko w określonych rejonach GZW, charakteryzujących się wyraźną predyspozycją do nagłego wyzwalania nagromadzonej energii sprężystości. Na rysunku 12.4, schematycznej mapie GZW, przedstawiono obszary, gdzie występują wstrząsy.

Tę swego rodzaju skłonność do występowania wstrząsów w określonych obszarach GZW usiłowano tłumaczyć w różny sposób. Początkowo wiązano ją z występowaniem w głębokim podłożu aktywnych zaburzeń tektonicznych. Hipotezę tę potwierdzały pośrednio badania geodezyjne, w których stwierdzono niewielkie ruchy powierzchni terenu poza zasięgiem wpływów eksploatacji podziemnej (Kowalczyk 1962).

Późniejsze badania wykazały jednak ścisły związek pomiędzy eksploatacją górniczą a wstrząsami. Wykazały również, że ogniska wstrząsów znajdują się na głębokości porównywalnej z głębokością aktualnie prowadzonych robót górniczych. Szczegółowe analizy wskazują przy tym na to, że wstrząsy związane z tektoniką głębokiego podłoża na terenie GZW praktycznie nie występują lub występują bardzo rzadko, raz na kilkadziesiąt lat (Wierzchowska 1962).

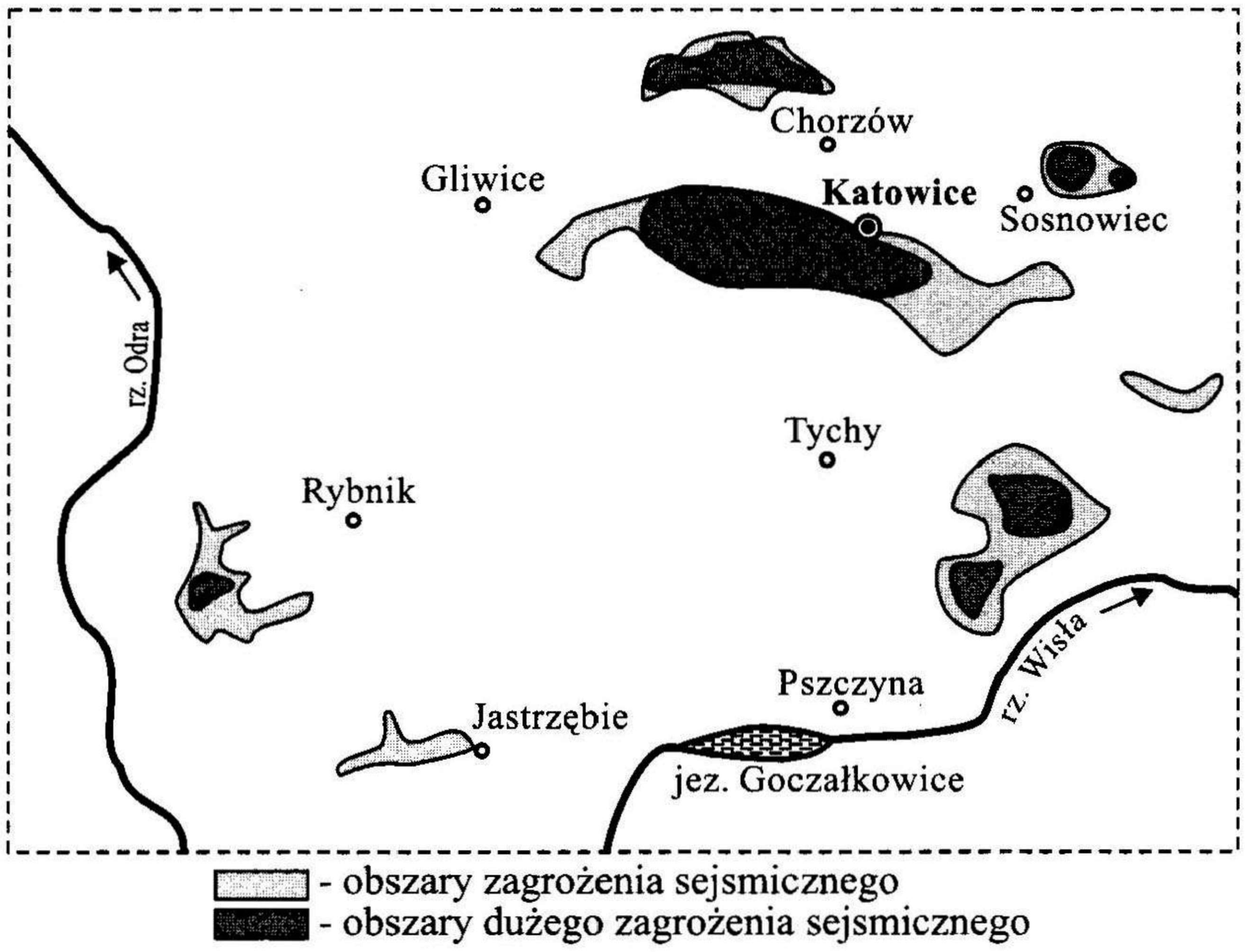
Nie wnikając dalej w przyczyny generowania wstrząsów, bezsporne jest, że zagrożenie to występuje w określonych rejonach GZW. Istnieją więc rejony, w których eksploatacja górnicza nie generuje wstrząsów, oraz rejony, w których eksploatacja ta jest czynnikiem indukującym wstrząsy.

Próby wyznaczenia takich rejonów w LGOM nie dały rezultatów i cały masyw skalny należy traktować jako skłonny do tąpań.

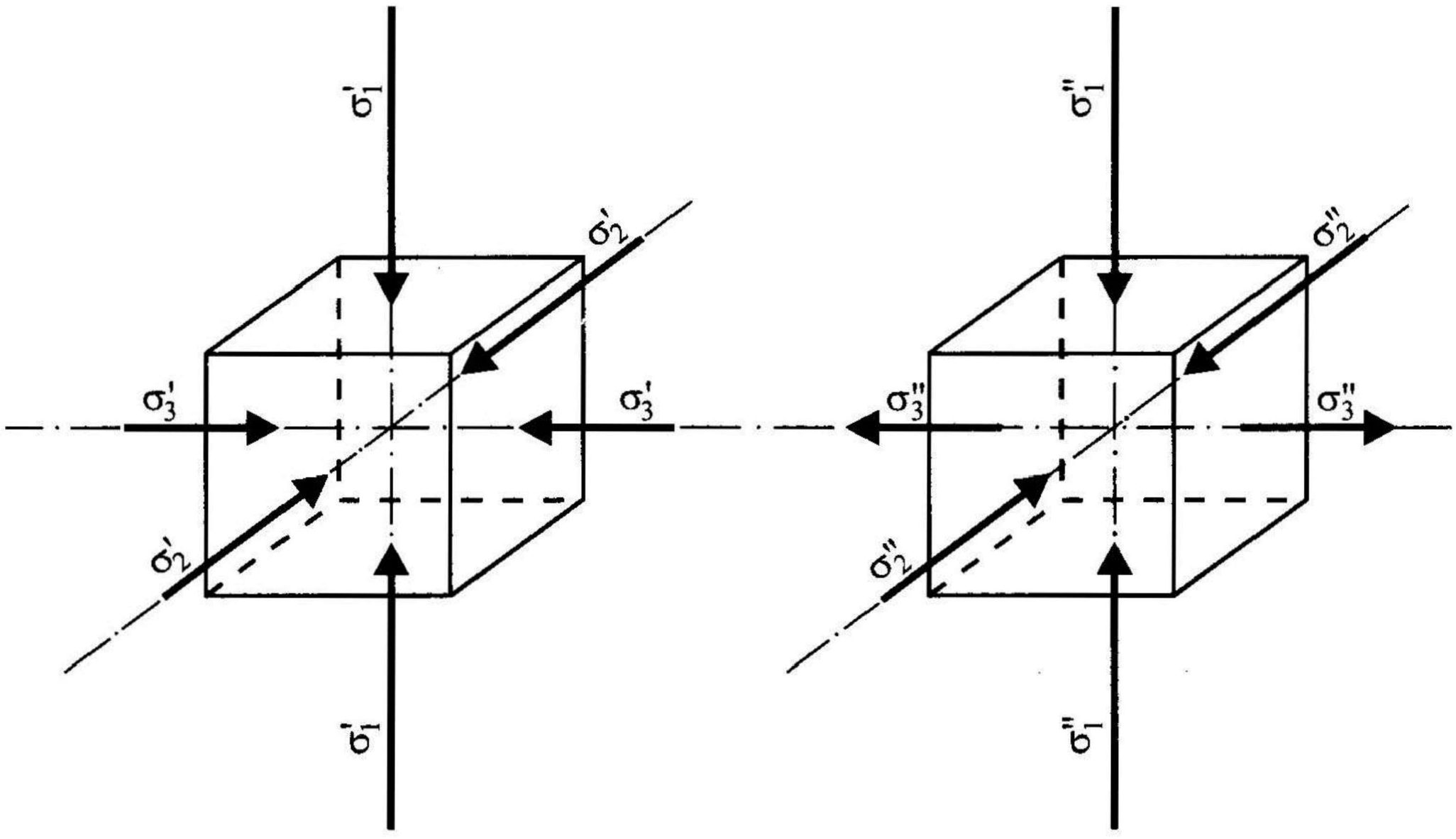
Jeżeli przez skłonność skał do tąpań rozumie się predyspozycję do generowania wstrząsów i tąpań w danym rejonie, to należy ją rozpatrywać jako zjawisko o charakterze regionalnym, spowodowane określonymi czynnikami geologicznymi.

Jedną z przyczyn były dawne naprężenia tektoniczne występujące w skałach w historii geologicznej złoża (Goszcz 1980, 1985b, 1989). Naprężenia te powodowały dynamomorficzne zmiany własności geomechanicznych skał, zwiększając lub zmniejszając ich skłonność do generowania wstrząsów. Relaksacja tych naprężeń, następowała w miarę rozwoju trwałych deformacji górotworu, powodując w pewnych rejonach kompakcję skał i przez to wzrost ich wytrzymałości i sprężystości, a w innych rozwój takich deformacji, które osłabiały masyw skalny.

W warunkach normalnych w skałach występuje litostatyczny stan naprężeń, opisany równaniami 3.37 w rozdziale 3.2.1. Podczas ruchów górotwórczych w skałach pojawiają się jednak dodatkowe naprężenia, które nakładają się na litostatyczne i powodują powstanie zupełnie nowych warunków naprężeniowych z naprężeniami głównymi $\sigma_1$, $\sigma_2$ oraz $\sigma_3$.




*Rys. 12.4. Występowanie wstrząsów na obszarze GZW.*




a) Stan I (obszary subsydencji)

$\sigma_1' = -\sigma_1^k$ (ściskanie)

$\sigma_2' = -\sigma_2^k$ (ściskanie)

$\sigma_3' = -\sigma_3^k$ (ściskanie)

b) Stan II (obszary wypiętrzeń)

$\sigma_1'' = -\sigma_1^T$ (ściskanie)

$\sigma_2'' = -\sigma_2^T$ (ściskanie)

$\sigma_3'' = +\sigma_3^T$ (rozciąganie)

*Rys. 12.5. Dwa stany naprężeń tektonicznych.*

Orientacja tego nowego, wypadkowego pola naprężeń może być różna, jak również różne mogą być wartości naprężeń głównych. Niemniej możliwe jest powstanie tylko dwóch jakościowo różnych stanów naprężeń, zilustrowanych na rys. 12.5. Ma to doniosłe konsekwencje geomechaniczne.

W stanie 1 wszystkie trzy naprężenia główne są ściskaniami, a naprężenie średnie, decydujące o odkształceniach objętościowych, wynosi:

$$\overline{\sigma'} = -\frac{\sigma_1' + \sigma_2' + \sigma_3'}{3} \tag{12.5}$$

W stanie 2 wartość $\overline{\sigma''}$ wynosi :

$$\overline{\sigma''} = -\frac{\sigma_1'' + \sigma_2'' - \sigma_3''}{3} \tag{12.6}$$

Porównanie zależności (12.5) i (12.6) wskazuje, że :

$$\left|\overline{\sigma'}\right| \gg \left|\overline{\sigma''}\right| \tag{12.7}$$

Z powyższej nierówności wynika, że w tej samej warstwie skalnej odkształcenia objętościowe, które liniowo zależą od naprężenia średniego (prawo zmiany objętości, wzór 3.24), będą znacznie większe w stanie 1, niż w stanie 2.

Ze względu na reologiczne własności skał, przy odpowiednio długim czasie działania naprężeń (a tylko taki może być brany pod uwagę przy rozpatrywaniu sił tektonicznych), w skale rozwiną się nieodwracalne deformacje zagęszczenia (zaciskanie porów, szczelin, rozpuszczanie pod ciśnieniem, wypełnianie wakansji w sieci krystalicznej itp.). Ogół tych zjawisk, określonych jako kompakcja tektoniczna, powoduje wzrost wytrzymałości i sprężystości skały. Jeżeli w skale o wartościach modułów sprężystości $E_o$ i $G_o$, kompakcja tektoniczna spowoduje wzrost tych parametrów do $E_1$ i $G_1$, to naprężenia spowodowane tymi samymi odkształceniami $\varepsilon$ oraz $\gamma$, poza obszarami kompakcji wynoszą $\sigma_o = E_o\varepsilon$ oraz $\tau_o = G_o\gamma$ a w obszarach kompakcji $\sigma_1 = E_1\varepsilon$ oraz $\tau_1 = G_o\gamma$. Uwzględniając, że $E_1 > E_o$ oraz że $G_1 > G_o$ oczywiste jest, że:

$$\sigma_1 \rangle \sigma_0 \qquad \text{oraz} \qquad \tau_1 \rangle \tau_0 \tag{12.8}$$

Zasięg obszarów kompakcji powodowanej określonym stanem naprężeń można wyznaczyć analizując pola naprężeń tektonicznych, ustalając znak naprężenia minimalnego $\sigma_3$ i przebieg trajektorii naprężeń. W sposób przybliżony, przebieg trajektorii naprężeń głównych w niektórych rejonach GZW wyznaczono na podstawie parametrów uskoków normalnych, stwierdzonych robotami górniczymi. Po wyznaczeniu w ten sposób zasięgu obszarów kompakcji okazało się, że wszystkie wstrząsy wysokoenergetyczne, zarejestrowane na obszarze GZW, znajdują się wewnątrz tych obszarów (Goszcz 1985b). Na rys. 12.6 pokazano przebieg granicy kompakcji tektonicznej spowodowanej ruchami górotwórczymi w fazie asturyjskiej orogenezy waryscyjskiej w północnej części GZW oraz strefy występowania wstrząsów wysokoenergetycznych zarejestrowanych w tym rejonie.

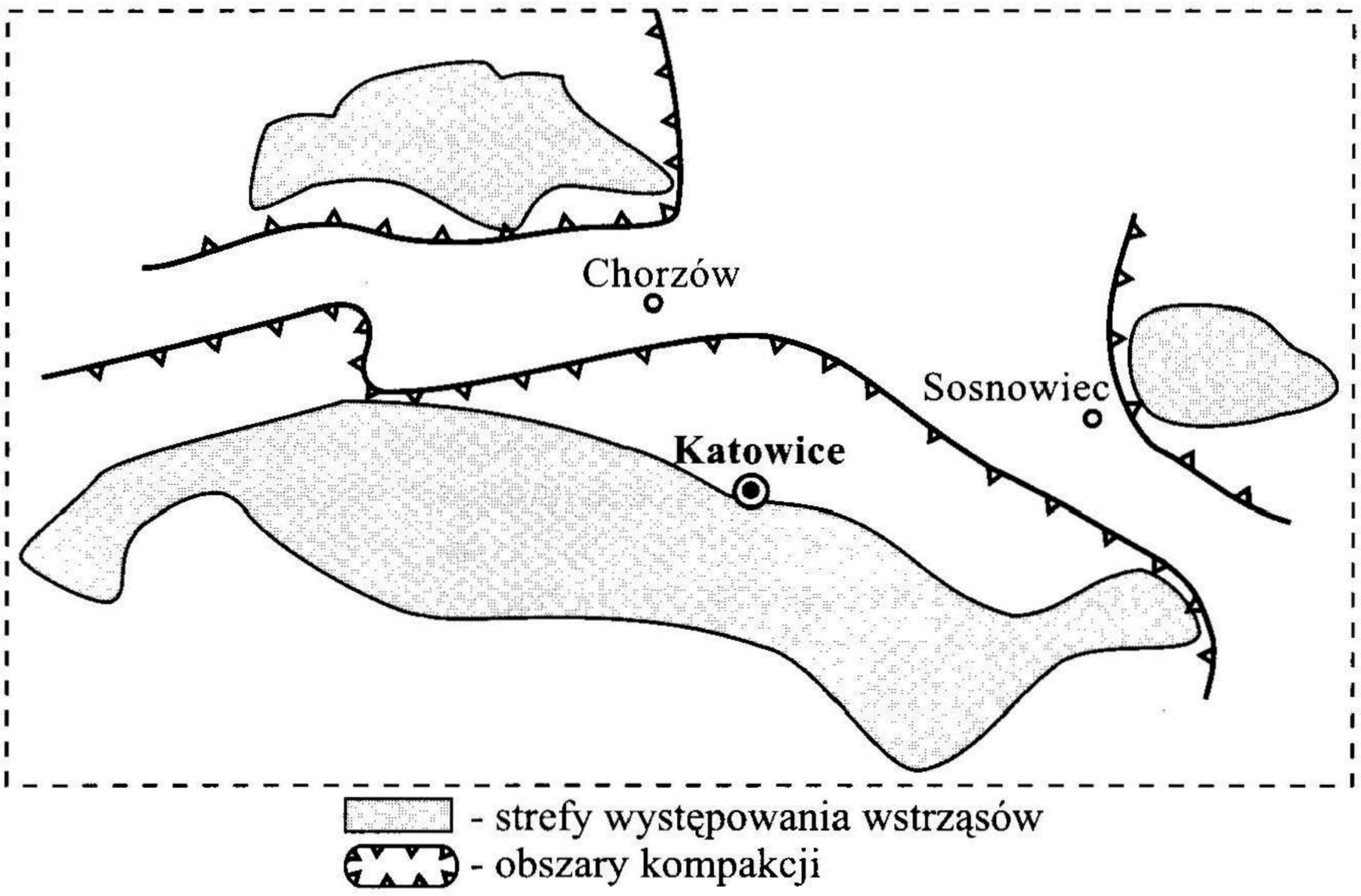
Analizy i obserwacje potwierdzają skłonność skał do tąpań wewnątrz obszarów kompakcji, przez co obszary kompakcji tektonicznej należy traktować jako rejony, w których skały są skłonne do tąpań.

Przedstawiona metoda pozwala jedynie wydzielić rejony, w których górotwór posiada predyspozycje do generowania wstrząsów oraz rejony, w których takich predyspozycji nie posiada. Nie daje natomiast odpowiedzi jak duże są to predyspozycje i umożliwia tylko określenie jaki jest stopień (klasa, kategoria) skłonności skał do wstrząsów. Stanowi tym samym rodzaj testu zerojedynkowego, bez ilościowej oceny skłonności górotworu do tąpań.

## 12.7. Wpływ tektoniki złoża.

Pod pojęciem tektoniki złoża należy rozumieć ułożenie warstw w obrębie skorupy ziemskiej (Książkiewicz 1979).

Tektonika złoża stanowi niejako „wypadkowy" efekt zachodzących w przeszłości serii procesów diastroficznych i w mniejszym stopniu innych (wulkanizmu, plutonizmu, erozji, sedymentacji itd.). Procesy te doprowadzały do powstawania łańcuchów górskich, rowów tektonicznych (grabenów), powodowały i powodują trzęsienia ziemi. W obrębie rozpatrywanego złoża procesy diastroficzne i inne spowodowały ukształtowanie się dzisiejszych struktur tek-




*Rys. 12.6. Obszary kompakcji i strefy występowania wstrząsów.*

tonicznych, to jest fałdów, uskoków oraz innych lokalnych zaburzeń w jego regularnym zaleganiu.

Rozpatrując wpływ tektoniki złoża na zagrożenie sejsmiczne, należy zwrócić uwagę na związane z nią zagadnienia, a mianowicie na możliwość występowania residualnych naprężeń tektonicznych oraz wpływ struktur tektonicznych.

### 12.7.1. Wpływ naprężeń tektonicznych.

Omawiając skłonność skał do tąpań w rozdziale 12.6 podkreślano wpływ na tę skłonność naprężeń tektonicznych. Jest to jednak tylko część problemu, gdyż naprężenia nie tylko mogą powodować zmiany własności geomechanicznych skał, lecz również występować w skałach i sumując się z naprężeniami związanymi z eksploatacją, mogą również w decydujący sposób zmienić pole naprężeń i tym samym stan zagrożenia.

Naprężenia tektoniczne pojawiają się w skałach podczas procesów geodynamicznych i utrzymują się w masywie skalnym przez pewien czas po zakończeniu się tych procesów. Stan taki występuje na obszarach tektonicznie aktywnych. Ruchy górotwórcze związane z orogenezą alpejską trwają w różnych częściach świata do dnia dzisiejszego, czego dowodem są liczne trzęsienia ziemi. Dowodzą tego również liczne obserwacje (Chain 1979). Deformacje litosfery, spowodowane tymi ruchami, mogą generować różne stany naprężenia. Co więcej, wykonując odpowiednie pomiary w wielu rejonach stwierdzono, że naprężenia poziome są większe od pionowych (Ranalli i Chandler 1975), a szereg prac analitycznych wykazywało ścisłą zależność pola naprę-

żeń od sił tektonicznych występujących w danym rejonie (Hafner 1951, Sanford 1959, Biot 1965, Gzowskij 1975).

Ruchy górotwórcze na terenie GZW są tematem licznych badań geologicznych. Niestety, brak pomiarów uniemożliwia zajęcie jednoznacznego stanowiska. Poza wspomnianymi już pomiarami geodezyjnymi, które w ciągu kilkudziesięciu lat wykazały niewielkie przemieszczenia pionowe, nie ma praktycznie żadnych innych obserwacji. Dlatego też, większość badaczy opiera się głównie na pośrednich dowodach geologicznych (np. zmiany grubości i litologii czwartorzędu), pracach analitycznych, hydrografii (cieki powierzchniowe płyną często wzdłuż szczelin aktywnych uskoków), analizie sejsmogramów wstrząsów itp.

Należy podkreślić, że ruchy górotwórcze nie muszą wpływać na wzrost zagrożenia tąpaniami, bo np. występowanie poziomych rozciągań tektonicznych w większości przypadków wpływać będzie korzystnie na stan zagrożenia.

Naprężenia tektoniczne mogą utrzymywać się w skałach przez pewien czas po wygaśnięciu ruchów górotwórczych. Tektonika GZW ukształtowała się w orogenezie waryscyjskiej i alpejskiej, a LGOM w alpejskiej.

Waryscyjskie ruchy górotwórcze zakończyły się przed ponad 250 mln lat, w związku z czym, związane z nimi naprężenia tektoniczne, powodując zmiany własności geomechanicznych skał, uległy relaksacji.

Alpejskie ruchy górotwórcze trwają do dzisiaj. Problem, w jakim stopniu współczesna alpejska aktywność tektoniczna obejmuje GZW, jest nierozstrzygnięty. Przyjmując jednak, że głównym przejawem alpejskich ruchów górotwórczych było nasuwanie się na południową Polskę płaszczowiny karpackiej, należy oczekiwać, że prawdopodobieństwo występowania naprężeń związanych z tymi ruchami jest największe w południowej części GZW i maleje w kierunku północnym. Przy nasuwaniu się płaszczowiny na jej przedpolu występują głównie poziome rozciągania, co dla zagrożenia tąpaniami jest zjawiskiem raczej korzystnym.

W sumie, na podstawie dotychczasowych obserwacji, wydaje się, że wpływ współcześnie występujących, hipotetycznych zresztą, naprężeń tektonicznych w skałach karbońskich GZW nie ma istotnego wpływu na stan zagrożenia tąpaniami w tym Zagłębiu.

Występowania residualnych naprężeń tektonicznych w skałach LGOM nie można całkowicie wykluczyć, ponieważ złoże jest młodsze, a jego tektonika ukształtowała się w fazie laramijskiej orogenezy alpejskiej. Niestety podobnie, jak w przypadku GZW nie ma przekonywujących dowodów na występowanie resztkowych naprężeń tektonicznych, lecz z drugiej strony również brak dowodów, które by wykluczały obecność takich naprężeń.

Występowanie naprężeń tektonicznych w skałach GZW i LGOM jest nadal przedmiotem sporów i dyskusji. Brak fizycznych dowodów, które by potwierdziły bądź wykluczyły występowanie tych naprężeń powoduje, że problem jest nadal otwarty. Co więcej, wydaje się, że w najbliższym czasie nie zostanie rozstrzygnięty, gdyż naprężenia jako takie są niemierzalne, natomiast wykonanie wiarygodnych pomiarów odkształceń napotyka na szereg trudno-

ści technicznych, pomijając nawet ich wysokie koszty.
Jak dotychczas, podstawą poglądów i hipotez dotyczących naprężeń tektonicznych są wyłącznie nieliczne dowody pośrednie i rezultaty obliczeń wykonanych dla przyjętego modelu matematyczno-fizycznego przy zadanych warunkach brzegowych.

### 12.7.2. Wpływ struktur tektonicznych.

Analizując tąpania i silne wstrząsy występujące w GZW dążono do ustalenia zależności pomiędzy prowadzeniem robót górniczych w określonej strukturze tektonicznej, a intensywnością tych zjawisk. Pierwsze wzmianki na ten temat można znaleźć w podręcznikach i monografiach (np. Sałustowicz 1955, Parysiewicz 1967).

W późniejszych pracach poddawano już szczegółowej analizie wpływ uskoków i fałdów na stan zagrożenia tąpaniami. Statystycznie stwierdzono, że, przy prowadzeniu robót górniczych w sąsiedztwie szczeliny uskoku, z większym zagrożeniem należy się liczyć w skrzydle zrzuconym, niż w wiszącym. Zagadnienie to rozwiązywano metodami analitycznymi wykorzystując równania teorii sprężystości. Z przeprowadzonych obliczeń wynika, że w skrzydle zrzuconym występują naprężenia ściskające, a w skrzydle wiszącym naprężenia rozciągające (Jóźkiewicz 1968).

Szczelina uskoku jest powierzchnią zniszczenia skały. Na obrzeżach tej powierzchni może występować obszar koncentracji naprężeń. Zakładając występowanie takiego obszaru i wykorzystując kryterium Berenbłatta z teorii szczelin, obliczono warunki, w jakich może nastąpić propagacja szczeliny uskoku (Gil i Litwiniszyn 1972). Prowadzono również prace analityczne, mające na celu określenie tzw. strefy oddziaływania uskoku, w której występuje większe zagrożenie tąpaniami (Gil 1978). Strefę tę wyznaczano również przez wykonywanie badań sejsmicznych (np. Dubiński 1980).

Występowanie strefy podwyższonych naprężeń w pobliżu uskoku normalnego można łatwo wyjaśnić rozpatrując mechanizm jego powstawania. Powstanie uskoku poprzedza utworzenie się powierzchni nachylonej pod kątem $\alpha$ do poziomu. W następnej fazie następuje ruch uskokowy, to jest przemieszczanie się skrzydeł uskoku względem siebie. Przy ruchu takim pojawia się problem przestrzeni: powstanie uskoku normalnego wiąże się z koniecznością wydłużenia określonego fragmentu litosfery (odcinek AA' na rys. 12.7). Jeżeli powstawaniu powierzchni uskoku towarzyszą poziome rozciągania w kierunku poprzecznym do szczeliny (uskok tensyjny), wówczas problem przestrzeni ma mniejsze znaczenie. Jeżeli jednak uskok powstaje w polu naprężeń ściskających (uskok kompresyjny), wówczas ruch uskokowy może odbywać się tylko kosztem kompakcji ośrodka skalnego. Kompakcją tą objęte jest zarówno skrzydło wiszące, jak i zrzucone uskoku, przy czym szerokość strefy kompakcji na rysunku oznaczono przez $x_k$. Z rysunku wynika, że w strefie tej powstają odkształcenia $\varepsilon$:

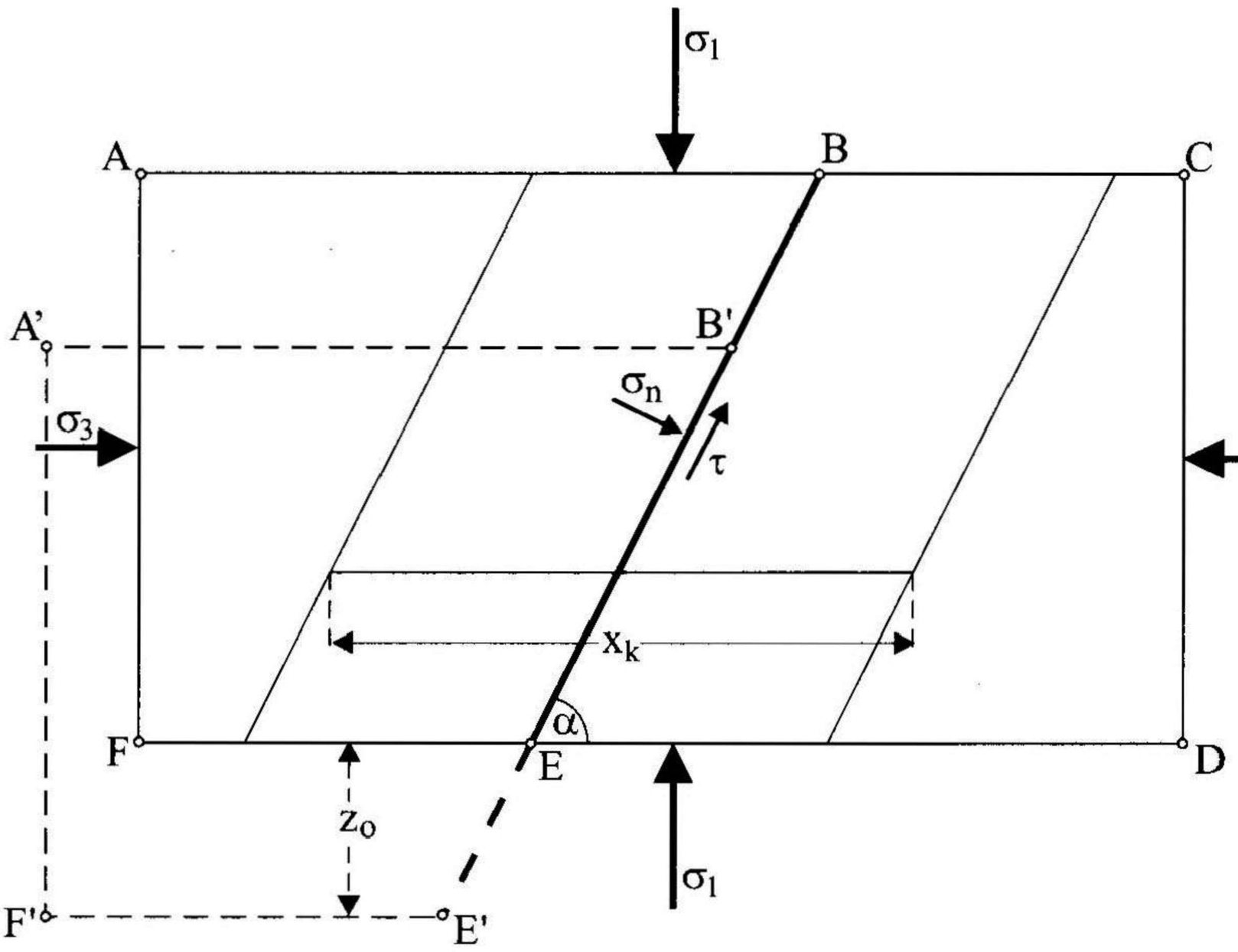
$$\varepsilon_x = \frac{AA'}{x_k} = \frac{z_0 \operatorname{ctg}\alpha}{x_k} \tag{12.9}$$

które są tym większe, im bardziej połogi jest uskok i im większy jest jego zrzut (Goszcz 1986a). Ze względu na reologiczne własności skał, odkształcenia te z czasem przechodzą w deformacje trwałe powodując „wzmocnienie" skały. Moduły sprężystości w strefie kompakcji są większe, przez co przy tym samym odkształceniu, zgodnie z prawem Hooke'a, naprężenia spowodowane eksploatacją górniczą będą większe, niż poza tą strefą.

Sama szczelina uskoku posiada pewną szerokość i wypełniona jest druzgotem skalnym (brekcją tektoniczną). Zazwyczaj towarzyszy jej szereg mniejszych spękań. Szczelina ta i jej bezpośrednie otoczenie to obszar odprężony, w którym ośrodek skalny jest zniszczony, nie akumulujący energii odkształcenia sprężystego. Jak wykazują badania geofizyczne wykonywane w kopalniach węgla w GZW, podwyższone naprężenia często jednak występują po obu stronach obszaru odprężonego w pasie oddalonym od 10 do 30m szczeliny uskokowej.

Powszechne występowanie tąpań w niecce bytomskiej i kazimierzowskiej, wskazywało na podwyższony stan naprężeń w synklinach fałdów. Problematyce tej poświęcono kilka prac, w których wykorzystując równania mechaniki ośrodków ciągłych, uzyskano stosunkowo proste rozwiązania analityczne (np. Krawiec 1971). W późniejszym jednak okresie, wobec częstego występowania tąpań również w obrębie antyklin (np. Siodło Główne), badań tych nie kontynuowano. Prawdopodobnie stosunkowo większe zagrożenie tąpaniami w nieckach jest spowodowane kompakcją skał, ponieważ właśnie w nieckach występowały w przeszłości wszechstronne ściskania (stan I naprężeń na rys. 12.5).

Ze względów ruchowych, zagrożenie tąpaniami wzrasta przy prowa-




*Rys. 12.7. Schemat powstawania uskoku.*

dzeniu robót górniczych po wzniosie, przy dużym nachyleniu warstw. Spowodowane jest to ułatwionym przemieszczaniem się wyrzuconych przy wstrząsie brył skały pod wpływem siły grawitacji.
Tym samym nachylenie warstw jest jednym z czynników mających w pewnym sensie pośredni wpływ na zagrożenie.

### 12.7.3. Wpływ powierzchni nieciągłości pochodzenia tektonicznego.

W górotworze występuje szereg powierzchni nieciągłości związanych z tektoniką, opisanych w literaturze naukowej (np. Jaroszewski 1974, Książkiewicz 1979). Są to różnego rodzaju uskoki, odkłucia, nasunięcia, redukcje miąższości, cios i kliważ, które należy traktować jako powierzchnie zniszczenia skały. Co więcej, są to zazwyczaj pęknięcia lub strefy spękań, przy czym ich orientacja w przestrzeni nie jest przypadkowa, lecz determinuje ją pole naprężeń, w jakim one powstały.

Zagrożenie sejsmiczne związane jest nierozerwalnie z procesem niszczenia skały i powstawaniem spękań. Jeżeli zatem w ośrodku skalnym znajdującym się w zasięgu wpływu eksploatacji górniczej występują już spękania, wówczas oczywiste jest, że ich wpływ na stan zagrożenia musi być duży, jako że ośrodek skalny, przynajmniej lokalnie, został objęty już wcześniej procesem niszczenia.

Mechanizm oddziaływania powierzchni nieciągłości na stan zagrożenia tąpaniami wiąże się ściśle z warunkiem równowagi w ośrodku spękanym. Na rys. 11.9 przedstawiono fragment ośrodka skalnego ze szczeliną S.
Na szczelinie nachyłonej pod kątem $\alpha$ do uskoku naprężenia normalne i styczne wynoszą:

$$\sigma_n = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_3 \sin^2 \alpha \qquad (12.10)$$

$$\tau = \sigma_1 \cos\alpha \sin\alpha - \sigma_3 \sin\alpha \cos\alpha \qquad (12.11)$$

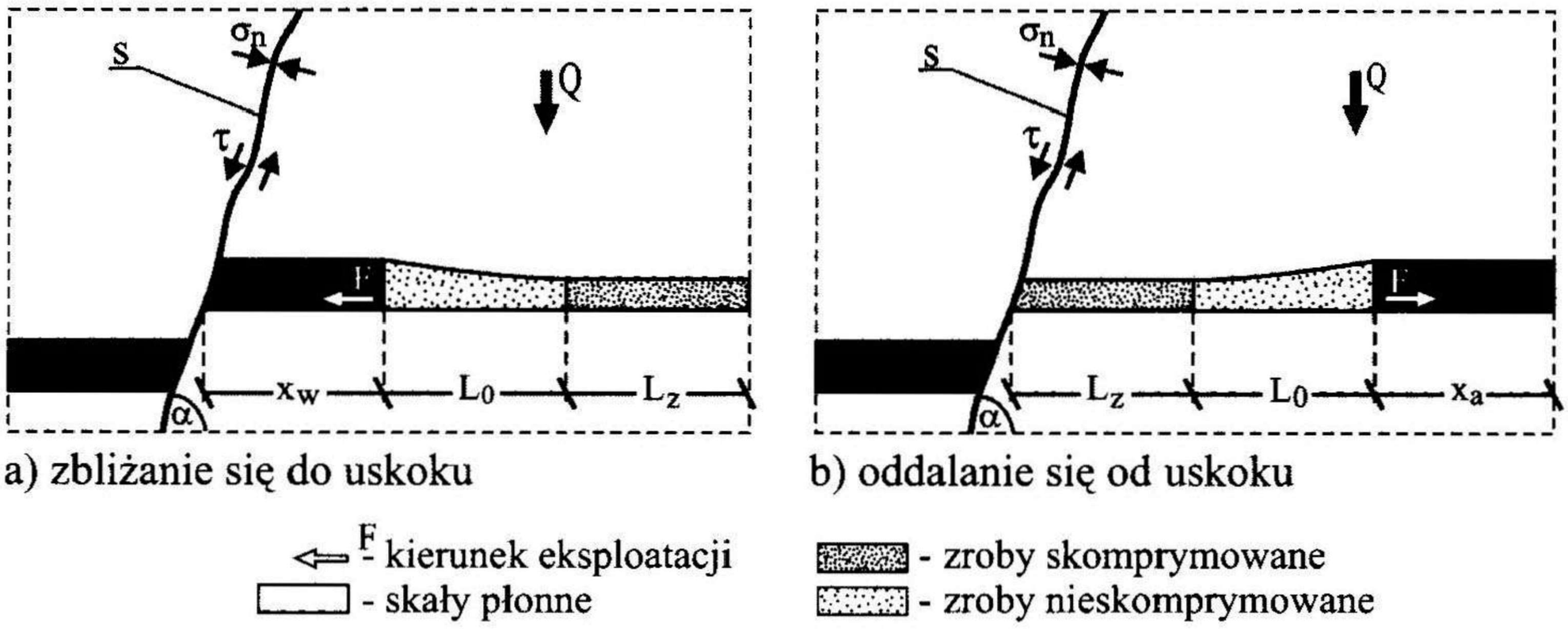
natomiast warunek równowagi określa równanie Coulomba :

$$\tau \geq c + \sigma_n \mathrm{tg}\Phi$$

przyjmując c = 0 (szczelina bez kohezji), z podanych wyżej równań otrzymuje się warunek:

$$\frac{\sigma_3}{\sigma_1} \geq \frac{\mathrm{tg}(\alpha - \varphi)}{\mathrm{tg}\varphi} \qquad (12.12)$$

Jeżeli warunek powyższy nie jest spełniony, wówczas następuje poślizg po szczelinie, który może spowodować wstrząs (patrz rozdz. 11). O stanie równowagi decydują dwa parametry: stosunek $\sigma_3$:$\sigma_1$ oraz kąt tarcia wewnętrznego $\varphi$. Stosunek $\sigma_3$:$\sigma_1$. w górotworze nienaruszonym wynosi około 0,33 (Sałustowicz 1955), lecz może ulec zmniejszeniu, gdy w pobliżu szczeliny prowadzona jest eksploatacja górnicza. W otoczeniu frontu eksploatacji wzrastają naprężenia $\sigma_1$ (pionowe), a zarazem maleją $\sigma_3$ (wpływ poziomych rozciągań). Stosunek naprężeń $\sigma_3$:$\sigma_1$ może również ulec zmniejszeniu przy nawodnieniu szczeliny i pojawieniu się ciśnień porowych $p_o$.
Wówczas $\sigma_3$:$\sigma_{1>}(\sigma_3-p_o)$:$(\sigma_1-p_o)$.




*Rys. 12.8. Eksploatacja w skrzydle wiszącym.*

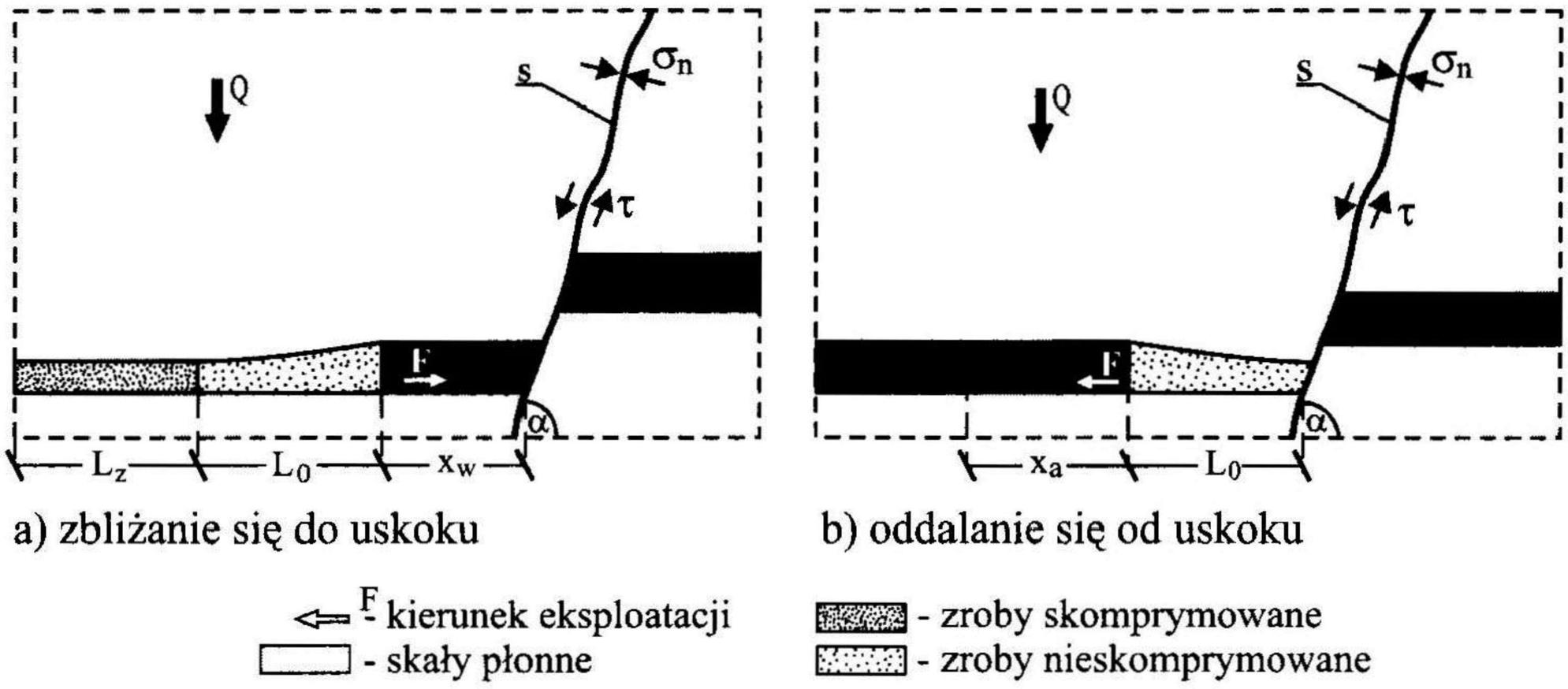
Istotne znaczenie ma kąt tarcia wewnętrznego, który w znacznym stopniu opisuje wytrzymałość skały. Ze wzrostem tego parametru stateczność układu wzrasta.

Wzrost zagrożenia sejsmicznego przy prowadzeniu robót górniczych w pobliżu szczeliny S, można zilustrować na przykładzie prowadzenia robót górniczych w sąsiedztwie szczeliny uskoku normalnego, gdyż jest to jedna z najbardziej pospolitych sytuacji górniczych (Goszcz 1986). W praktyce stwierdzono, że zagrożenie sejsmiczne wówczas wzrasta, przy czym zagrożenie to jest większe przy prowadzeniu robót w skrzydle zrzuconym, niż wiszącym. Te dwie odmienne sytuacje przedstawiono na rys. 12.8 oraz na rys. 12.9.

Na rys. 12.8a przedstawiono sytuację, w której front eksploatacji zbliża się do uskoku od strony skrzydła wiszącego. Nacisk stropu pozbawionego podparcia przenoszony jest przez resztkę $x_w$ i skomprymowaną już całkowicie część zrobów $L_z$. Normalne naprężenie ściskające $\sigma_n$ na szczelinie uskoku, w miarę zbliżania się frontu, początkowo maleje, a później przechodzi w rozciąganie. Powoduje to „poluzowanie" na powierzchni szczeliny. Jednocześnie zmniejszaniu się resztki $x_w$ towarzyszy wzrost naprężeń pionowych, aż do wartości krytycznych. Następuje wówczas zniszczenie resztki i wyrzut węgla do wyrobisk. Jest to więc typowe tąpnięcie pokładowe, z tym, że ilość uwolnionej energii będzie większa o energię odkształcenia sprężystego warstw stropu i spągu.

Na rys. 12.8b przedstawiono sytuację, w której front eksploatacyjny oddala się od uskoku w skrzydle wiszącym. Jest to sytuacja znacznie bardziej korzystna, gdyż wówczas nie ma resztki, a zagrożenie związane jest z naciskiem wywieranym przez wspornik $L_0$ na część pokładu $x_a$ przed linią frontu.

Na rys. 12.9a przedstawiono sytuację, w której front zbliża się do uskoku od strony skrzydła zrzuconego. Naruszenie równowagi powoduje wstępny poślizg skał po powierzchni uskoku. Poślizg ten zostaje zablokowany siłą tarcia, tym większą, im bardziej nieregularna jest ta powierzchnia. Zawieszony strop nie wywiera niszczących obciążeń na resztkę $x_w$. Dopiero wówczas, gdy




*Rys. 12.9. Eksploatacja w skrzydle zrzuconym.*

równowaga całego układu zostaje przekroczona, następuje ścięcie nierówności i gwałtowny poślizg po szczelinie o Δh, połączony z rozgnieceniem resztki. Będzie to więc typowe tąpnięcie spowodowane wstrząsem z mechanizmem poślizgowym.

Na rys. 12.9b przedstawiono sytuację, w której front eksploatacyjny oddala się od uskoku po stronie skrzydła zrzuconego. Nie ma tu wprawdzie resztki $x_w$, która mogłaby ulec rozgnieceniu, lecz poślizg po szczelinie może również wystąpić i spowodować rozgniecenie części pokładu przed linią frontu. Przebieg tego zjawiska będzie jednak mniej gwałtowny, chociażby ze względu na amortyzujące oddziaływanie zrobów.

Opisane wyżej schematycznie mechanizmy tąpań w sąsiedztwie uskoku, wskazują na zupełnie inne modele tych zjawisk. W skrzydle wiszącym podstawowe zagrożenie stanowi tąpnięcie pokładowe, które można aproksymować modelem kruchego zniszczenia, natomiast w skrzydle zrzuconym tąpnięcie stropowe z mechanizmem poślizgowym.

We wzorze 12.12 nie występuje zrzut uskoku, co oznacza, że zagrożenie tąpaniami, przy prowadzeniu robót przy uskokach, spowodowane jest tylko przez występowanie powierzchni nieciągłości w skałach. Tym samym podane wyżej schematy można odnieść do wszystkich sytuacji, w których prowadzi się eksploatację w pobliżu spękań o odpowiednio dużym zasięgu.

Należy podkreślić, że orientacja uskoków i innych nieciągłości tektonicznych nie jest przypadkowa, lecz wymuszona była przez określony stan naprężeń w skałach, który nie ulegał zmianom na stosunkowo dużej powierzchni. Dlatego też mówi się o systemach uskoków (wiązkach uskoków o zbliżonym azymucie szczelin), systemach ciosu i kliważu. Systemy te tworzą powierzchnie osłabienia, a nawet dzielą masyw skalny na bloki. Przejawem tego podziału jest np. układanie się ognisk wstrząsów wzdłuż pewnych uprzywilejowanych kierunków, lokalne redystrybucje pola naprężeń i szereg innych zjawisk.

## 12.8. Zawodnienie skał.

Woda powoduje duże zmiany własności geomechanicznych skał i wpływa w istotny sposób na proces ich zniszczenia. Tym samym, wpływ wody, a ściślej płynów porowych ma istotny wpływ na zagrożenie sejsmiczne i jego skutki. W poprzednich rozdziałach podano, że zawodnienie skał powoduje:

- występowanie ciśnień porowych,
- spadek (zmniejszenie się) wytrzymałości skał,
- obniżenie się wartości modułów sprężystości,
- rozwój deformacji plastycznych w odciążanej skale,
- pękanie hydrauliczne skał,
- zmniejszenie się tarcia wewnętrznego i poślizgi międzyławicowe.

Biorąc pod uwagę to, że powyższe zjawiska działają w kierunku osłabienia skały i, że zniszczenie jej następuje przy mniejszych wartościach naprężeń, niż skały suchej, można wnioskować, że zawodnienie skał jest czynnikiem korzystnie wpływającym na zagrożenie sejsmiczne. Wniosek taki potwierdza praktyka, gdyż w kopalniach silnie zawodnionych zagrożenie sejsmiczne należy do rzadkości, a jeżeli występuje, to dopiero po trwającym długi czas odwadnianiu górotworu. Zjawisko takie zaobserwowano w rejonie Bierunia i Lędzin, gdzie wstrząsy górnicze pojawiły się dopiero po kilkunastu latach intensywnego odwadniania piaskowców z wód statycznych. Długotrwałe sczerpywanie wód miało prawdopodobnie wpływ na pojawienie się wysokiej aktywności sejsmicznej w rejonie kopalni węgla brunatnego Bełchatów.

Wpływ wody na zagrożenie sejsmiczne zależy od mechanizmu wstrząsu. W przypadku tąpań naprężeniowych zawodnienie skał jest zjawiskiem pozytywnym, gdyż przyśpiesza destrukcję skał w otoczeniu wyrobisk i ułatwia dyssypację energii.

Na zagrożenie sejsmiczne, spowodowane niekontrolowanym przemieszczaniem się skał stropowych, woda wpływa raczej niekorzystnie. Jeżeli przemieszczające się bloki skalne zawierają wodę, to przy wzroście naprężeń następuje jej wyciskanie do najbliżej znajdujących się szczelin, pęknięć i rozwarstwień. Powoduje to spadek tarcia na powierzchniach, ułatwiając poślizg przemieszczających się bloków. W różnych sytuacjach może to mieć różne konsekwencje.

Z jednej strony, woda ułatwiając poślizgi, zapobiega tworzeniu się stref niestabilnych, które stwarzają zagrożenie, z drugiej jednak, zmniejszając tarcie na powierzchni rozgraniczającej bloki, może uruchomić poślizg powodujący wstrząs górniczy. Sytuacja taka może mieć miejsce wtedy, gdy w strefie niestabilnej istnieje graniczny stan równowagi, a woda jest czynnikiem powodującym jego naruszenie.

Prawdopodobnie zjawisko takie wystąpiło w Denver, gdzie po zatłoczeniu do skał odpadów ciekłych wystąpiła seria silnych wstrząsów sejsmicznych.

Rekapitulując powyższe uwagi, można stwierdzić, że obecność wody w skałach ogranicza zagrożenie sejsmiczne, lecz mogą istnieć również przypadki gdy nawodnienie skał powoduje wzrost tego zagrożenia.

# GÓRNICZE (TECHNICZNE) PRZYCZYNY ZAGROŻENIA SEJSMICZNEGO

Eksploatacja górnicza narusza izostatyczny stan równowagi w górotworze. Przy dochodzeniu do nowych warunków równowagi, ze skał uwalnia się pewna ilość energii potencjalnej, której znikoma ilość zamienia się w energię sejsmiczną. Im bardziej zostaje naruszony pierwotny stan równowagi, tym więcej energii uwalnia się ze skał.

Predyspozycje skał do akumulowania energii odkształcenia sprężystego i nagłego jej wyzwalania po przekroczeniu wytrzymałości progowej, zależą od ich własności nabytych w historii geologicznej złoża. Z drugiej jednak strony ilość uwalnianej energii i prędkość jej wyzwalania oraz w pewnych granicach również wytrzymałość progowa skał, zależą od zastosowanej technologii eksploatacji. Zebrane doświadczenia wykazują, że na zagrożenie tąpaniami wpływają: system eksploatacji i kierowanie stropem, rozcięcie złoża oraz sposób wybierania. Przy nieumiejętnym prowadzeniu robót górniczych, nawet w bardzo korzystnych warunkach naturalnych, można sprowokować wstrząsy i odwrotnie, dobrze zaprojektowana i prowadzona eksploatacja umożliwia wybieranie złóż nawet na dużej głębokości, w trudnych warunkach geologicznych.

Wpływ czynników górniczych na zagrożenie sejsmiczne w kopalniach był od lat przedmiotem licznych badań i obserwacji. Ich wykonanie umożliwiło ustalenie licznych reguł i zasad prowadzenia eksploatacji w warunkach zagrożenia sejsmicznego, których przestrzeganie spowodowało znaczne jego ograniczenie. Uzyskano to przez optymalizację projektów eksploatacji złóż, w których występuje zagrożenie i zastosowanie odpowiedniej technologii robót przy dochodzeniu do krawędzi, starych zrobów, wyrobisk korytarzowych itd. Niemniej szereg problemów związanych z wpływem czynników górniczych na stan zagrożenia nie jest jeszcze wyjaśnionych i nadal stanowi przedmiot sporów i dyskusji.

Analizując wpływ czynników górniczych na zagrożenie sejsmiczne, należy zwrócić uwagę na kilka niezmiernie ważnych wyników badań naukowych i faktów, nie zawsze uwzględnianych w pracach dotyczących zagrożenia sejsmicznego.

Wstrząs sejsmiczny jest następstwem kruchego zniszczenia skały, przy czym zniszczenie to poprzedzają zarówno deformacje sprężyste, jak i pseudoplastyczne. Deformacje sprężyste powodują zniszczenie kruche, natomiast deformacje pseudoplastyczne zniszczenie podatne. Zawsze jednak w zniszczeniu każdej skały uczestniczą dwie „składowe" zniszczenia: krucha i podatna, a ich procentowy udział zależy przede wszystkim od własności geologicznych

danej skały i od warunków zewnętrznych, w jakich to zniszczenie następuje.

Liczne badania mechaniki zniszczenia skały wykazały, że zniszczenie staje się bardziej kruche gdy wzrasta prędkość odkształcenia poprzedzającego to zniszczenie oraz gdy naprężenie minimalne $\sigma_3$ jest rozciąganiem.

Tąpnięcie sprowadza się do zniszczenia wyrobiska górniczego (wyrobisk górniczych). O rozmiarach tego zniszczenia decyduje między innymi energia wstrząsu powodującego tąpnięcie. Uproszczony bilans energetyczny wstrząsu ma postać:

$$E_p = E_k + L + E_{str} \tag{13.1}$$

gdzie:

$E_p$ - energia potencjalna uwolniona z górotworu,

$E_k$ - energia kinetyczna, której około 1% zamienia się w sejsmiczną $E_s$,

L - praca zużyta na zniszczenie obudowy wyrobiska i skał w jego otoczeniu,

$E_{str}$- energia zdyssypowana (zamieniona na ciepło, energię akustyczną itp.).

Pomijając człon $E_{str}$ otrzymuje się:

$$E_p \approx E_k + L \tag{13.2}$$

co oznacza, że przy tej samej $E_p$ im większa wartość L, tym mniejsza $E_k$ i tym mniejsza energia sejsmiczna wstrząsu $E_s$.

To niezmiernie ważne stwierdzenie należy uwzględnić analizując wpływ czynników górniczych na zagrożenie sejsmiczne, a także przy doborze metod ograniczania tego zagrożenia. Te czynniki, które powodują, że przy wstrząsie wzrasta energia kinetyczna, a maleje praca zużyta na zniszczenie skał w otoczeniu wyrobiska i jego obudowy są szczególnie niekorzystne.

## 13.1. Wpływ systemu eksploatacji, parametrów frontu oraz sposobu kierowania stropem na stan zagrożenia.

W literaturze naukowej dotyczącej zagrożeń sejsmicznych w kopalniach praktycznie nie ma żadnych prac o charakterze monograficznym, poświęconych problematyce kształtowania się tych zagrożeń w zależności od systemu eksploatacji, parametrów frontu oraz sposobu kierowania stropem. Nieliczne publikacje (np. Soja i Bloch 1990) są przyczynkami, których wnioski trudno uogólniać.

Zasadniczą trudnością jest brak możliwości porównania: każde złoże może być wybrane tylko raz, bez względu na stosowany system eksploatacji. W takiej sytuacji wszelkie stwierdzenia oraz oceny korzyści wynikających z zastosowania tego, czy innego systemu eksploatacji, tego, czy innego sposobu kierowania stropem, wyrażają jedynie subiektywne opinie i poglądy nie potwierdzone przez naukę i praktykę. Warto tu przypomnieć spory, jakie toczyły się w latach osiemdziesiątych, na temat wpływu prędkości postępu frontu na zagrożenie tąpaniami, w których to sporach niekwestionowane autorytety naukowe i zespoły ekspertów wyrażały zupełnie przeciwstawne opinie.

System eksploatacji określa technikę wybierania złoża. Stosowany dawniej w kopalniach węgla kamiennego system zabierkowy, został obecnie zarzucony

na rzecz systemów ścianowych z długim frontem. System komorowo-filarowy z upodatnianiem calizny i filarów, stanowiący obecnie podstawowy system eksploatacji w kopalniach miedzi LGOM (Butra 1993), ma wiele wspólnych cech geomechanicznych z systemem ścianowym, i w ogólnych rozważaniach, nie popełniając dużego błędu, można go traktować jako porównywalny.

### 13.1.1 Wpływ systemu kierowania stropem na zagrożenie sejsmiczne.

Wpływ sposobu kierowania stropem na zagrożenie sejsmiczne jest od lat przedmiotem dyskusji i sporów. Nie dysponując żadnymi danymi uzyskanymi na drodze empirycznej, ocena który system eksploatacji jest korzystniejszy, może być dokonana tylko w oparciu o długoletnie doświadczenia i reguły mechaniki skał.

Przede wszystkim należy zwrócić uwagę na fakt, że zagrożenie sejsmiczne występuje głównie w tych kopalniach, które od lat stosują prawie wyłącznie system zawałowy. Jako przykład można podać kopalnie byłego Bytomskiego Zjednoczenia PW, w których prawie wyłącznie stosowano system z zawałem stropu i w których występowało szczególnie duże zagrożenie sejsmiczne.

Przejście przez wiele kopalń z systemu podsadzkowego na bardziej ekonomiczny zawałowy, bardzo powszechne w latach 70-tych sprawiło, ze w niektórych z nich wzrosło zagrożenie sejsmiczne.

Ilość energii potencjalnej $\Delta E_p$ uwalniającej się ze skał wynosi:

$$\Delta E_p = Q \Delta h \qquad (13.3$$

gdzie: Q - siła ciężkości;

$\Delta h$ - różnica wysokości położenia środka ciężkości bloku skalnego przed i po wstrząsie.

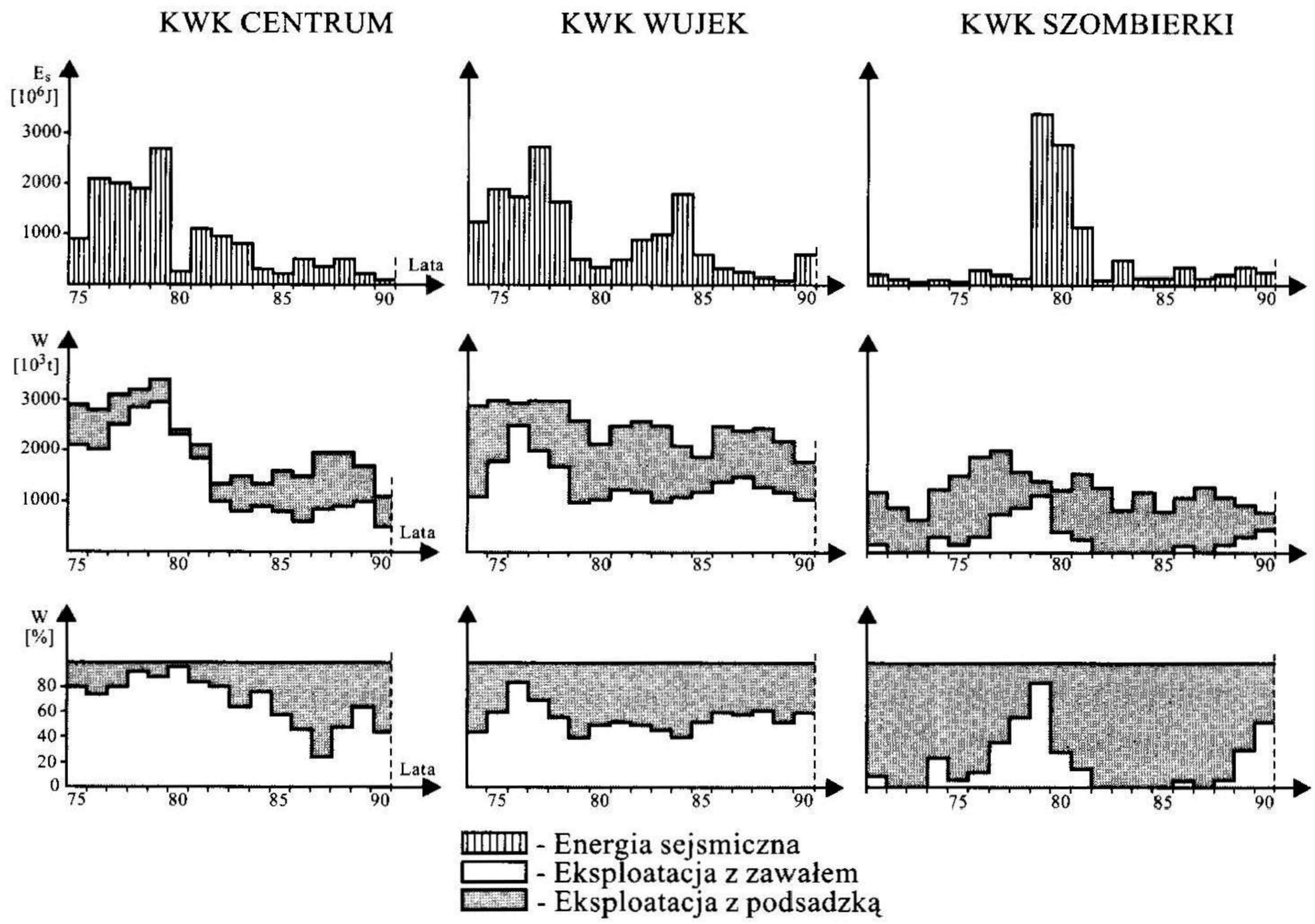
Przy eksploatacji z zawałem obniżenie stropu po wybraniu złoża wynosi 0,7g (g - wysokość frontu), natomiast przy eksploatacji z podsadzką 0,15g. Porównując te wielkości otrzymuje się:

$$\frac{\Delta E_{p_z}}{\Delta E_{p_p}} = \frac{0,7}{0,15} \approx 4,5$$

Oznacza to, że przy eksploatacji tego samego złoża, ilość energii potencjalnej uwalnianej ze skał przy stosowaniu systemu zawałowego jest 4,5-krotnie większa, niż przy eksploatacji z podsadzką.

Na rys. 13.1 przedstawiono porównanie wielkości emisji energii sejsmicznej dla trzech kopalń węgla, prowadzących w analizowanym czasie zarówno eksploatacje zawałową, jak i podsadzkową. W każdym przypadku zwiększenie ilości wydobycia uzyskiwanego z eksploatacji zawałowej powodowało wzrost emisji energii sejsmicznej.

Szczegółowe badania sejsmologiczne wykonane w kopalniach Południowej Afryki w wyrobiskach z podsadzką i w wyrobiskach nie podsadzanych




*Rys. 13.1. Ilości energii sejsmicznej uwolnionej ze skał w zależności od systemu kierowania stropem.*

wykazały, że podsadzony strop jest bardziej stabilny. Jego drgania mają wyższą częstotliwość i są mniej groźne, a czas trwania wstrząsu jest krótszy. Podsadzka powoduje przy tym redukcję maksymalnych prędkości drgań cząstek skał (ppv) oraz maksymalnych wartości ich przyśpieszenia (ppa). W konsekwencji system z podsadzką jest bardziej korzystny (Hemp i Goldbach 1993).

Wzór 13.3 określa ilość energii potencjalnej, jaka uwalnia się ze skał przy przemieszczeniu pionowym $\Delta h$. Jak wynika z bilansu energetycznego wstrząsu, energia sejsmiczna stanowi tylko cząstkę tej energii. Aby ją oszacować wykorzystano zależności tektonofizyczne, na podstawie których określa się energię sejsmiczną trzęsienia ziemi, w zależności od gradientu prędkości pionowych przemieszczeń powierzchni w strefie epicentralnej (Gzowskij 1975). Gradient ten ustalono wykorzystując równania teorii Budryka-Knothego, określające deformacje powierzchni terenu nad eksploatowanym złożem (Goszcz 1988). W rezultacie uzyskano:

$$E_s \approx \text{const}\,\frac{v^2\, a^2\, g^2\, tg^4\beta}{\pi H^4} \qquad (13.4)$$

gdzie:

v - prędkość postępu frontu,

a - współczynnik eksploatacji (dla zawału $a_z = 0{,}7$; dla podsadzki $a_p = 0{,}15$)

g - wysokość frontu,

β - kąt wpływów głównych w teorii Budryka-Knothego,
H- głębokość eksploatacji.

Przy eksploatacji tego samego złoża, w identycznych warunkach geologicznych, na tej samej głębokości, przy jednakowej wysokości oraz prędkości frontu, stosunek energii wstrząsu przy eksploatacji zawałowej do energii sejsmicznej wstrząsu przy eksploatacji podsadzkowej wynosi:

$$\frac{E_{s_z}}{E_{s_p}} = \frac{a_z^2}{a_p^2} = 21{,}2$$

Oznacza to, że przy eksploatacji z zawałem energia wstrząsu jest o rząd wielkości większa, co w znacznym stopniu potwierdza praktyka.

Należy jednak podkreślić, że wzrostu zagrożenia sejsmicznego nie można utożsamiać wprost ze wzrostem zagrożenia tąpaniami, ponieważ na zagrożenie tąpaniami duży wpływ mają również różne czynniki techniczno-organizacyjne.

Ściany zawałowe wyposażone są obecnie w mocne obudowy osłonowe zabezpieczające skutecznie przestrzeń roboczą, podczas gdy w systemie podsadzkowym zabezpieczenie takie przy dostępnych obecnie środkach technicznych nie jest możliwe. Zawsze za linią obudowy pozostaje przestrzeń przygotowywana do podsadzania, zabezpieczona tylko obudową drewnianą.
W porównywalnych warunkach zagrożenie tąpaniami w ścianie podsadzkowej będzie więc większe.

Na skutki wstrząsów najbardziej narażone są wyrobiska korytarzowe. Ze względów technologicznych w systemach podsadzkowych wyrobisk tych jest więcej, niż w zawałowych. Poza tym przy wysokim stopniu zmechanizowania i zautomatyzowania robót górniczych w systemie zawałowym przebywanie załogi w miejscach najbardziej zagrożonych można wydatnie ograniczyć, a nawet okresowo wyeliminować. W systemie podsadzkowym, ze względu na konieczność wykonywania różnych prac niezbędnych dla utrzymania ruchu, osiągnąć tego nie można.

System podsadzkowy wymaga również wykonania chodników wodnych i osadników, które stanowią wyrobiska w wysokim stopniu zagrożone. W systemach zawałowych wyrobisk takich nie ma.

Z podanych wyżej uwag wynika wniosek, że przy systemie zawałowym wprawdzie ilość energii uwalnianej ze skał jest większa, niż przy podsadzkowym, lecz szereg czynników powoduje to, że skutki wstrząsów są mniejsze. Jeżeli w przyszłości, doskonaląc system podsadzkowy, uda się opracować technologię eliminującą jego niedostatki, wówczas dla eksploatacji złóż, w których występuje zagrożenie sejsmiczne, system podsadzkowy będzie korzystniejszy niż zawałowy.

Badania wykonane w kopalniach RPA wykazały, że zagrożenie sejsmiczne wzrasta z konwergencją wyrobisk i, aby je zminimalizować, zaczęto stosować sztywne niepodatne kaszty dla podparcia stropu (Salamon 1983).

### 13.1.2. Wpływ prędkości postępu frontu i jego wysokości na zagrożenie sejsmiczne.

Praktyka dowodzi, że ograniczanie postępu frontu w strefach, w których zagrożenie sejsmiczne jest szczególnie duże, w większości przypadków dało pozytywne rezultaty. Już w 1955r, A. Sałustowicz sformułował wniosek, że w warunkach zagrożenia tąpaniami *„nie należy stosować zbyt szybkiego postępu frontu eksploatacji, a raczej umiarkowany, a nawet powolny"* (Antoni Sałustowicz „Mechanika Górotworu" Wydawnictwa Górniczo-Hutnicze 1955, Katowice str. 234). Należy tu wyjaśnić co mamy rozumieć pod pojęciem „szybki postęp"? Otóż w pierwszej połowie lat pięćdziesiątych technologie górnicze opierały się głównie na pracy fizycznej i jeżeli uzyskiwano postępy frontu większe niż 30 metrów na miesiąc, to uważano je za szybkie!

Wpływ prędkości eksploatacji na zagrożenie sejsmiczne można ocenić na podstawie wzoru 13.4. Zależność pomiędzy zagrożeniem sejsmicznym, a prędkością frontu jest kwadratowa. Oznacza to, że jeżeli prędkość frontu wzrośnie np. dwukrotnie, wówczas ilość energii sejsmicznej uwalnianej ze skał wzrośnie czterokrotnie.

Wzrost zagrożenia sejsmicznego przy wzroście prędkości frontu można także łatwo uzasadnić korzystając z wyników badań własności geomechanicznych skał. Wzrost prędkości frontu jest tożsamy ze wzrostem prędkości odkształcenia skały, co powoduje bardziej „kruchy" charakter zniszczenia oraz wzrost wytrzymałości skały (Filcek 1963, Heard 1963).
Na skutek bardziej kruchego charakteru zniszczenia, zniszczenie to następuje w pobliżu granicy sprężystości skały, przy małych odkształceniach pseudoplastycznych powodujących dyssypację energii sprężystej. Wzrasta przez to wartość składnika $E_k$ (energii kinetycznej) we wzorze 13.1. Natomiast wzrost wytrzymałości skały jest powodem tego, że zniszczenie skały następuje przy większych wartościach naprężeń krytycznych.
W rezultacie obydwa czynniki działają na rzecz wzrostu zagrożenia sejsmicznego.

Zależność 13.4, podobnie zresztą jak większość wzorów uzyskiwanych metodami analitycznymi, jest zależnością bardzo ogólną, umożliwia jednak dokonanie szacunku w jaki sposób prędkość postępu frontu wpływać będzie na wzrost zagrożenia sejsmicznego.

Projektując eksploatację, ze względów ekonomicznych, zazwyczaj dąży się do uzyskania jak największych postępów frontu. Trzeba jednak mieć na uwadze, że jeżeli w kopalni, w której występują zagrożenia sejsmiczne, zastosuje się technologię robót umożliwiającą uzyskiwanie dużych postępów, to może nastąpić odczuwalny wzrost emisji energii sejsmicznej ze skał. Zwiększając trzykrotnie prędkość frontu, należy się liczyć z możliwością występowania wstrząsów o energii większej nawet o rząd wielkości.

Zależność pomiędzy zagrożeniem sejsmicznym, a wysokością frontu, jest taka sama, jak pomiędzy tym zagrożeniem, a prędkością i jest również kwadratowa. Zależność taką określił już w 1964 roku Neyman. Podobne wnioski

podane są również w innych pracach (np. Gerlach 1991).

Szczegółowe badania w KWK Bobrek-Miechowice, w których analizowano emisję energii sejsmicznej z górotworu podczas prowadzenia ścian o różnej wysokości, wykazały, że przy prowadzeniu ścian o wysokości około 3,8m uwalnia się około czterokrotnie więcej energii sejsmicznej, niż podczas prowadzenia ścian o wysokości 2m (Malesza i inni 1997). Rezultaty tej analizy są całkowicie zgodne z obliczeniami uzyskanymi na podstawie wzoru 13.4.

Uogólniając nabyte doświadczenia oraz wnioski wynikające z wykonanych badań należy zdecydowanie podkreślić, że zmniejszenie wysokości frontu ogranicza w istotny sposób zagrożenie tąpaniami. Jest to zresztą oczywiste, gdyż ograniczenie wysokości frontu zmniejsza czynnik $\Delta h$ w równaniu 13.3, co powoduje zmniejszenie się energii potencjalnej uwalnianej ze skał. Dla modelu poślizgowego (patrz rozdz. 11.2), ograniczenie wysokości frontu zmniejsza rozwarstwienia w stropie eksploatowanego złoża, co jest równoznaczne z ograniczaniem amplitudy poślizgu powodującego wstrząs.

### 13.1.3. Wpływ długości frontu na zagrożenie sejsmiczne.

Długość frontu eksploatacji może mieć różny wpływ na stan zagrożenia. Decyduje o tym szereg czynników, uzależnionych od lokalnych warunków geologiczno-górniczych.

Eksploatując złoże w warunkach zagrożenia sejsmicznego, dąży się do uzyskania długiego, prostoliniowego frontu. Wydłużając front, z przyczyn technicznych powoduje się ograniczenie jego postępu, przez co zgodnie z uwagami zawartymi w rozdz. 13.1.2, ogranicza się zagrożenie sejsmiczne. Nie bez znaczenia również jest to, że wydłużając front, zmniejsza się liczbę przygotowawczych wyrobisk korytarzowych, które są najbardziej narażone na skutki wstrząsów.

W rzeczywistości jednak, zagadnienie to jest bardziej skomplikowane, niż się pozornie wydaje. Szereg tąpnięć wystąpiło podczas drążenia wyrobisk przygotowawczych, gdzie długością frontu jest praktycznie szerokość wyrobiska korytarzowego. Z drugiej strony, w wielu przypadkach, wydłużając ściany nie stwierdzano wzrostu zagrożenia. W kopalniach miedzi LGOM, na drodze doświadczalnej, ustala się optymalną długość frontu, przy której wybieranie złoża jest najbezpieczniejsze.

Fakty powyższe wskazują, że nie ma prostej zależności pomiędzy długością frontu, a zagrożeniem sejsmicznym.

Stosowanie długich frontów nie budzi wątpliwości gdy eksploatuje się złoże zagrożone tąpaniami naprężeniowymi. Jeżeli jednak, zagrożenie związane jest z występowaniem tąpań powodowanych utratą stateczności, wówczas należy uwzględnić, że front będzie się musiał przemieszczać pod występującymi w stropie strefami niestabilnymi, których może być kilka. Jak wykazuje praktyka, strefy niestabilne tworzą się w sąsiedztwie krawędzi, zrobów, resztek, uskoków, itp. Szczególnie duże zagrożenie występuje wówczas, gdy front usytuowany jest równolegle do większego wymiaru takiej strefy (np.

równolegle do krawędzi, granicy zrobów itp). W takich przypadkach często stosuje się skosowanie frontu, co w większości przypadków ogranicza zagrożenie. Traktując skosowanie frontu jako w pewnym sensie jego skrócenie, należałoby oczekiwać, że eksploatując złoża zagrożone tąpaniami powodowanymi utratą stateczności, celowe jest ograniczanie długości frontu.

Zazwyczaj, wstrząs spowodowany jest naruszeniem równowagi w strefie niestabilnej, przy czym najczęściej, czynnikiem naruszającym tę równowagę jest zbliżająca się do tej strefy eksploatacja górnicza. Przy długim froncie prawdopodobieństwo naruszenia równowagi jest większe, ponieważ większy obszar górotworu znajduje się w zasięgu jego wpływów. Może się wówczas zdarzyć, że w zasięgu wpływu tego frontu znajdzie się nawet kilka stref niestabilnych i wtedy stan zagrożenia będzie się utrzymywał dłużej, niż na froncie krótszym. Co gorzej, naruszenie równowagi w jednej strefie może na zasadzie reakcji domina wywołać wstrząsy w pozostałych, ze skutkami w różnych miejscach na linii frontu. Poza tym, w porównywalnych warunkach geologiczno-górniczych, gdy wstrząs spowoduje zawały i obwały, akcja ratownicza w ścianie długiej jest znacznie trudniejsza, niż w ścianie krótkiej.

Z powyższych uwag wynika, że wzrost długości frontu z jednej strony korzystnie wpływa na stan zagrożenia, a z drugiej niekorzystnie. Ostateczny rezultat zależy od lokalnych warunków. Na przykład, gdy ściana przechodzić będzie pod kilkoma krawędziami, bezpieczniej jest ją podzielić tak, aby front każdej z wydzielonych ścian przechodził tylko pod jedną krawędzią. Wówczas łatwiej jest przestrzegać ustalonych zasad bezpiecznego jej prowadzenia oraz zapewnić niezbędne środki zapobiegające zagrożeniu. Jeżeli natomiast na wybiegu frontu znajduje się tylko jedno źródło zagrożenia (np. uskok usytuowany poprzecznie do linii frontu), wówczas wydłużenie frontu nie spowoduje wzrostu zagrożenia ze strony tego uskoku, a spowolnienie postępu frontu, nieuniknione przy tym wydłużaniu w ostatecznym rozrachunku spowoduje, że eksploatacja będzie bardziej bezpieczna.

Długość frontu winna być ustalana już w fazie projektowania rozcięcia danej parceli złoża, z uwzględnieniem lokalnych warunków geologiczno-górniczych, przy czym projektując eksploatację zawsze należy mieć na uwadze to, że zmniejszenie prędkości postępu frontu oraz ograniczenie jego wysokości zmniejsza zagrożenie sejsmiczne.

## 13.2. Wpływ krawędzi i resztek.

Długoletnie doświadczenia praktyczne oraz badania naukowe dowodzą, że zagrożenie sejsmiczne wyraźnie wzrasta, gdy roboty górnicze prowadzone są w sąsiedztwie krawędzi eksploatacji zatrzymanej (krawędzi eksploatacyjnych) i resztek.

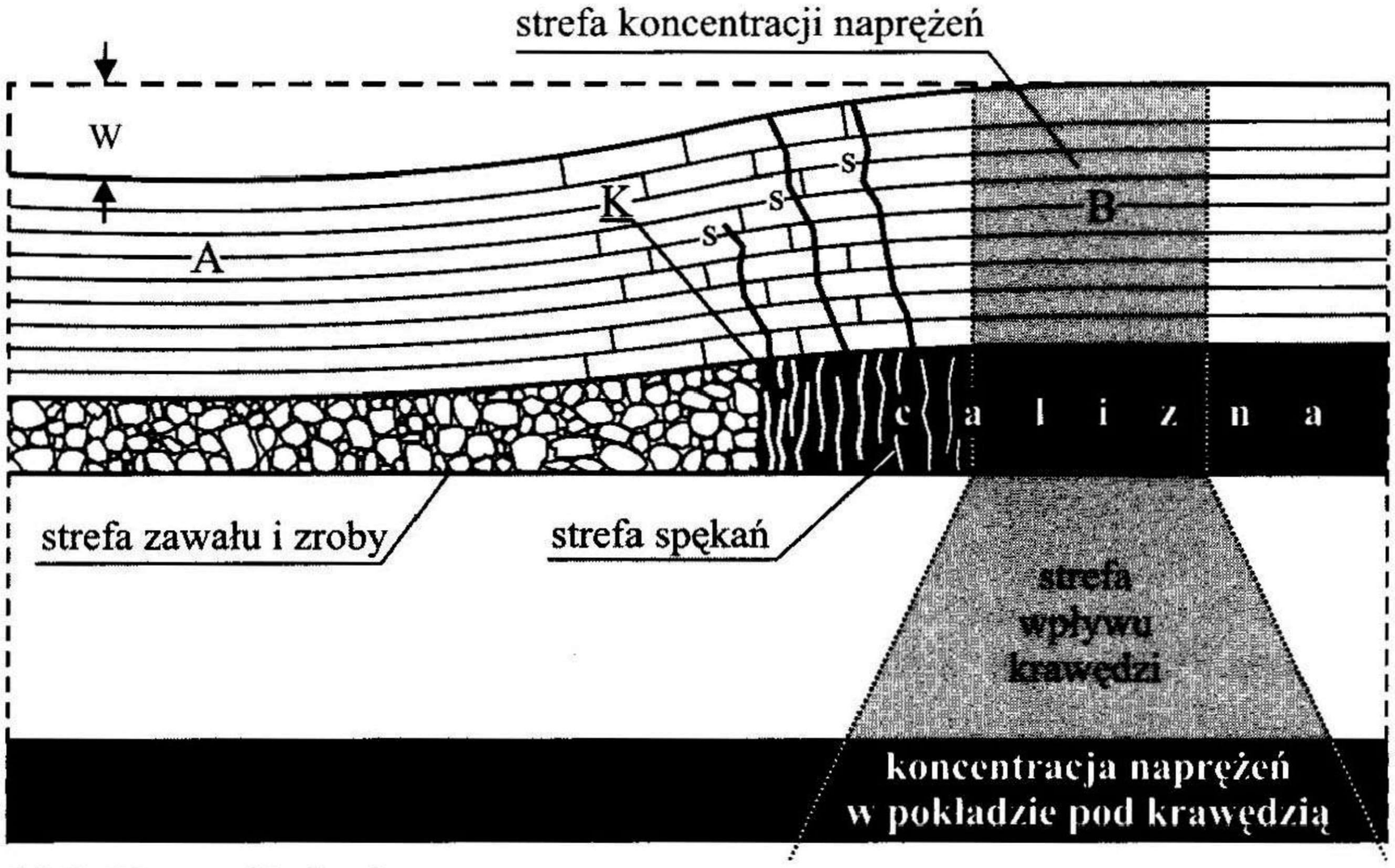
### 13.2.1. Wpływ krawędzi.

Jak wykazują statystyki, większość tąpań w kopalniach węgla i miedzi wystą-

piło podczas prowadzenia robót w sąsiedztwie krawędzi eksploatacji zatrzymanej (krawędzi eksploatacyjnej), to jest linii ograniczającej obszar wyeksploatowany (zroby).

Krawędź jest linią rozgraniczającą dwa ośrodki różniące się własnościami geomechanicznymi, o wyraźnie innej podatności na odkształcenia. Występuje wzdłuż niej ostry gradient przemieszczeń pionowych skał stropowych (rys. 13.2)

W obszarze A skały stropowe osiadają na zrobach obniżając się o wartość „w", zależną głównie od systemu eksploatacji i grubości wybranego złoża, natomiast nad calizną, w obszarze B znajdującym się w odległości kilku (lub




*Rys. 13.2. Krawędź eksploatacyjna.*

rzadziej kilkunastu) metrów od krawędzi, przemieszczenie pionowe praktycznie wynosi zero. Obniżające się warstwy stropu z obszaru A, wywierają największe naciski na pas calizny o stosunkowo niewielkiej szerokości, przyległy do krawędzi K. Na dużych głębokościach, gdzie występują już duże naprężenia, przy krawędzi K powstaje strefa spękań, której szerokość zależy od relacji pomiędzy naprężeniami, a wytrzymałością skał. Przylega do niej, od strony calizny, strefa koncentracji naprężeń spowodowanych obciążeniem nie tylko przez skały z obszaru B, ale również dodatkowo, na skutek przejęcia obciążeń pochodzących od zawisających nad zrobami, niepodpartych w dostateczny sposób skał z obszaru A. Gdy w stropie nad krawędzią występują warstwy sztywne i mocne, o niewielkiej odkształcalności, duży gradient przemieszczeń powoduje powstanie w nich stromych spękań S.

Powstaje wówczas stan szczególnie niebezpieczny, gdyż źródło zagrożenia stanowi nie tylko strefa koncentracji naprężeń w caliźnie, ale również tworząca się w stropie wzdłuż krawędzi strefa niestabilna. Roboty górnicze prowadzone w sąsiedztwie krawędzi zagrożone są więc zarówno skutkami wstrząsów typu naprężeniowego oraz skutkami wstrząsów stropowych spo-

wodowanych utratą stateczności układu (zwłaszcza wstrząsy z mechanizmem poślizgowym).

Każdą krawędź w kopalni zagrożonej tąpaniami należy traktować jako źródło zagrożenia. W kopalniach węgla kamiennego krawędź stanowi zagrożenie zarówno dla robót górniczych prowadzonych w jej sąsiedztwie w tym samym pokładzie, jak i dla robót prowadzonych w pokładach sąsiednich, nad i pod strefą oddziaływania krawędzi. W kopalniach miedzi krawędź stanowi zagrożenia dla robót prowadzonych w złożu w jej sąsiedztwie.

Zasięg wpływu krawędzi można obliczyć wykorzystując metody analityczne (np. Gil i Czypionka 1973) lub wyznaczyć ją na podstawie wyników badań geofizycznych (np. Dubiński 1989).

W sensie geomechanicznym, krawędź jest granicą pomiędzy dwoma ośrodkami różniącymi się przede wszystkim podatnością na odkształcenia. Z definicji tej wynika, że także granicę pomiędzy eksploatacją zawałową i podsadzkową należy również traktować jako krawędź. W latach 70-tych krawędzie takie były przyczyną licznych wstrząsów i tąpań w KWK Centrum-Szombierki (ówczesna nazwa KWK Dymitrow), w której dla eksploatacji pokładu 507 zastosowano specjalny (?!) system eksploatacji, polegający na wybieraniu pokładu podłużnymi, równoległymi ścianami, z których nieparzyste (1, 3, 5) były ścianami zawałowymi, a parzyste (2 i 4) podsadzkowymi.

Należy zwrócić uwagę na to, że granica pomiędzy eksploatacją zawałową i podsadzkową nie jest dostatecznie eksponowana na mapach górniczych jako krawędź i aby ustalić jej przebieg należy te mapy dokładnie przeanalizować.

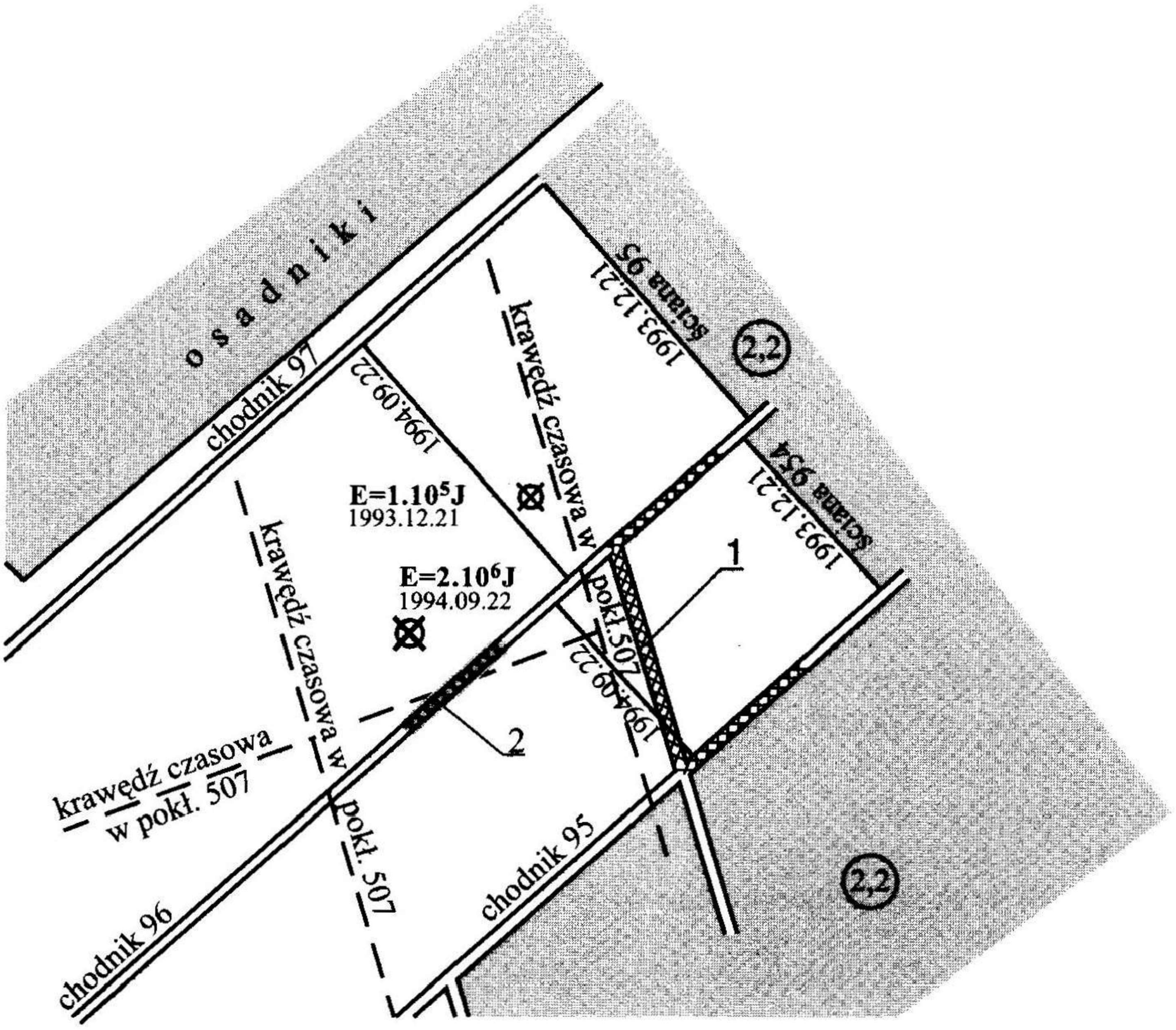
Dotyczy to również tzw. krawędzi czasowych, którym ostatnio poświęca się coraz więcej uwagi (patrz rys. 9.9).

Krawędź czasowa eksploatacji jest granicą obszaru wyeksploatowanego, istniejącą tylko do czasu wybrania przylegającego do niej złoża. Późniejsza eksploatacja pozornie likwiduje tę krawędź, niemniej, ponieważ istniała ona przez pewien czas, to mogła spowodować powstanie stref niestabilnych w jej otoczeniu.

Krawędzie czasowe rzadko oznaczane są na mapach górniczych i często nie zwraca się na nie uwagi. Praktyka wykazuje jednak, że podczas prowadzenia eksploatacji w ich sąsiedztwie należy się liczyć z wyraźnym wzrostem zagrożenia sejsmicznego. Usytuowanie krawędzi czasowych w pokładzie 507, pokazano na mapie górniczej pokładu 509, zalegającego głębiej o około 20m (rys. 13.3). Krawędzie te, których usytuowanie na mapie pokładu 507 podano również na rys. 9.9, spowodowały dwa silne tąpnięcia podczas prowadzenia eksploatacji pokładu 509 (rys. 13.3).

Występowanie krawędzi nie tylko w sposób bezpośredni, lecz również pośredni wpływać może na stan zagrożenia tąpaniami. Krawędź stanowi stosunkowo wąską, stromą strefę zniszczenia skał stropowych. Może się w niej również znajdować pokład węgla, który musi zostać zniszczony tworząc wąską, kilkunastometrową strefę węgla spękanego i rozkruszonego.

Jeżeli wyrobisko górnicze znajdować się będzie w takiej strefie, wów-




1 - skutki wstrząsu w dniu 21.12.1993
2 - skutki wstrząsu w dniu 22.09.1994

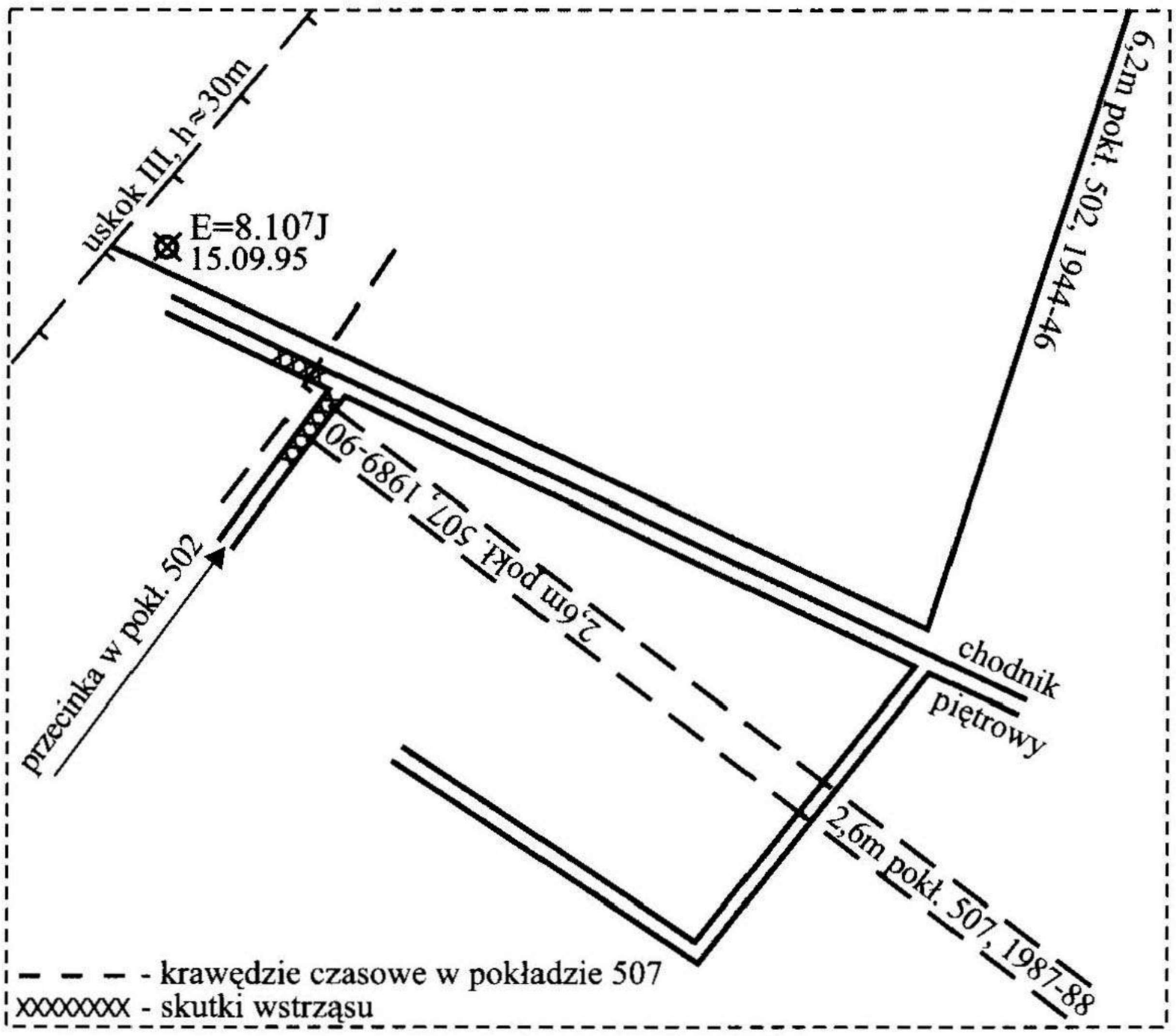
*Rys. 13.3. Tąpnięcia w pokładzie 509 pod krawędziami czasowymi w pokładzie 507.*

czas nawet odległy wstrząs górniczy może spowodować wyrzucenie do niego rozkruszonego i spękanego wcześniej węgla. Zjawisko takie, wystąpiło prawdopodobnie w KWK Nowy Wirek podczas tąpnięcia w dniu 15 września 1995, kiedy największe skutki wstrząsu wystąpiły w przecince ściany 2A, w pokładzie 502 nad krawędzią w pokładzie 507 (rys. 13.4).

Z podanych wyżej uwag wynika, że występowanie krawędzi ma bardzo duży wpływ na zagrożenie sejsmiczne. Wynika stąd prosty wniosek, że im mniej krawędzi, tym mniejsze zagrożenie tąpaniami. Oczywiste jest, że całkowite wyeliminowanie krawędzi w praktyce nie jest możliwe, niemniej należy tak projektować eksploatację, aby było ich najmniej i aby znajdowały się one w miejscach, gdzie ich występowanie nie powoduje zagrożenia dla eksploatacji sąsiednich pokładów.

### 13.2.2. Wpływ resztek.

Podczas prowadzenia eksploatacji nieuniknione jest pozostawienie resztek złoża. Są to niewybrane, zazwyczaj nieregularne jego fragmenty otoczone zrobami, których eksploatacja jest niemożliwa bądź technicznie bardzo trudna. Mogą




*Rys. 13.4. Tapnięcie w KWK Nowy Wirek w dn 15.09.1995.*

to być niewybrane we właściwym czasie różnego rodzaju filary (filary oporowe, graniczne, bezpieczeństwa, ochronne), niewielkie parcele, których wybranie uniemożliwiły przyczyny losowe (pożar, zawał, wdarcie się wody), pasy złoża pozostawione dla ochrony dróg transportowych itp.

Od dawna już wiadomo, że pozostawione resztki stają się miejscem koncentracji naprężeń, w zdecydowanie niekorzystny sposób wpływając na stan zagrożenia tąpaniami. Zagrożenie to, występuje nie tylko podczas wybierania pozostawionej resztki. Resztka taka, stanowi również zagrożenie dla robót górniczych prowadzonych w zasięgu jej oddziaływania, a koncentracja naprężeń nie ogranicza się tylko do pokładu, lecz również obejmuje warstwy górotworu znajdujące się nad nią i pod nią.

Problematyce oddziaływania resztek poświęcono wiele prac analitycznych i doświadczalnych (Sałustowicz 1955, Chudek 1968, Gil i inni 1978, Dubiński 1989). Wykorzystując te prace opracowano wzory i nomogramy z których określa się zasięg wpływu oddziaływania resztki i wyznacza strefy zagrożone.

Rozkład naprężeń w resztce i jej bezpośrednim otoczeniu w sposób przejrzysty podał Sałustowicz, wykorzystując równania teorii fali ciśnień (Sałustowicz 1955). Na rys. 13.5 górny wykres przedstawia jakościowe zmiany naprężeń w pokładzie.

Jeżeli resztka posiada odpowiednio dużą szerokość 2L, wówczas na jej obrzeżach w odległości $x_m$ od krawędzi $K_1$ i $K_2$ występują dwa obszary maksy-

malnych naprężeń. W miarę zmniejszania się resztki, na jej obrzeżach następuje superpozycja naprężeń, które w ekstremalnej sytuacji, gdy $2L = 2x_m$ sumują się, osiągając bardzo duże wartości. Zjawisko to obserwuje się przy wybieraniu resztki.

Wytrzymałość resztki zależy od ilorazu szerokości resztki przez jej wysokość. Zależność tę badano na próbkach skał oraz wykonując odpowiednie pomiary w kopalniach. Na podstawie badań Bieniawski podał dla węgla następującą empiryczną zależność (Bieniawski 1968):

$$\bar{\sigma} = 28 + 15{,}3\frac{L}{h} \tag{13.5}$$

Oznacza to, że jeżeli naprężenia w resztce będą większe niż obliczone ze wzoru, wówczas może nastąpić jej rozgniecenie, które, przy odpowiednio niekorzystnych warunkach staje się tąpnięciem naprężeniowym. Ponieważ na grubość złoża nie ma się wpływu, eksploatację należy prowadzić tak, aby nie zmniejszać szerokości resztki L i należy to traktować jako regułę, od której odstępuje się tylko w wyjątkowych okolicznościach.

Szczególnie niebezpieczne jest wykonywanie wewnątrz resztki wyrobisk korytarzowych zmniejszających jej wymiary. Wykonanie wewnątrz resztki z pozoru nieistotnego chodnika o małym przekroju może mieć groźne następstwa, powodując gwałtowny i niespodziewany jej rozpad (patrz rozdz. 11.1).

W dolnej części rysunku 13.5 przedstawiono schematycznie zasięg wpływu oddziaływania resztki na zalegające pod nią skały. Na skały nadległe resztka działa w podobny sposób.

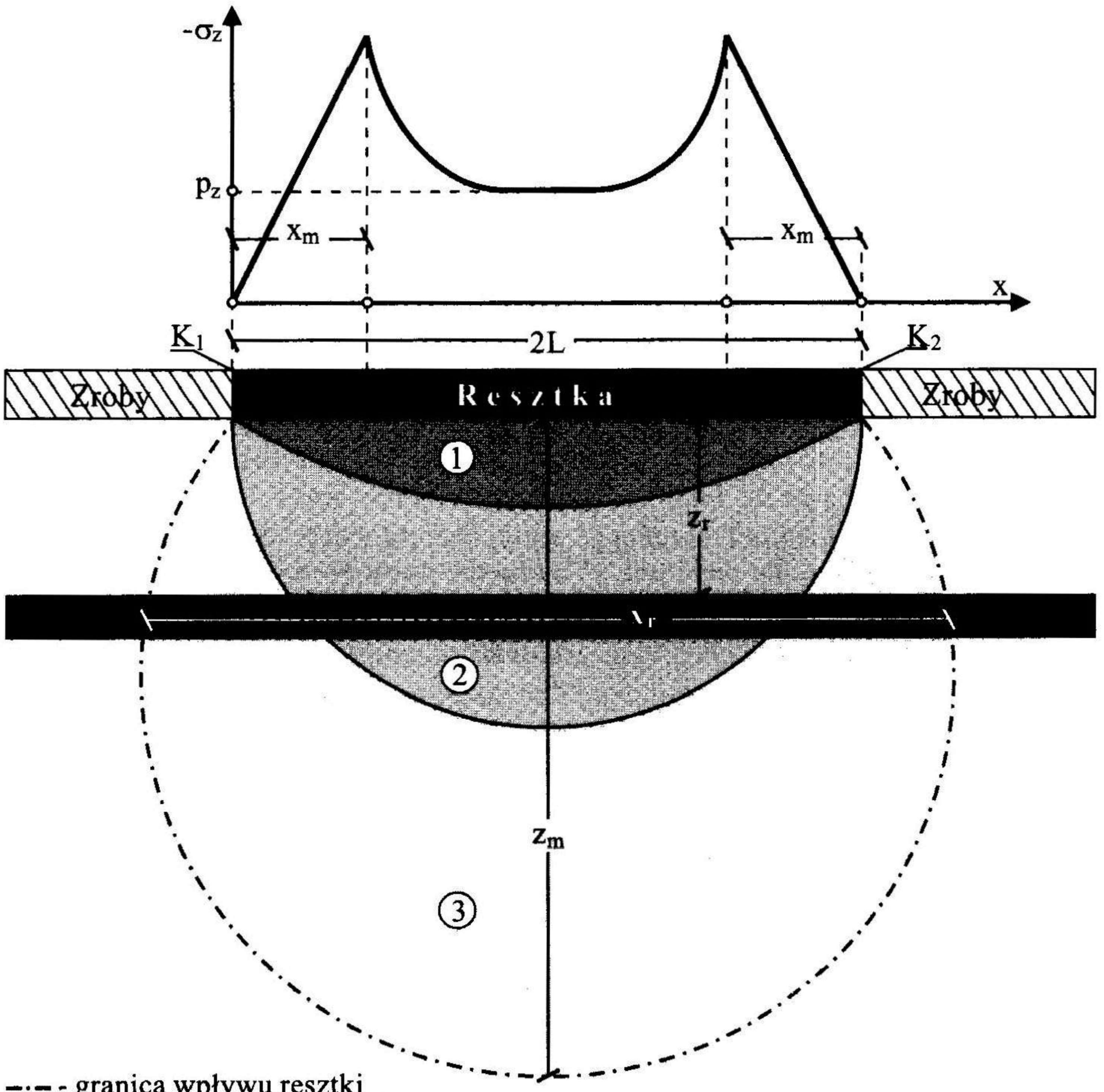
Obliczenia analityczne wykazały, że w otoczeniu resztki na odpowiednio dużej głębokości można wyróżnić trzy strefy. W spągu i w stropie resztki występuje obszar naprężeń zbliżony do hydrostatycznego, a skały znajdują się w stanie pseudoplastycznym. W strefie 2 wytężenie materiału skalnego jest największe: jest to strefa, w której dominuje kruchy charakter zniszczenia. Strefa 3 to strefa już mniejszych naprężeń, lecz większych od litostatycznych. Zewnętrzna jej granica to granica oddziaływania resztki.

Głębokość, do jakiej występuje wpływ resztki, można obliczyć wykorzystując wzór (Sałustowicz 1955):

$$z_r = \frac{4L\sigma_z}{\pi p_z} \tag{13.6}$$

gdzie: $z_r$ - zasięg pionowy oddziaływania resztki;
$2L$ - szerokość resztki;
$\sigma_z$ - naprężenia w resztce;
$p_z$ - składowa pionowa naprężenia litostatycznego.

Obszar wpływu resztki stanowi mniej lub bardziej nieregularną formę bryły, wewnątrz której występują podwyższone naprężenia. Zasięg poziomy oddziaływania resztki $x_r$ zależy od odległości pionowej $z_r$. Obliczyć go można ze wzorów lub wyznaczyć na podstawie odpowiednich pomiarów. Najczęściej do tego celu stosowane są metody sejsmiczne: profilowanie, to jest pomiar




*Rys. 13.5. Oddziaływanie pozostawionej resztki.*

wzdłuż wyrobiska korytarzowego wykonanego pod lub nad resztką, bądź prześwietlanie (Dubiński 1989).

## 13.3. Wpływ zrobów i wyrobisk.

Analizując wpływ resztek i krawędzi, podkreślono występowanie stref podwyższonych naprężeń w otoczeniu linii zatrzymania frontu powstających na skutek różnej podatności skał i zrobów na odkształcenia.

W praktyce granica zrobów jest krawędzią eksploatacyjną. Wyróżnienie dwóch różnych sytuacji górniczych, to jest zbliżania się do krawędzi i zbliżania się do zrobów, ma o tyle uzasadnienie, że gdy mówi się lub pisze o krawędzi, ma się często na uwadze granicę eksploatacji w pokładzie wyższym,

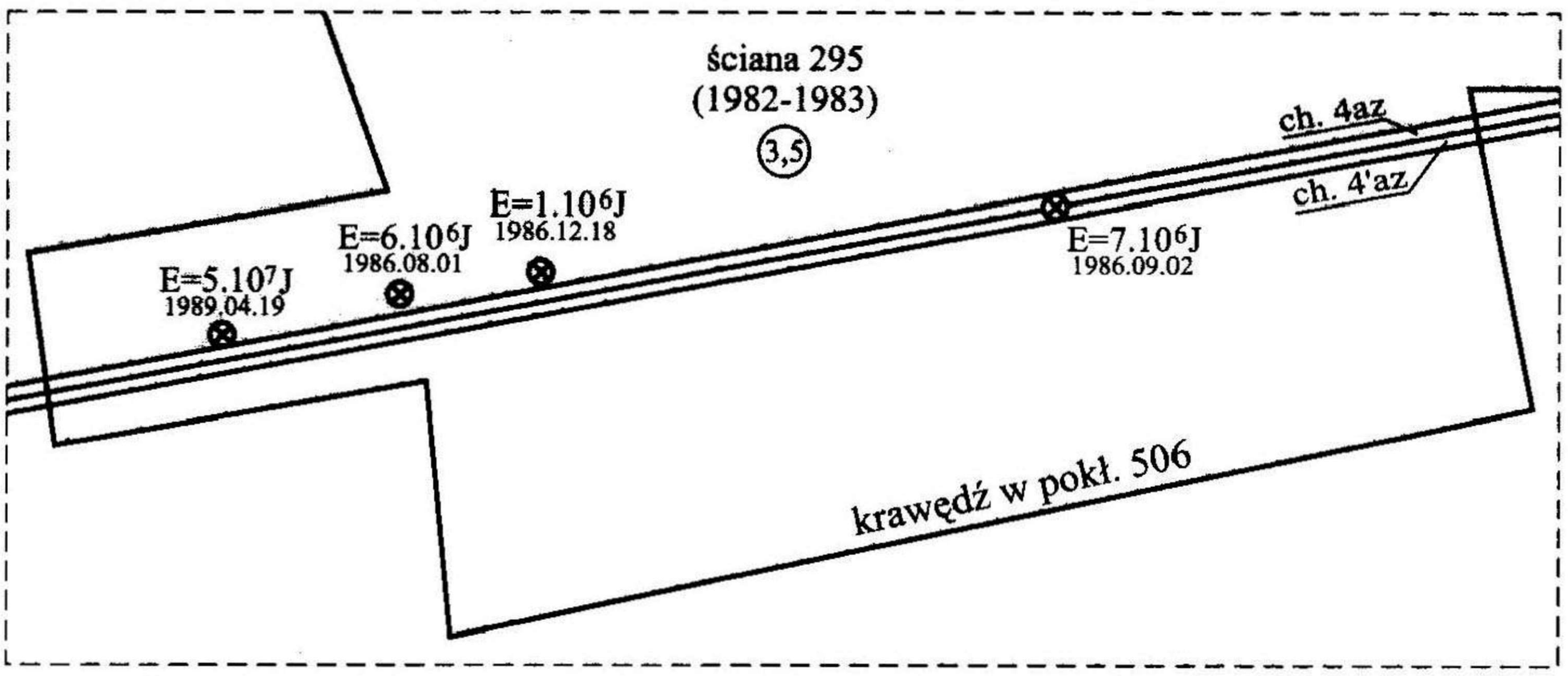
bądź niższym w stosunku do eksploatowanego. Natomiast jeżeli mówi się lub pisze o zbliżaniu się do zrobów, ma się na uwadze dochodzenie przodkami robót górniczych do wyeksploatowanej już wcześniej części tego samego pokładu (złoża), w którym aktualnie prowadzi się te roboty.

Jeżeli front eksploatacyjny zbliży się odpowiednio blisko do linii zrobów, wówczas zaczynają lawinowo narastać przejawy wysokich naprężeń w postaci wyciskania spągu, odprężenia ociosów (bujny węgiel w kopalniach węgla), wysoka aktywność sejsmoakustyczna. Pojawiają się także początkowo słabe, a później silniejsze wstrząsy. W praktyce jako bardzo niebezpieczną traktuje się odległość od zrobów mniejszą od 60m.

Zagrożenie sejsmiczne przy dochodzeniu do zrobów związane jest z możliwością wystąpienia tąpnięcia naprężeniowego w postaci nagłego rozkruszenia calizny pomiędzy zbliżającym się przodkiem, a linią zrobów lub z utratą stateczności układu i sprowokowaniem poślizgu bloków skalnych po spękaniach wzdłuż linii zrobów, jak na rys. 11.9.

Strefę przylegającą bezpośrednio do zrobów traktuje się zawsze jako szczególnie niebezpieczną, o wysokim stopniu zagrożenia tąpaniami.
Na rys. 13.6 podano lokalizację serii tąpnięć, jakie wystąpiły w kopalni Zabrze-Bielszowice podczas prowadzenia wyrobiska korytarzowego wzdłuż zrobów.

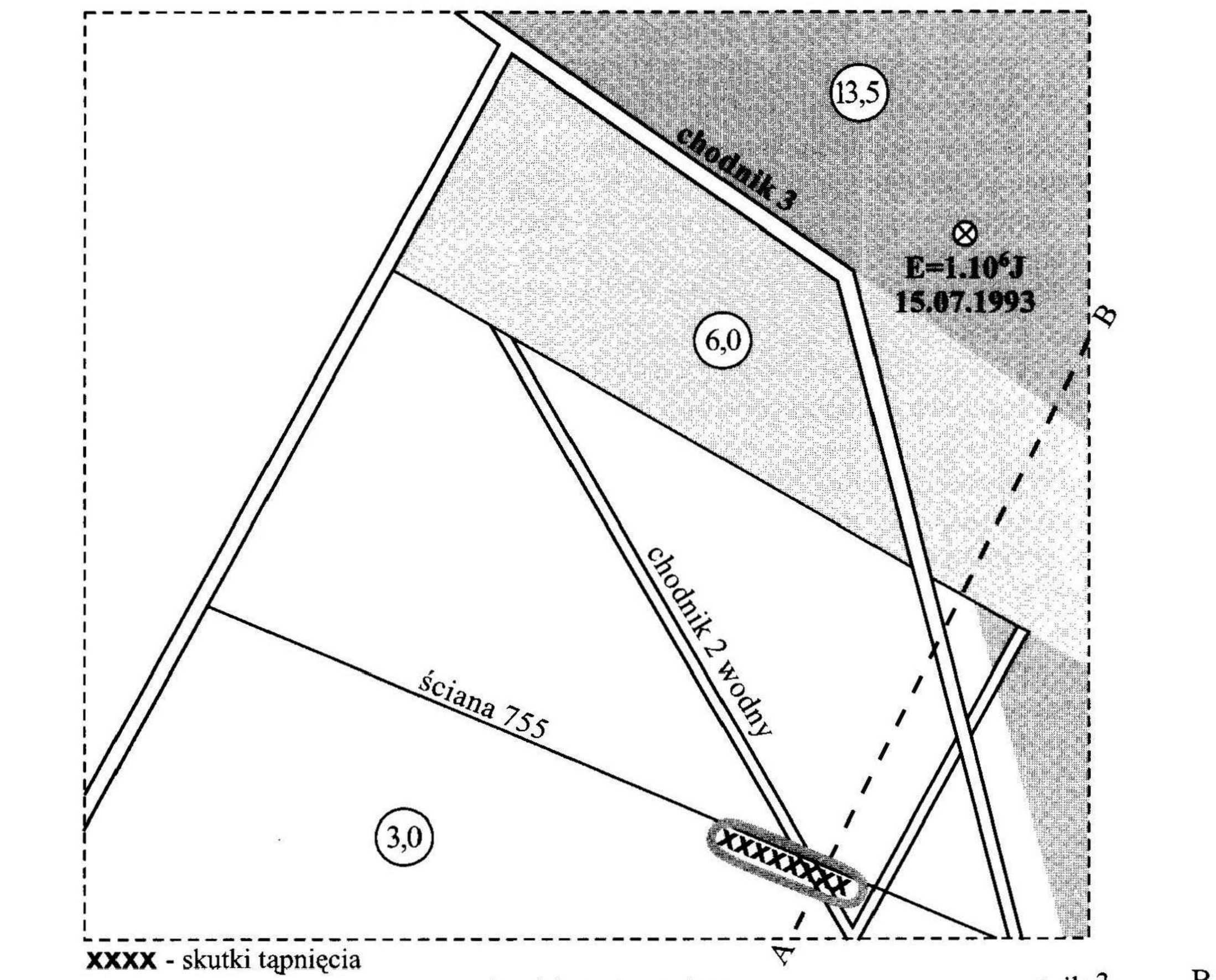
Wpływ wyrobisk korytarzowych polega w znacznej mierze na występowaniu strefy spękań i strefy koncentracji naprężeń w ociosach wyrobisk. Przed przemieszczającym się frontem eksploatacyjnym występuje również strefa naprężeń i gdy zbliży się ona do wyrobiska korytarzowego, wówczas nastąpi sumowanie się naprężeń. Następuje wówczas przekroczenie wytrzymałości części złoża pomiędzy linią frontu, a wyrobiskiem, powodując tąpnięcie naprężeniowe, którego skutki najczęściej występują w wyrobisku korytarzowym. Dlatego też, wyrobiska znajdujące się przed zbliżającym się do nich frontem, należy wcześniej zlikwidować przez podsadzenie, a jeżeli utrzymywanie ta-




*Rys. 13.6. Tąpnięcia w KWK. Zabrze-Bielszowice podczas prowadzenia chodnika wzdłuż granicy zrobów.*

kiego wyrobiska jest niezbędne ze względów technologicznych, należy je wyłączyć z ruchu na czas dochodzenia frontu.

Przy zbliżaniu się do wyrobiska, znajdującego się przed linią frontu wskazane jest dochodzenie do tego wyrobiska w taki sposób, aby kąt pomiędzy nim, a linią frontu był możliwie duży, zbliżony do prostego. Przy takim usytuowaniu, sumowanie się naprężeń występować będzie wprawdzie przez dłuższy czas, lecz na znacznie mniejszym obszarze.




*Rys. 13.7. Tąpnięcie w dniu 15.07.93 w KWK Porąbka Klimontów.*

W wielu kopalniach, zwłaszcza stosujących systemy eksploatacji z podsadzką hydrauliczną, występują partie osadnikowe które, jak wykazały doświadczenia, są miejscem szczególnego zagrożenia tąpaniami. Są to parcele, w których wykonywane są chodniki wodne i osadniki dla oczyszczania wód popodsadzkowych. Osadniki takie, które ze względu na duży przekrój można traktować jako wyrobiska komorowe, zazwyczaj tworzą tzw. baterie, to jest system równoległych wyrobisk. Zagrożenie w partiach osadnikowych związane jest z możliwością występowania tąpnięć naprężeniowych, powodowanych nagłym rozgnieceniem pasów złoża pomiędzy osadnikami oraz naruszeniem stateczności układu w skałach w otoczeniu osadników.

Ten drugi przypadek dotyczy sytuacji, w której nacisk wywierany na pozostawione pomiędzy osadnikami resztki, spowoduje ich powolną quasi-plastyczną deformację. Partię osadnikową w pewnym sensie należy wówczas traktować jako parcelę wybraną „na pasy". W jej otoczeniu występują wówczas obszary koncentracji naprężeń, spękania i ciągłe deformacje skał stropowych.

W stanie granicznym rozgniecenie pasa węgla, zapoczątkowane w miejscu największego wytężenia, może objąć całą osłabioną wyrobiskami parcelę.

Prowadząc eksploatację w pokładzie grubym należy zwracać uwagę na wykonane w nim wcześniej wyrobiska korytarzowe. Dla odprężenia pokładu grubego zazwyczaj w pierwszej kolejności wybiera się warstwę podstropową. Często jednak w pokładzie takim znajdują się wyrobiska korytarzowe wykonane wcześniej dla różnych celów (wentylacja, odwadnianie). Wyrobiska takie stwarzają niejako „podwójne" zagrożenie: ze względu na koncentrację naprężeń oraz ze względu na występowanie otaczających je stref spękań. Na rys. 13.7 przedstawiono tąpnięcie, jakie wystąpiło przy eksploatacji warstwy przystropowej pokładu 510.

Gdy front ściany znajdował się nad wykonanym kilkadziesiąt lat wcześniej chodnikiem wodnym, wystąpił wstrząs powodujący tąpnięcie w ścianie. Skutki tego tąpnięcia wystąpiły prawie wyłącznie na odcinku frontu ściany znajdującego się nad chodnikiem.

## 13.4. Wzajemne oddziaływanie jednoczesnej eksploatacji pokładów i odprężanie pokładu.

Zasięg wpływu oddziaływania eksploatacji jest teoretycznie nieskończony. W praktyce jednak oddziaływanie to obejmuje pewną objętość górotworu. Jeżeli wewnątrz niej prowadzona jest eksploatacja innego pokładu, wówczas następuje sumowanie się naprężeń otaczających fronty eksploatacyjne i powstaje nowy, zupełnie inny stan naprężeń. Te nowe warunki naprężeniowe mogą działać zarówno na rzecz zwiększenia zagrożenia tąpaniami, jak i zmniejszenia.

W pierwszym przypadku, pojawienie się nowego stanu naprężeń może spowodować przekroczenie wytrzymałości progowej skały. W pokładzie węgla nastąpi wówczas gwałtowny rozpad jego części nadmiernie obciążonej, połączony z wyrzutem odspojonych brył do wyrobiska. Będzie to więc typo-

we tąpnięcie naprężeniowe.
Nowe warunki naprężeniowe mogą również (co jest najbardziej prawdopodobne) spowodować niekontrolowane przemieszczania się skał stropowych w sąsiedztwie czynnych wyrobisk i sprowokować tąpnięcie stropowe z mechanizmem poślizgowym.

Dobierając odpowiednio ustępliwość (tj. odległość pomiędzy frontami) można w istotny sposób ograniczyć zagrożenie tąpaniami pokładowymi. W otoczeniu linii frontu występuje zawsze określony stan naprężeń, w którym można wyróżnić strefę podwyższonych naprężeń oraz strefy, gdzie te naprężenia są mniejsze od litostatycznych. Jeżeli dobierze się odpowiednią ustępliwość frontów, to wówczas front pierwszego pokładu, wyprzedzającego, prowadzony będzie w warunkach wynikających z naturalnych warunków geologicznych, natomiast front drugiego pokładu prowadzony będzie w warunkach od nich korzystniejszych.

## 13.5. Wpływ koncentracji wydobycia.

Z wykresów na rysunku 13.1 wynika, że zwiększenie wydobycia powoduje wzrost ilości energii uwalnianej ze skał. W praktyce potwierdza to od lat intuicyjnie wyczuwaną zależność zagrożenia sejsmicznego od koncentracji produkcji. Okazuje się przy tym, że jeżeli wskaźnik natężenia wydobycia przekroczy pewną wartość, wówczas następuje szybki wzrost zagrożenia. Podejmowane próby ustalenia przybliżonych zależności dały jak dotąd ograniczone rezultaty, lecz umożliwiły określenie wpływu niektórych parametrów decydujących o tej koncentracji (Cook i inni 1966, Ryder 1988, Biliński 1981, Goszcz 1988, Gerlach 1991).

Koncentracja wydobycia, to jest ilość kopaliny wydobytej z jednostki powierzchni złoża, ma niewątpliwy wpływ na zagrożenie sejsmiczne. W kopalniach, w których znaczna część złoża została już wyeksploatowana i z konieczności wyrobiska ścianowe znajdują się blisko siebie na małej powierzchni (np. kopalnie Centrum-Szombierki, Wujek, Kleofas i inne), eksploatacja generuje wstrząsy górotworu. Można to porównać do eksploatacji resztek w skali makro.

Przy prowadzeniu eksploatacji w takich warunkach, szczególnego znaczenia nabiera koordynacja robót. Najogólniej polega ona na takim rozplanowaniu poszczególnych wyrobisk, aby znajdowały się one poza wpływami sąsiednich. Działanie takie zwane dekoncentracją eksploatacji daje z reguły pożądany skutek.

Wpływ na zagrożenie ma powierzchnia wybrania złoża. Doświadczalnie stwierdzono, że zagrożenie tąpaniami pojawia się dopiero po jego wybraniu na pewnej, stosunkowo dużej powierzchni. Energia sejsmiczna uwalniana ze skał stopniowo wzrasta do pewnego pozimu, wokół którego oscyluje.

# PROGNOZOWANIE ZAGROŻENIA SEJSMICZNEGO I ZAGROŻENIA TĄPANIAMI

Pojawienie się „górniczych udarów", to jest wstrząsów górniczych w kopalniach węgla, od samego początku budziło uzasadniony niepokój i grozę wśród górników. Nie znając przyczyn tego zjawiska często przypisywano je siłom nadprzyrodzonym, z którymi nie można rzecz jasna walczyć. Jednak z biegiem lat, gdy w występowaniu tych zjawisk dostrzeżono pewną prawidłowość, zaczęto szukać różnych objawów, które sygnalizowałyby niebezpieczeństwo.

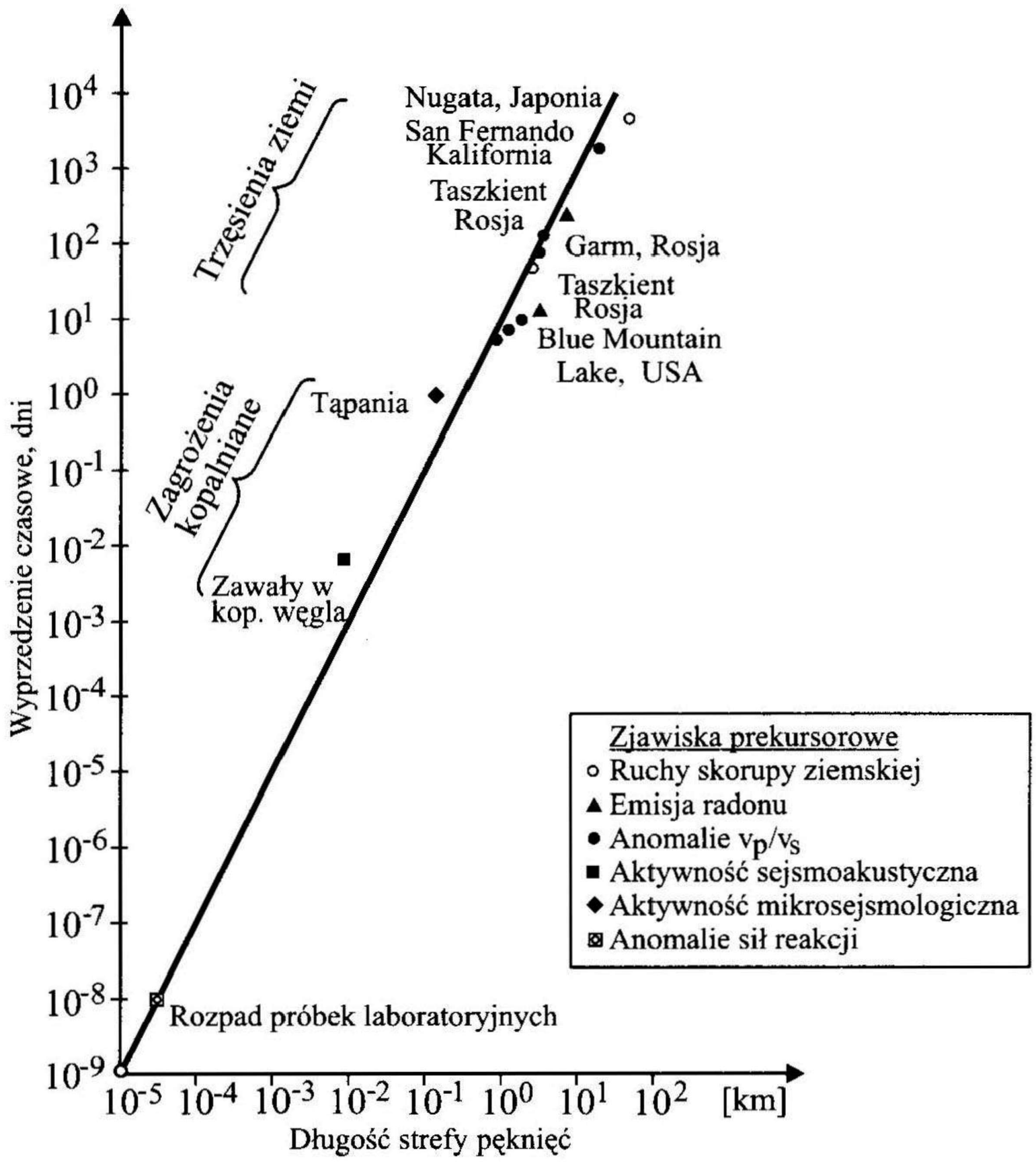
Na przykład o narastaniu stanu zagrożenia wnioskowano obserwując zachowanie się zwierząt. Brak szczurów w określonym rejonie budził niepokój, gdyż uważano, że zwierzęta te mają „szósty" zmysł, który nakazuje im opuszczanie w porę miejsc niebezpiecznych. Rozwijając tę metodę zaczęto w wyrobiskach trzymać klatki z ptakami, myszami itp.

W następnym etapie zaczęto już śledzić zjawiska o charakterze dynamicznym. Bardzo popularny był „nasłuch górotworu", polegający na śledzeniu różnych efektów akustycznych jak stuki, trzaski, szmery itp. Nasłuch był domeną doświadczonych górników, którzy często nawet nie brali udziału w wykonywaniu rutynowych czynności produkcyjnych, lecz wyłącznie obserwowali zachowanie się ociosów i stropu wyrobisk, a po zauważeniu zjawisk wskazujących na niebezpieczeństwo dawali sygnał do ucieczki.

Rozwój techniki eksploatacji złóż, a zarazem schodzenie z eksploatacją na większe głębokości, gdzie zagrożenie sejsmiczne urastało do rangi podstawowego problemu bezpieczeństwa załóg górniczych, sprawiły, że rozpoczęto prowadzić badania w celu opracowania bardziej obiektywnych i bardziej skutecznych metod prognozy.

Szereg badań prowadzonych w różnych ośrodkach naukowo-badawczych pozwolił na identyfikację zjawisk, których występowanie w wyrobiskach górniczych wskazuje na niebezpieczeństwo. Zjawiska te określa się mianem prekursorów zagrożenia i są to różnego rodzaju efekty akustyczne, odpryskiwanie skał z ociosów wyrobisk, deformacje wyrobisk, wyciskanie spągu itp. Zauważono przy tym pewną prawidłowość: im większa jest dynamika wstrząsu, tym wcześniej pojawiają się jego prekursory. Ilustruje to rys. 14.,1 który podał Brady określając zależność pomiędzy pojawieniem się sygnałów wskazującym na możliwość zniszczenia ośrodka skalnego, a długością pęknięcia (Brady 1974).

Żywe dyskusje powoduje zdefiniowanie pojęcia zagrożenia sejsmicznego. W opiniach obiegowych pod tym pojęciem rozumie się podanie miejsca i czasu, w jakim to zagrożenie wystąpi. Należy jednak podkreślić, że jeżeli tak zdefiniuje się prognozę zagrożenia sejsmicznego, to uzyskanie oczekiwanych




*Rys. 14.1. Pojawianie się prekursorów przed zniszczeniem ośrodka skalnego (według Brady'ego 1974).*

rezultatów jest, przynajmniej na obecnym etapie wiedzy o tym zjawisku, niemożliwe. Dlatego też większość stosowanych metod prognozowania zagrożenia ma na celu śledzenie zmian względnych stanu zagrożenia, a nieco bardziej dokładne informacje uzyskuje się wykorzystując rachunek statystyczny i rachunek prawdopodobieństwa.

Obecnie w górnictwie węgla i miedzi, bazując na różnego rodzaju prekursorach, stosuje się różne metody prognozowania zagrożenia sejsmicznego. Metody te najogólniej można podzielić na górnicze i geofizyczne.

## 14.1. Górnicze metody prognozy zagrożenia sejsmicznego.

Długoletnia eksploatacja złóż węgla i miedzi umożliwiła zebranie bogatych doświadczeń w zakresie wpływu warunków geologicznych i górniczych na zagrożenie sejsmiczne. Opisano je szczegółowo w poprzednich rozdziałach. W oparciu o te doświadczenia opracowano liczne metody górnicze prognozo-

wania stanów niebezpiecznych. Do najczęściej stosowanych należą:
- metoda rozeznania górniczego;
- obserwacje wizualne wyrobisk;
- badania stanu górotworu wykonywane bezpośrednio w wyrobiskach górniczych;
- badania specjalne, przy wykorzystaniu różnego rodzaju czujników,
- metody analityczne.

Wybór odpowiednich metod zależy od lokalnych warunków geologiczno-górniczych. Niemniej, jeżeli roboty prowadzone są w rejonie zagrożonym tąpaniami, to obowiązek zastosowania niektórych z nich narzucają odpowiednie przepisy górnicze.

### 14.1.1. Metoda rozeznania górniczego.

Zagrożenie sejsmiczne przejawiające się w postaci wstrząsów górniczych i powodowanych nimi tąpań, występuje w określonych warunkach geologiczno-górniczych. Identyfikując te warunki oraz korzystając z dokumentacji geologicznej złoża i map górniczych, można z dużym prawdopodobieństwem wskazać rejony (miejsca) najbardziej zagrożone. Analiza taka stanowi podstawę metody rozeznania górniczego. Odpowiednie instrukcje określają zasady stosowania tej metody.

Najogólniej metoda rozeznania górniczego polega na analizowaniu budowy geologicznej złoża w rejonie prowadzonych robót górniczych oraz na ocenie możliwości występowania zagrożenia sejsmicznego, ze względu na geometrię wyrobisk i stosowaną technologię eksploatacji. W analizach tych przede wszystkim uwzględnia się te czynniki, które mają bezpośredni i pośredni wpływ na kształtowanie się zagrożenia sejsmicznego.

Czynniki geologiczne, mające wpływ na zagrożenie sejsmiczne opisano szczegółowo w rozdziale 12, a czynniki górnicze w rozdziale 13. Metoda rozeznania górniczego sprowadza się do ustalenia w jakim stopniu czynniki te decydują o bezpieczeństwie danego wyrobiska w kopalniach GZW. Odpowiednie skale ustalone metodą ekspercką umożliwiają uzyskanie oceny stanu zagrożenia. Ponieważ, w miarę zdobywania nowych doświadczeń, wiedza o wpływie poszczególnych czynników geologicznych i górniczych systematycznie się zwiększa, skale są również co pewien czas aktualizowane.

W podanej niżej tabeli, stanowiącej załącznik do aktualnie obowiązującego Zarządzenia Prezesa Wyższego Urzędu Górniczego, podano zestawienie czynników geologiczno-górniczych, które należy uwzględniać stosując metodę rozeznania górniczego oraz wartości liczbowe przypisane tym czynnikom. Suma punktów jest miarą stanu zagrożenia (a - niezagrożone, b - słabo zagrożone, c - średnio zagrożone, d - silnie zagrożone, NB - niebezpieczne).

Jeżeli doświadczenia kopalni dowodzą, że któryś z 20 wymienionych czynników ma wartość większą niż podana w kolumnie 4, wówczas po odpowiednim udokumentowaniu, wartość tę można dla danej kopalni zmienić.

## Skala wpływów podstawowych czynników geologiczno-górniczych na stan zagrożenia tąpaniami

| Lp. | Czynnik wpływający na stan zagrożenia | Definicja czynnika | Wartość punktowa |
|---|---|---|---|
| 1 | Głębokość prowadzenia robót górniczych: | do 400m | 0 |
| | | 400 - 700m | 1 |
| | | powyżej 700m | 2 |
| 2 | Występowanie tąpań po roku 1980 w danej kopalni lub kopalniach sąsiednich lub też w pełni udokumentowanych tąpań po roku 1970, ale przy aktualnej technologii prowadzenia wyrobiska, w tym obudowy wyrobiska: | nie występowały tąpania w danym pokładzie (warstwie) | -2 |
| | | występowały tąpania w danym pokładzie (warstwie) | 0 |
| | | występowały tąpania w danym pokładzie (warstwie) i parceli, przy stosowaniu podobnego sposobu prowadzenia robót | 3 |
| 3 | Skłonnośc węgla do tąpań lub wytrzymałość węgla na jednoosiowe ściskanie $R_c$: | węgiel nieskłonny do tąpań $R_c$<16MPa | 0 |
| | | węgiel skłonny do tapań $R_c$>16MPa | 2 |
| 4 | Obecność w stropie grubych (>20m) warstw skał mocnych ($R_c$>60MPa) w odległości od pokładu: | >100m | 0 |
| | | 100 - 50m | 1 |
| | | <50m | 3 |
| 5 | Prowadzenie wyrobiska w zasięgu resztki lub krawędzi odległej w pionie o: | >60m | 0 |
| | | 60 - 30m | 2 |
| | | <30m | 3 |
| 6 | Sumowanie się wpływów co najmniej dwóch resztek lub krawędzi przy odległości w pionie między nimi mniejszej od 60m i odległości w pionie najbliżej resztki lub krawędzi: | >100m | 0 |
| | | 100 - 50m | 1 |
| | | <50m | 2 |
| 7 | Prowadzenie wyrobiska w nieodprężonej warstwie pokładu grubego: | w stropie lub spągu wyrobiska pozostaje warstwa węgla grubości >1m | 3 |
| 8 | Eksploatowanie na całą grubość pokładu (warstwy nieodprężonej w pokładzie grubym) o grubości: | <3m | 0 |
| | | 3,0 - 4,0m | 1 |
| | | >4m | 3 |
| 9 | Prowadzenie eksploatacji w dwustronnym otoczeniu zrobów, przy długości frontu ściany lub łącznej długości ścian o linii frontów przesuniętych do 15m: | <3m | 0 |
| | | 3,0 - 4,0m | 2 |
| | | >4m | 4 |
| 10 | Prowadzenie chodnika wzdłuż zrobów: | bez płotu lub z płotem do 3m | 0 |
| | | z pozostawieniem pasa calizny węglowej 3 - 10m | 2 |
| | | z filarem 10 - 50m | 4 |
| 11 | Zbliżanie się przodkiem do zrobów na odległość mniejszą od 50m: | chodnikiem | 2 |
| | | ścianą | 3 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| 12 | Zbliżanie się chodnikiem do chodnika na odległość mniejszą od 30m: | podsadzonego | 1 |
| | | nie podsadzonego | 2 |
| 13 | Zbliżanie się ścianą do chodnika na odległość mniejszą niż 50m: | podsadzonego | 1 |
| | | nie podsadzonego | 2 |
| 14 | Zbliżanie się przodkiem do miejsca nadmiernego rozcięcia pokładu na odległość mniejszą od 50m: | chodnik lub ściana | 3 |
| 15 | Zbliżanie się przodkiem na odległość mniejszą od 50m do uskoku o zrzucie większym od 3m lub zbliżanie się przodkiem do sąsiedztwa wygaśnięcia uskoku nożycowego: | skrzydło wiszące | 1 |
| | | skrzydło zrzucone | 2 |
| 16 | Zbliżanie się przodkiem na odległość mniejszą od 50m od silnych pofałdowań pokładu o zmianie nachylenia: | >15° | 2 |
| 17 | Zbliżanie się przodkiem do filara przy zrobach na odległość mniejszą od 50m: | chodnikiem | 1 |
| | | ścianą | 3 |
| 18 | Prowadzenie przodka w sąsiedztwie linii wymycia lub połączenia pokładów: | chodnik lub ściana | 2 |
| 19 | Odprężenie pokładu przez nadebranie lub podebranie: | słabe | -2 |
| | | średnie | -4 |
| | | dobre | -8 |
| 20 | Sposób kierowania stropem: | podsadzka | 0 |
| | | zawał | -2 |

W wielu przypadkach zastosowanie metody rozeznania górniczego wymaga wykonania dodatkowych badań. Na przykład w ocenie własności geomechanicznych skał płonnych w otoczeniu złoża, nie zawsze wystarcza opis geologiczny warstw skalnych, podany w dokumentacji geologicznej. Wówczas konieczne jest wykonanie dodatkowych badań geomechanicznych, które najczęściej sprowadzają się do wykonania wierceń, pobrania próbek skał i wykonania odpowiednich badań do oceny tych własności. Z reguły oznacza się wytrzymałość na ściskanie, wytrzymałość na rozciąganie, moduły sprężystości, współczynnik Poissone'a, skłonność skał do tąpań itd. Zakres oznaczeń ustalany jest indywidualnie w zależności od potrzeb.

Oceniając stan zagrożenia tąpaniami w kopalniach węgla, należy również oznaczyć skłonność pokładu węgla do tąpań jedną z metod dopuszczonych przez władze górnicze do stosowania na skalę przemysłową. Obowiązujące obecnie przepisy zezwalają na jej oznaczenie metodą $W_{ET}$ lub $G_{WT}$ (patrz rozdz. 12).

W kopalniach LGOM oznaczany jest podobny parametr określany jako skłonność skał do tąpań (Szecówka i inni 1977).

### 14.1.2. Obserwacje i pomiary w wyrobiskach.

Wstrząs górniczy poprzedzają różne zjawiska i obserwując je często można uzyskać cenne informacje o stanie zagrożenia.

Tąpnięcie może być spowodowane koncentracją naprężeń wokół wyrobiska, większych od wytrzymałości ośrodka skalnego, bądź wyrzutem skał ze strefy spękań do tego wyrobiska (patrz rozdz. 11). W pierwszym przypadku podstawą prognozy jest ocena stanu wytężenia ośrodka skalnego w otoczeniu wyrobiska, a w drugim ocena własności geomechanicznych skał w otoczeniu wyrobiska i stanu ich zniszczenia.

O ile w metodzie rozeznania górniczego dąży się do jakościowej oceny stanu zagrożenia, to obserwacje i pomiary w wyrobiskach często umożliwiają także ocenę pół-ilościową, określając wymiary strefy zagrożonej i wartości naprężeń. Wprawdzie dokładność, z jaką określa się wymiary strefy zagrożonej, bądź wartości naprężeń, jest zazwyczaj mała, ale przez wprowadzenie liczb uzyskuje się już pewną skalę porównawczą.

Tąpnięcie naprężeniowe spowodowane jest przez występowanie naprężeń krytycznych w bezpośrednim otoczeniu wyrobiska. Na ogół wzrost naprężeń następuje powoli, w miarę narastania obciążenia calizny oraz obudowy i towarzyszą mu różne, początkowo słabe zjawiska dynamiczne. Ze względu na anizotropię wytrzymałościową skał, wzrost naprężeń początkowo powoduje drobne, lokalne zniszczenia najsłabszych elementów struktury skał. Zniszczenie to przejawia się jako wypiętrzanie spągu, ugięcie stropu, pojawianie się spękań w ociosach, stropie i spągu wyrobiska, łuszczeniu się ociosów lub odpryskiwania z nich kawałków skały (tzw. prószenie skał). Zjawiskom tym towarzyszą efekty akustyczne (szmery stuki, trzaski, itp.). Obserwując wizualnie te zjawiska, a zarazem „słuchając" górotworu można śledzić narastanie naprężeń.

Wzrost naprężeń powoduje zamykanie się porów i pustek w skale. Ponieważ zawsze znajduje się w nich pewna ilość wody złożowej, w miarę zaciskania następuje jej wyciskanie. Zjawisko to, określane gwarowo jako „pocenie się górotworu", stanowi sygnał zagrożenia.

Zagrożenie sejsmiczne związane z poślizgiem skał stropowych poprzedza faza zwana poślizgiem wstępnym (patrz rozdz. 11.2). W trakcie tego poślizgu przemieszczające się powoli w dół bloki skalne wywierają dodatkowe naciski na obudowę. Powoduje to zaciskanie stojaków obudowy ścianowej oraz zsuw jej zamków w wyrobiskach korytarzowych znajdujących się w strefie zagrożonej i zrywanie kotwi. Objawy takie należy traktować jako prekursory zagrożenia.

Wszystkie wymienione wyżej zjawiska można zarejestrować prowadząc uważną obserwację wyrobisk znajdujących się w strefie zagrożenia. Podkreśla to znaczenie, jakie ma wnikliwa obserwacja wizualna wyrobisk przez doświadczonego górnika.

W kopalniach LGOM obserwacje wizualno-akustyczne traktuje się jako podstawową metodę oceny stanu zagrożenia i podawane są one w dziennych

raportach dozoru górniczego.

Bardziej dokładne i ilościowe informacje o stanie zagrożenia można uzyskać prowadząc odpowiednie badania, przy zastosowaniu urządzeń pomiarowych.

Własności skał w otoczeniu wyrobiska można oszacować wykorzystując produkowany w Szwajcarii młotek Schmidta, zwany w Polsce młotkiem odbojnym. Wprawdzie pomiary odbojności przede wszystkim służą do oszacowania wytrzymałości skał na ściskanie i do wyznaczania stref osłabionych w ociosach, spągu i stropie wyrobisk, lecz pomiar odbojności umożliwia również ocenę względnych zmian stanu naprężenia.

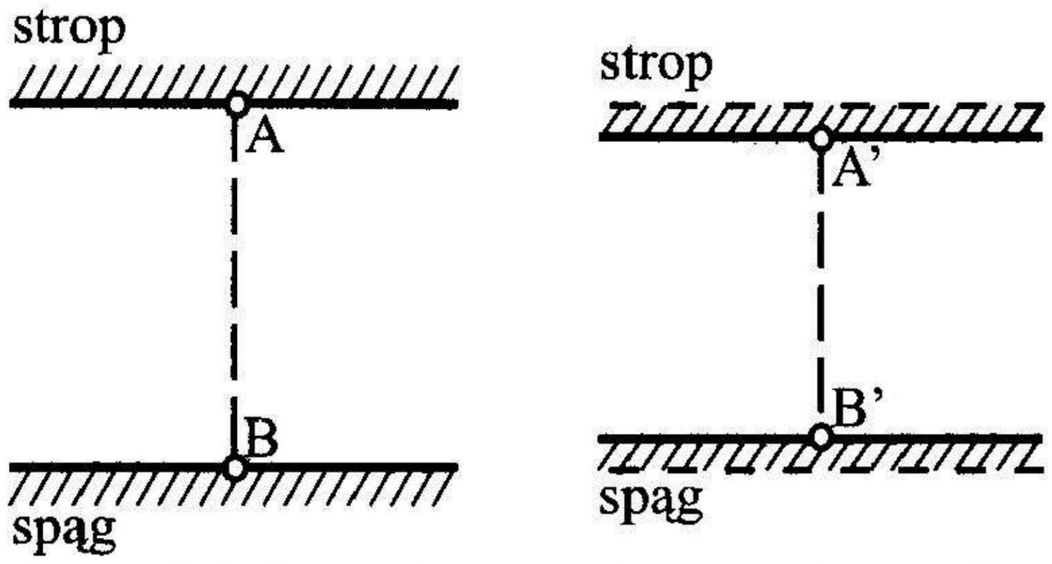
Do pomiaru odkształceń górotworu w otoczeniu wyrobisk stosuje się różnego rodzaju czujniki, dynamometry i tensometry. Pomiary tymi urządzeniami są uciążliwe i w warunkach ruchowych trudne do zrealizowania. Niemniej można je wykonać, a mając pomierzone odkształcenia, oblicza się naprężenia jako iloczyn odkształcenia i odpowiedniego modułu sprężystości. Ponieważ zazwyczaj moduł sprężystości określa się jako średni dla danej warstwy, bez uwzględnienia jego zmian spowodowanych anizotropią skały, wyniki, uzyskane nawet z bardzo dokładnego pomiaru, należy zawsze traktować jako szacunkowe.

Zaciskanie wyrobisk stanowi sygnał zagrożenia. Szczegółowe badania wykonane w kopalniach RPA wykazały, że wiarygodnym prekursorem zagrożenia jest konwergencja wyrobisk (Salamon 1983), to jest zmiany pionowej odległości pomiędzy punktami zastabilizowanymi w stropie i spągu wyrobiska. Przyrządy, którymi mierzy się tę wielkość, noszą nazwę konwergometrów (konwergometry mechaniczne, opornościowe, impulsowe itd.). Zasadę pomiaru ilustruje rys. 14.2.

W Polsce pomiary konwergencji wyrobisk stosowane są powszechnie w kopalniach LGOM jako jedna z metod kontroli stanu zagrożenia, a w kopalniach RPA usiłowano nawet określić relacje pomiędzy wielkością konwergencji, a energią wstrząsu górniczego.

Niewątpliwie wzrost konwergencji wskazuje na stan niebezpieczny. Pewną odmianą pomiaru konwergencji są stosowane w kopalniach LGOM specjalne czujniki sygnalizujące rozwarstwianie się stropu bezpośredniego. Czujniki te wskazują na obniżenie się odspojonych skał stropowych, stanowią więc w pewnym sensie również rodzaj pomiaru konwergencji przy założeniu, że punkty w spągu nie ulegają przemieszczeniu. W oparciu o ich wskazania podejmuje się odpowiednie środki zapobiegające zagrożeniu. Należy jednak podkreślić, że czujniki te przede wszystkim sygnalizują narastanie zagrożenia obwałem skał stropowych.

Jako rodzaj pomiaru konwergencji można również traktować pomiary niwelacyjne reperów geodezyjnych, zainstalowanych w stropie i spągu wyrobiska. Przemieszczenia się tych reperów są miarą konwergencji. Metodę taką stosowano w kopalniach niecki bytomskiej (Wanior 1984). Na podstawie dużej liczby obserwacji, głównie w kopalni Szombierki, ustalono relacje empiryczne pomiędzy przemieszczeniami punktów, a zagrożeniem. Reinterpreta-



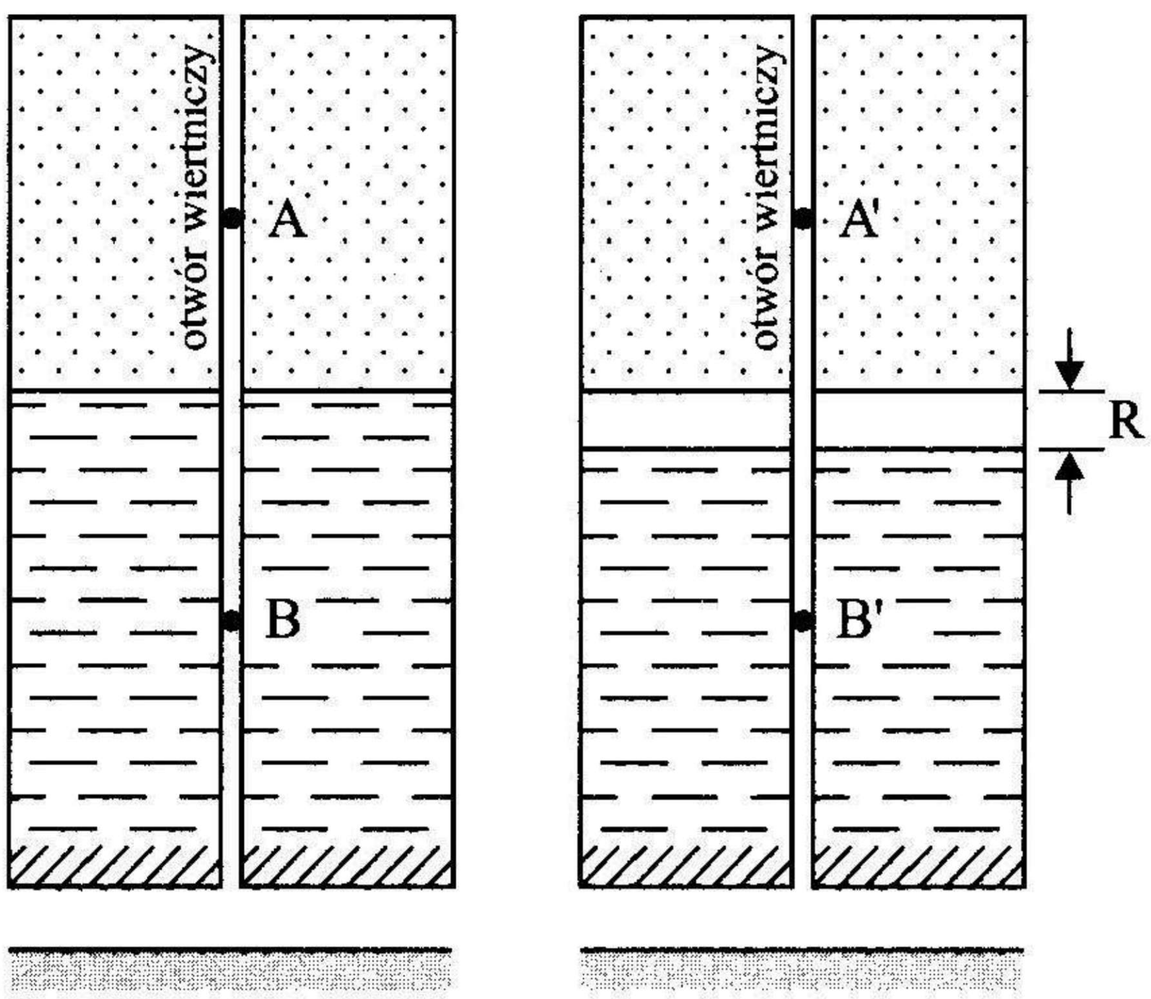

a) przed deformacją b) po deformacji

*Rys. 14.2. Zasada pomiaru konwergencji wyrobiska (AB - A'B' = konwergencja).*

cja uzyskanych przez J. Waniora wyników, potwierdza mechanizm poślizgowy wstrząsów górniczych, występujących wówczas powszechnie w kopalniach bytomskich. Pomiary te niestety zostały zaniechane ze względu na ich bardzo dużą pracochłonność, tym bardziej, że wynikające z nich wnioski nie były zgodne z panującymi wówczas poglądami na mechanizm wstrząsów górniczych.

Do określenia tzw. oporu rozwarstwienia stosuje się badania penetrometrem otworowym (Kidybiński i Gwiazda 1975). Urządzeniem tym można badać skały na odległość kilkunastu metrów od wyrobiska, przy czym uzyskiwane wyniki są szczególnie przydatne przy wyznaczaniu zasięgu strefy spękań nad wyrobiskiem, wymagającej wzmocnienia z uwagi na zagrożenie zawałem, bądź wyrzutem osłabionych skał do wyrobiska.

Na zagrożenie tąpaniami duży wpływ ma występowanie strefy spękań w ociosach. Szerokość tej strefy można określić stosując metodę aerometryczną (Stopyra 1973, Gwiazda i Hładysz 1973). Metoda ta polega na zatłaczaniu powietrza do otworu odwierconego w ociosie i badaniu jego przepływu przez spękania w skale. Pomiar tego przepływu umożliwia ustalenie zasięgu strefy spękań, a nawet oszacowanie rozwarcia szczelin.




a) przed rozwarstwieniem b) po rozwarstwieniu

A'B'-AB = rozwarstwienie (R)

*Rys. 14.3. Schemat pomiarów rozwarstwienia.*

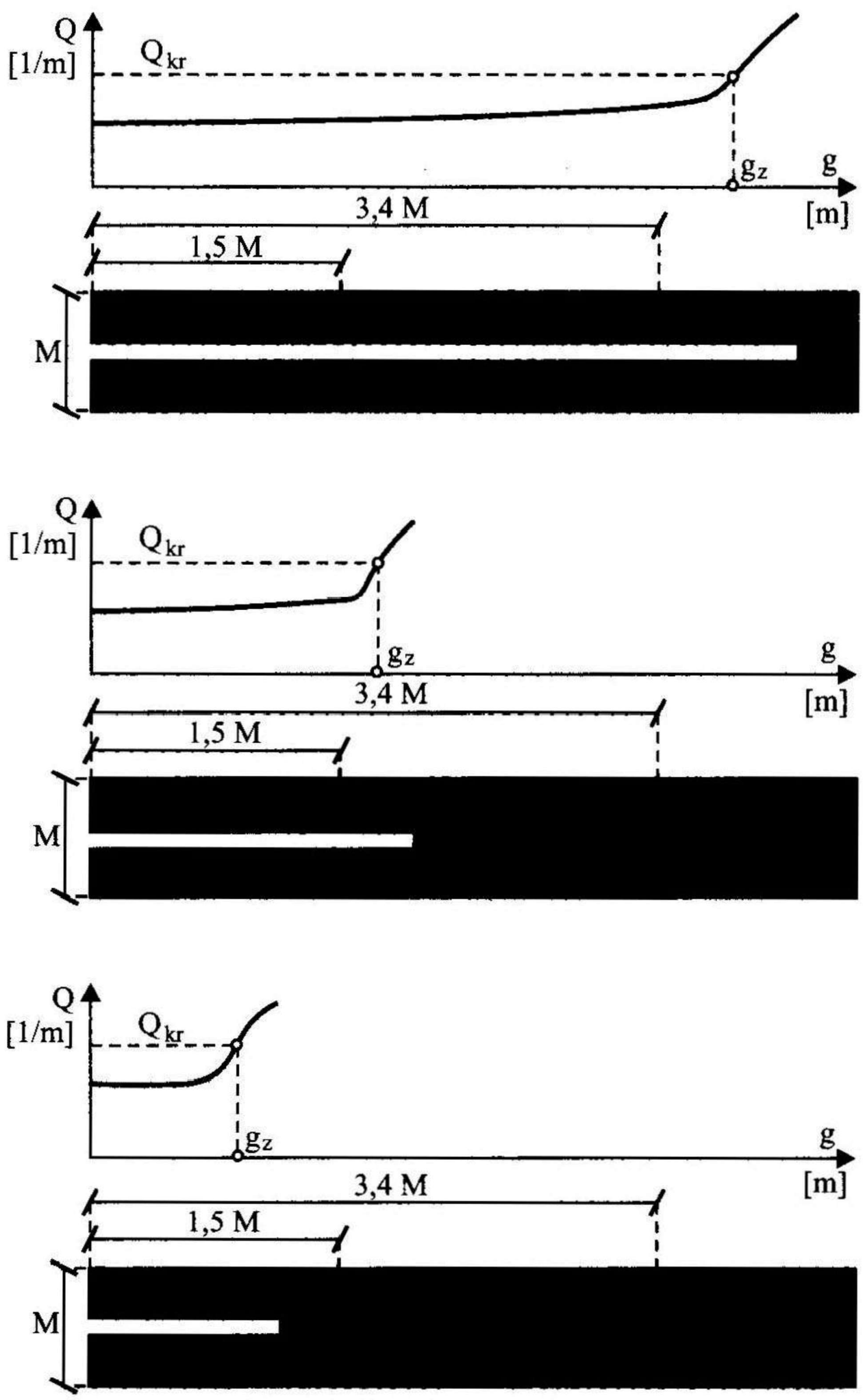
Warunkiem koniecznym do wystąpienia wstrząsu górniczego jest pewna swoboda ruchu dla przemieszczających się mas skalnych, bez względu na to, jaki założy się mechanizm wstrząsu górniczego (Goszcz 1989). Dla wstrząsów mających ogniska w skałach stropowych nad wybranym złożem, swobodę tę zapewniają rozwarstwienia równoległe do uławicenia (patrz rozdz. 11). Dlatego też, wykorzystując różne typy rozwarstwieniomierzy wykonano szereg pomiarów rozwarstwień w stropie wyrobisk w kopalniach węgla i miedzi. Na szczególną uwagę zasługują konsekwent-

nie prowadzone od ponad dwudziestu lat badania Drzewieckiego (1991). Wykonywano je w kopalniach węgla GZW i na ich podstawie Drzewiecki ustalił pewnego rodzaju schemat fazowej deformacji górotworu (Drzewiecki 1991).

Pomiary rozwarstwień R wykonywane są w otworach odwierconych w stropie wyrobiska według schematu podanego na rys. 14.3.

Pomiary rozwarstwień prowadzone są również w kopalniach LGOM, lecz głównym ich celem jest ocena stabilności stropu i niezbędnej głębokości (wysokości) kotwienia. Do bezpośredniego pomiaru i obserwacji rozwarstwień oraz innych niejednorodności w stropie nad wyrobiskiem, wykorzystywane są wzierniki peryskopowe, wprowadzane do odwierconego w nim otworu. W ostatnich latach w kopalniach tych stosowane są coraz powszechniej czujniki rozwarstwień typu CR, umożliwiające pomiar rozwarstwień do 60mm na odcinku do 50m (długość bazy pomiarowej). Czujniki instalowane są w otworach o średnicach od 38 do 51mm, a wielkość rozwarstwienia można odczytywać z odległości 1km wykorzystując system teletransmisji.

W ocenie stanu zagrożenia tąpaniami w kopalniach węgla powszechnie stosuje się metodę wiercenia otworów małośrednicowych, zwaną również sondażem wierceniowym. Metoda ta opracowana w Niemczech (Jahns 1965), polega na wierceniu raczkiem otworu w pokładzie węgla w kierunku prostopadłym do ociosu i badaniu tzw. „wychodu zwiercin" w trakcie wiercenia. Wiercąc otwory o średnicy 42 lub 50mm i długości uzależnionej od miąższości pokładu (warstwy), mierzy się ilość zwiercin




$Q_{kr}$ = 6 l/m dla otworu o średnicy 42mm.
$Q_{kr}$ = 8 l/m dla otworu o średnicy 48mm.

*Rys. 14.4. Ocena zagrożenia na podstawie wiercenia otworów małośrednicowych.*

uzyskiwanych podczas przewiercania kolejnych metrów.

Mając te dane sporządza się wykres. Głębokość $g_z$, na jakiej wzrasta ilość zwiercin jest miarą zagrożenia i traktuje się ją jako strefę, na której występują wzmożone naprężenia. Z wykresu określa się stan zagrożenia według kryteriów podanych na rys. 14.4 wyróżniając:

stan a - wyrobisko nie zagrożone, jeżeli w żadnym otworze do głębokości 3,4M nie stwierdza się strefy wzmożonych naprężeń,

stan b - wyrobisko słabo zagrożone, jeżeli tylko w jednym pasie pomiarowym stwierdza się występowanie strefy pomiędzy 1,5M i 3,4M, a w pozostałych nie stwierdza się jej występowania do głębokości 3,4M, przy czym przez pasy pomiarowe należy rozumieć odpowiednio przodek wyrobiska i obydwa ociosy,

stan c - wyrobisko średnio zagrożone, jeżeli co najmniej w dwóch pasach pomiarowych stwierdza się występowanie strefy pomiędzy 1,5M i 3,4m, ale w żadnym z otworów nie stwierdza się strefy w odległości mniejszej od 1,5M.

stan d - wyrobisko silnie zagrożone, jeżeli co najmniej w jednym z wykonanych otworów stwierdza się występowanie strefy do głębokości 1,5m potwierdzonej otworem kontrolnym.

Podczas wiercenia określa się nie tylko ilość zwiercin, lecz również zjawiska dynamiczne zachodzące w trakcie wiercenia takie, jak stuki, trzaski. Ważną informacją jest głębokość, na jakiej następuje zakleszczenie wiertła uniemożliwiające dalsze wiercenie.

Rozwiązując określone problemy mechaniki skał wykorzystuje się specjalne obserwacje i pomiary, przy pomocy różnego rodzaju aparatury pomiarowej i różnych czujników. Wymienić tu można całą serię różnego rodzaju tensometrów, którymi mierzy się odkształcenia w skałach. Badania te jednak, aczkolwiek niezmiernie przydatne do oceny stanu zagrożenia, są kosztowne oraz pracochłonne i tym samym trudne do zrealizowania w praktyce. Dlatego też głównie stosuje się je w pracach naukowo-badawczych.

W kopalniach LGOM wykonywane są specjalne badania deformacji otworów wiertniczych, odwierconych w rejonie prowadzonej eksploatacji (Orzepowski i inni 1988a i 1988b), a od kilku lat również w kopalniach węgla GZW (Orzepowski 1997). Konsekwentnie prowadząc pomiary i udoskonalając technikę pomiarową uzyskano niezmiernie interesujące wyniki. Zanotowano, że praktycznie każdy wysokoenergetyczny wstrząs górniczy, mający ognisko w strefie prowadzenia obserwacji, poprzedzony jest wyraźną zmianą średnicy i długości otworu odwierconego w skałach stropowych, przy czym te mierzalne zmiany pojawiają się z kilkunastodniowym wyprzedzeniem. Rokuje to duże nadzieje na uzyskanie dodatkowego, obiektywnego prekursora zagrożenia.

Podobne badania wykonano w kopalni węgla New Danmark w RPA, gdzie w otworach odwierconych nad eksploatowanym pokładem węgla zain-

stalowano układ sejsmometrów i tensometrów (Minney i inni 1997). Prowadzone równolegle badania sejsmologiczne i tensometryczne wykazały, że przed zjawiskami sejsmicznymi występują wyraźne przemieszczenia w skałach stropowych.

Istotny wpływ na stan zagrożenia ma podporność zawału (podsadzki). Jeżeli skały stropowe nie są odpowiednio podparte przez zawalisko (podsadzkę), wówczas zawisają w postaci wsporników nad zrobami obciążając niebezpiecznie przestrzeń roboczą i znajdujące się pod nimi wyrobiska. Dlatego też informacja o stanie zawaliska (podsadzki) w zrobach ma duże znaczenie. W tym celu stosowane są różnego rodzaju dynamometry. Najczęściej stosowany dynamometr składa się z czujnika hydraulicznego instalowanego w wyeksploatowanej przestrzeni przewidzianej do likwidacji.

### 14.1.3. Metody analityczne.

Na podstawie równań podanych w części I można obliczyć naprężenia, odkształcenia i przemieszczenia w dowolnym punkcie rozpatrywanego ośrodka skalnego, gdy znane są jego własności fizyczne (stałe materiałowe) i obciążenie zewnętrzne. Stan tego ośrodka opisują najczęściej równania różniczkowe (równania stanu), które rozwiązuje się przyjmując odpowiednie warunki brzegowe.

Dobór stałych materiałowych i określenie warunków brzegowych ze względu na wielokrotnie już podkreślaną niejednorodność i anizotropię górotworu, stanowi niezmiernie trudny problem. Z konieczności stosuje się liczne uproszczenia, określane jako idealizacja ośrodka, co oczywiście wpływa na dokładność wyników. Należy również podkreślić, że rozwiązanie układu skomplikowanych równań bez korzystania z komputerów jest bardzo pracochłonne i trudne.

W pierwszym okresie metody analityczne wykorzystywano do obliczania naprężeń w skałach w otoczeniu tuneli i wyrobisk górniczych stosując głównie, znaną z mechaniki ośrodków ciągłych, metodę różnic skończonych (patrz np. Timoshenko i Goodier 1951). Ze względu na dużą pracochłonność obliczanie naprężeń ograniczano do charakterystycznych punktów wokół wyrobisk, a następnie przez interpolację uzyskiwano rozkład naprężeń w postaci izolinii. Postępując w powyższy sposób obliczono rozkład naprężeń wokół wyrobisk w ośrodku sprężystym, sprężysto-plastycznym, lepko-plastycznym itd. (Fenner 1938, Budryk 1938, Kastner 1941, Terzaghi 1952, Sałustowicz 1955, Savin 1961 itd.). W miarę rozwoju mechaniki skał zaczęto coraz częściej stosować obliczenia analityczne uwzględniając w nich również stan pozniszczeniowy (Salamon 1979, Egger 1973).
Wyniki niektórych obliczeń przedstawiono w formie wykresów na rysunkach w rozdz. 9.

Zastosowanie komputerów ogromnie rozszerzyło możliwości stosowania metod analitycznych w mechanice skał i mechanice gruntów. Z jednej strony ułatwiło to wykorzystanie nowych technik obliczeń (np. metoda naprężeń po-

czątkowych, metoda relaksacji, metoda granicznych równań całkowych), a z drugiej zastosowanie metody elementów skończonych (Zienkiewicz i Cheung 1967, Zienkiewicz 1972).

Ze względu na możliwości, jakie dla obliczeń stwarza technika komputerowa, metody analityczne są obecnie powszechnie stosowane dla rozwiązywania określonych problemów mechaniki skał (Filcek i inni 1994).

Możliwości obliczania naprężeń w dowolnym punkcie górotworu przy określonych warunkach brzegowych, stworzyły także odpowiednie warunki do wykorzystania metod analitycznych w celu prognozowania zagrożenia sejsmicznego. Znając głębokość eksploatacji i przyjmując odpowiednie wartości współczynnika Poissone'a można obliczyć naprężenia litostatyczne (wzory 3.37), a na podstawie układu istniejących i projektowanych wyrobisk naprężenia spowodowane eksploatacją złoża. Tensorowa suma naprężeń litostatycznych i eksploatacyjnych daje naprężenia występujące w skałach w otoczeniu wyrobisk górniczych. Jeżeli w rejonie, którego dotyczą obliczenia, występują także naprężenia tektoniczne, wówczas winno się je uwzględnić w sumie tensorowej.

Zagrożenie sejsmiczne związane jest z wystąpieniem w skałach stanu granicznego funkcji wytężenia (rozdz. 5). Stan taki określony zostaje przez przyjęcie odpowiedniej dla danych warunków hipotezy wytrzymałościowej (Hubera, Coulomba-Mohra, Burzyńskiego, Weibulla itd.). Gdy zgodnie z przyjętą hipotezą, funkcja wytężenia osiągnie stan graniczny (W = 1), wówczas nastąpi zniszczenie ośrodka skalnego i uwolnienie części nagromadzonej w nim energii potencjalnej. Oznacza to, że jeżeli na podstawie obliczeń wyznaczy się w górotworze miejsca, w których funkcja wytężenia zbliża się do stanu granicznego, to miejsca takie należy traktować jako strefy zagrożenia sejsmicznego.

Podane wyżej zasady prognozowania zagrożenia pozornie wydają się proste, a przy korzystaniu z elektronicznej techniki obliczeniowej, łatwe do zrealizowania. Jednak w rzeczywistości prognozowanie zagrożenia sejsmicznego metodami analitycznymi napotyka na duże trudności ze względu na konieczność przyjęcia adekwatnych dla analizowanego górotworu stałych materiałowych, uwzględnienia jego własności reologicznych oraz czynników górniczych mających wpływ na wielkość naprężeń w skałach.

Już na pierwsze trudności napotyka się przy obliczaniu poziomych naprężeń litostatycznych, gdyż oblicza się je przyjmując odpowiednią dla danej skały liczbę Poissone'a. Rzeczywista wartość tej liczby jest stosunkowo rzadko znana i najczęściej przyjmuje się ją z tabel. Wpływ jej na wartość poziomych naprężeń litostatycznych ilustruje rys. 12.1. Przyjęcie niewłaściwej danej może znacznie zmniejszyć dokładność końcowych wyników.

Kolejna trudność to uwzględnienie reologicznych cech skały. Własności te nie mają istotnego wpływu na stan naprężeń litostatycznych, gdyż czas działania tych naprężeń był wystarczająco długi dla wygaśnięcia wszelkich procesów reologicznych. W górotworze naruszonym eksploatacją górniczą stan naprężeń zmienia się jednak w czasie, zwłaszcza w sąsiedztwie wyrobisk wy-

konanych stosunkowo niedawno. Z upływem czasu następuje relaksacja naprężeń, przez co naprężenia w otoczeniu wyrobisk wykonanych przed kilku laty będą inne, niż w otoczeniu nowych. Aby uzyskać dokładne wyniki obliczeń należy zatem uwzględnić czynnik czasu, mający nie tylko wpływ na naprężenia, lecz także na wytrzymałość skał i wytężenie górotworu.

Największe jednak trudności związane są z uwzględnieniem wpływu czynników górniczych na zagrożenie, takich jak system eksploatacji, prędkość, wysokość frontu itd. Pomijając już fakt, że zaprojektowany harmonogram realizacji robót górniczych bardzo rzadko jest ściśle realizowany, to uwzględnienie np. wpływu prędkości eksploatacji jest niezmiernie trudne.

Brak realnych możliwości uwzględnienia w obliczeniach wszystkich czynników geologicznych i górniczych na zagrożenie sejsmiczne i konieczność dokonywania licznych uproszczeń powoduje, że prognozę zagrożenia sejsmicznego uzyskaną metodami analitycznymi, należy traktować jako przybliżoną.

Metody analityczne stosuje się przede wszystkim dla predykcji tąpań naprężeniowych.

Do klasycznych przykładów zastosowań równań mechaniki ośrodków ciągłych w celu prognozy zagrożenia tąpaniami, należą:

- teoria Gila,
- teoria Czerpanowa,
- teoria Bräunera

Gil, w celu ustalenia kryterium tąpnięcia pokładowego, zastosował rozwiązanie Prandtla z teorii plastyczności (Gil 1969, 1977). Rozwiązanie to dotyczy powstawania i rozwoju deformacji w warstwie plastycznej ściskanej pomiędzy sztywnymi i szorstkimi płytami. W przyjętym modelu pokład węgla jest warstwą plastyczną, natomiast płyty to skały zalegające w jego stropie i spągu.

Kryterium tąpnięcia pokładowego przedstawia się w postaci równania:

$$-\frac{\pi}{2}k+(1-\lambda)\gamma H(\sin\alpha+\cos\alpha)=\sigma_z^{(s)}(l_0\,t) \qquad (14.1)$$

gdzie:

- $k$ - stała plastyczności węgla
- $\lambda$ - współczynnik
- $\gamma$ - gęstość skał
- $H$ - głębokość eksploatacji
- $\alpha$ - kąt upadu pokładu
- $\sigma_z^{(s)}$ - naprężenie pionowe
- $l_o$ - zasięg strefy spękań (zasięg tąpnięcia)
- $t$ - czas

Na podstawie teorii Gila można wyznaczyć (obliczyć) obszar zniszczenia górotworu. Należy jednak podkreślić, że nie zawsze zniszczenie pewnej objętości górotworu jest tożsame z tąpnięciem.

W teorii Czerpanowa (1974) i w teorii Bräunera (1976) rozpatrywany jest stan równowagi w przyociosowej części wyrobiska. Autorzy tych teorii określają przy pomocy prostych wzorów kryteria tąpnięcia.
Podejmowano również próby wykorzystania rozwiązań mechaniki ośrodków ciągłych w opisie tąpań stropowych (Gil 1969).

Przyczyną tąpnięcia jest utrata stateczności układu górotwór - wyrobisko górnicze. Analizując możliwości wystąpienia utraty stateczności układu, Zorychta podał kryterium utraty stateczności przy systemie ścianowym eksploatacji, odrębnie dla ścian z zawałem stropu i dla ścian podsadzkowych (Zorychta 1984). Zagrożenie sejsmiczne według tego kryterium zależy od szerokości przestrzeni roboczej w ścianie, głębokości eksploatacji, własności i grubości eksploatowanego pokładu, sposobu likwidacji zrobów oraz podporności obudowy.

Metody analityczne prognozy zagrożenia sejsmicznego winny być powszechnie stosowane na etapie projektowania robót górniczych. Uzyska się wówczas odpowiednio wcześnie informację o możliwości występowania stref zagrożonych i przez odpowiednią modyfikacje projektów można uczynić eksploatację bardziej bezpieczną.

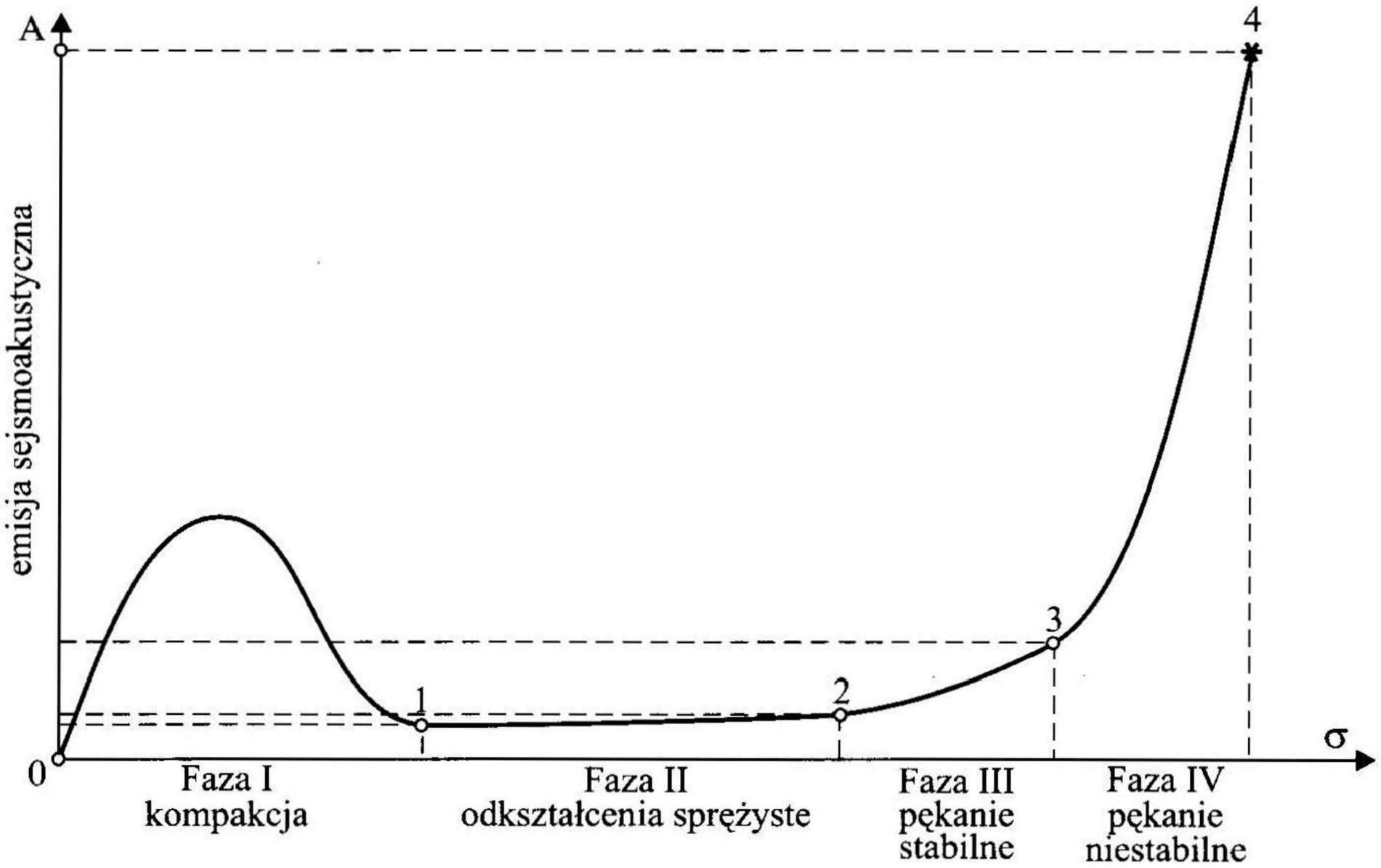
## 14.2. Geofizyczne metody prognozy.

Zniszczenie skały poprzedza szereg zjawisk fizycznych związanych z rozwojem różnego rodzaju deformacji skał. Przede wszystkim jest to pękanie skał, emisja energii, zmiany zawartości wody w skałach, zmiany ich gęstości, pojawianie się ładunków elektrycznych, a nawet zmiany składu powietrza wypełniającego skałę. Obserwując te zjawiska można oceniać stan, w jakim znajduje się masyw skalny i w jakim stadium znajduje się proces jego niszczenia. Do tego celu stosuje się badania i pomiary niektórych własności fizycznych odpowiednią aparaturą pomiarową. Prowadzenie tych badań i pomiarów oraz interpretacja uzyskiwanych rezultatów stanowi przedmiot geofizyki górniczej.

### 14.2.1. Sejsmologia górnicza.

W rozdz. 8 podany jest syntetyczny opis zagrożenia sejsmicznego i problemów sejsmologii. Rejestracje wstrząsów górniczych występujących w kopalniach i analiza sejsmogramów, stanowią przedmiot sejsmologii górniczej, będącej od lat podstawową metodą prognozowania zagrożenia sejsmicznego w kopalniach węgla i miedzi. W aparaturę sejsmologiczną, prowadzącą ciągłą rejestrację wstrząsów, wyposażonych jest ponad 40 kopalń węgla kamiennego w GZW i wszystkie kopalnie miedzi w LGOM.

Podstawą prognozy (predykcji) stanu zagrożenia są obserwacje zjawisk sejsmicznych w funkcji czasu. Oceny stanu zagrożenia dokonuje się analizując lokalizację epicentrów wstrząsów, ich energię oraz sekwencje zjawisk sejsmicznych. Ocenę zagrożenia i jego prognozę przygotowuje się wykorzystując metody rachunku statystycznego i metody probabilistyki. Początkowo pod-




*Rys. 14.5. Schemat zmian aktywności sejsmicznej przy kruchym zniszczeniu skały.*

stawą prognozy był rozkład G-R (Gutenberga-Richtera) opisany w różnych podręcznikach (np. Teisseyre i inni 1983, Marcak i Zuberek 1994). Szukano również innych rozwiązań, opartych na rozkładzie Poissone'a, Pareto, Gumbella, Weibulla (literatura jak wyżej).

Zniszczeniu ośrodka skalnego towarzyszy emisja energii sejsmicznej. Przy zniszczeniu kruchym (model D-D rozdz. 6) uwolnienie nagromadzonej w skałach energii sejsmicznej przebiega według schematu na rys. 14.5.

Przebieg zmian aktywności sejsmicznej przedstawiony na rys. 14.5 stanowił podstawę dla prognozowania zagrożenia.

Jeżeli założy się, że w miarę rozwoju spękań, następuje emisja energii sejsmicznej ze skał, to można oczekiwać, że początkowo w fazie kompakcji (faza I) następować będzie niewielka emisja energii sejsmicznej. Po osiągnięciu fazy deformacji sprężystych (faza II) nastąpi wyraźne ograniczenie tej emisji zwane ciszą sejsmiczną. Później, gdy wzrastające naprężenia w fazach III i IV spowodują powstawanie nowych spękań, w skałach ponownie rozpocznie się emitowanie energii. O ile jednak w fazie kompakcji przeważać będą wstrząsy o niskiej energii, to wstrząsy, które pojawiać się będą po okresie ciszy sejsmicznej będą miały wyraźnie większą energię z tendencją wzrastającą. Te charakterystyczne zmiany wielkości emisji energii sejsmicznej wykorzystano w celu prognozowania zagrożenia sejsmicznego. Podstawę tej prognozy stanowiła sekwencja zjawisk sejsmicznych: po okresie niskiej aktywności sejsmicznej następował okres ciszy sejsmicznej. Pojawienie się silniejszych wstrząsów po okresie ciszy stanowiło sygnał zagrożenia (Wierzchowska 1978).

Praktyka wykazała, że prognoza zagrożenia oparta na tym kryterium nie zawsze znajdowała potwierdzenie w praktyce. W świetle późniejszych

badań, gdy stwierdzono bimodalny charakter wstrząsów górniczych, ograniczona stosowalność tego kryterium stała się oczywista, gdyż kryterium to będzie właściwe dla prognozowania wstrząsów powodowanych narastaniem naprężeń. Dla wstrząsów mających inny mechanizm (np. powodowanych niekontrolowanym przemieszczaniem się bloków skał stropowych), kryterium to jest nieprzydatne.

W dalszych pracach nad doskonaleniem metod prognozy opracowano kryterium empiryczne wykorzystując obszerny materiał statystyczny (Wierzchowska 1983). Wyniki uzyskiwane na podstawie tego kryterium były bliższe rzeczywistości.

Dążono również do uzyskania możliwości prognozowania wstrząsów, badając wielkość emisji energii sejsmicznej w typowych sytuacjach górniczych (Gerlach 1991, Syrek 1993). Prace te wykazały korelację pomiędzy aktywnością sejsmiczną, a lokalnymi warunkami geologiczno-górniczymi. Ich wyniki wskazują jednak, że wobec rożnorodności lokalnych warunków, uzyskanie uniwersalnej prognozy zagrożenia sejsmicznego napotyka na duże trudności.

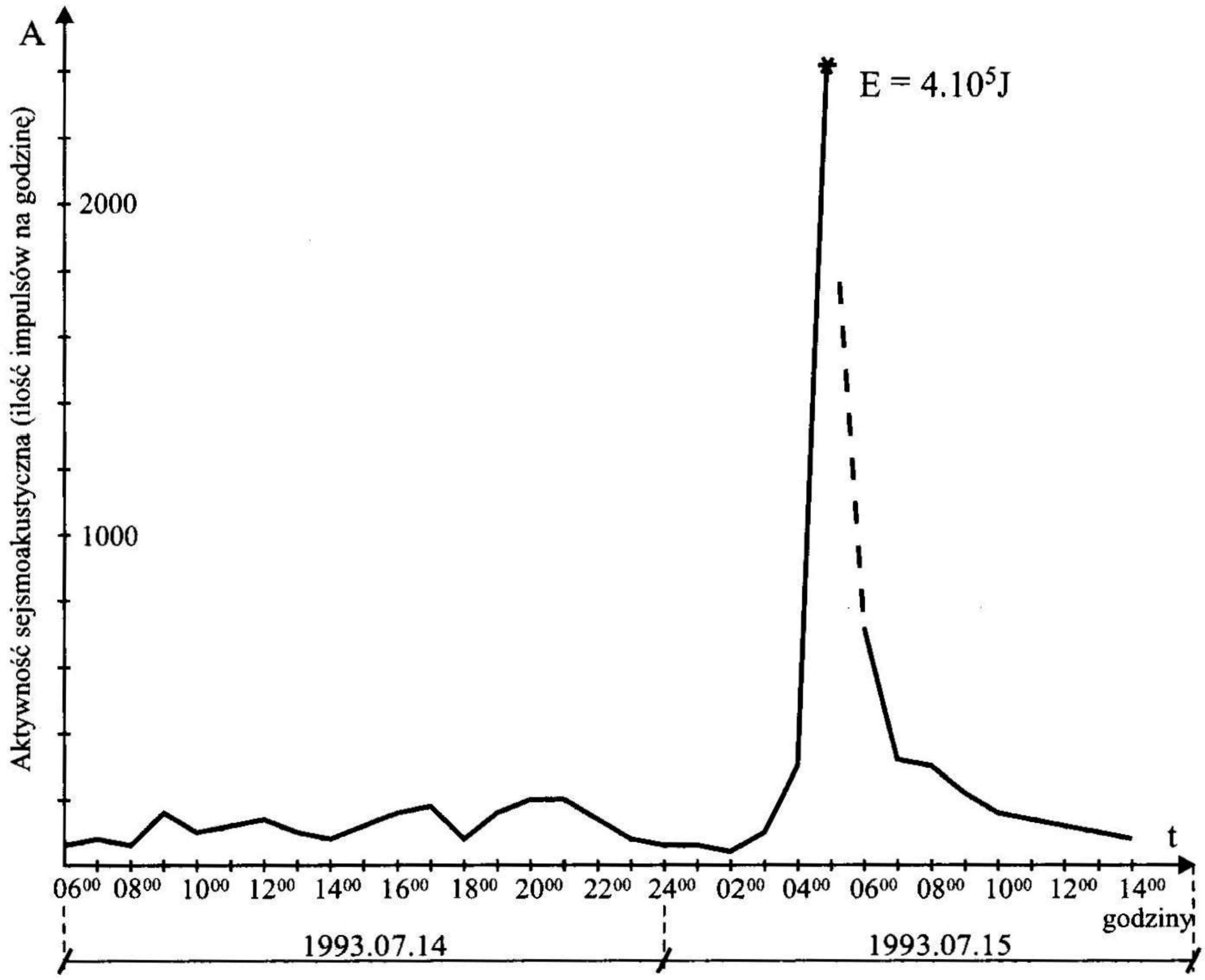
Zarzut, jaki praktycy stawiają prognozie opartej na obserwacjach sejsmologicznych, to statystyczny charakter tej prognozy i formułowanie wniosków w postaci prawdopodobieństwa wystąpienia określanego zdarzenia. Należy również podkreślić, że prognoza ta stanowi ekstrapolację uzyskanych wcześniej informacji, co wobec ograniczonej możliwości przewidywania trendów, nie zawsze daje wyniki zgodne z rzeczywistością. Niemniej jednak wielkość emisji sejsmicznej i jej charakter jest miarą zagrożenia i prognoza oparta na metodzie sejsmologicznej daje jakościowy obraz o stanie zagrożenia. Analiza sejsmogramów zwiększa wiedzę o mechanizmie zjawisk sejsmicznych, szczególnie wówczas, gdy określa się mechanizm ogniska, moment sejsmiczny, spadek naprężeń i inne wielkości.

### 14.2.2. Metoda sejsmoakustyczna.

Metoda sejsmoakustyczna polega na rejestracji emisji impulsów sejsmicznych (fal sprężystych) o częstotliwości akustycznej. Impulsy takie emitowane są z ośrodka skalnego, w którym rozwijają się deformacje niesprężyste kruche i plastyczne, porzedzające zniszczenie tego ośrodka. Pod względem jakościowym przebieg zmian emisji impulsów sejsmoakustycznych ze skał, w których rozwijają się procesy zniszczenia, jest taki sam, jak na rys. 14.5 przedstawiającym schematycznie emisję energii sejsmicznej.

Metodę sejsmoakustyczną w górnictwie zastosowano po raz pierwszy w latach 30-tych w USA (Obert 1941), kiedy po wykonaniu odpowiednich badań stwierdzono, że emisja impulsów jest uzależniona od wielkości naprężeń w skałach. Do polskiego górnictwa węglowego metodę sejsmoakustyczną wdrożył Główny Instytut Górnictwa (Neyman i inni 1969). Impulsy sejsmoakustyczne emitowne ze skał, rejestrowane są przez czujniki (geofony) zlokalizowane możliwie blisko obszaru zniszczenia skał.

Obecnie ponad 30 kopalń prowadzi ciągłą rejestrację aktywności sejsmoaku-




*Rys. 14.6. Zmiany aktywności sejsmoakustycznej przed tąpnięciem w KWK. Porąbka-Klimontów.*

stycznej w rejonach, w których występuje zagrożenie sejsmiczne. Zasady prowadzenia obserwacji i interpretacji uzyskiwanych wyników określają odpowiednie instrukcje i zarządzenia.

Prognoza zagrożenia sejsmicznego metodą sejsmoakustyczną polega na prowadzeniu rejestracji liczby i energii impulsów emitowanych ze skał, a głównie z pokładu węgla. Lawinowy wzrost emisji impulsów sejsmoakustycznych w jednostce czasu (aktywności sejsmoakustycznej) wskazuje na stan niebezpieczny.

Rutynowa interpretacja pomiarów sejsmoakustycznych ogranicza się do śledzenia zmian aktywności sejsmoakustycznej. Ponieważ wielkość emisji i parametry impulsów zależą od lokalnych warunków, dla każdego rejonu określa się poziom średni. Miarą zagrożenia są tzw. „odchyłki" od tego poziomu, określane dla wybranego okresu jednej zmiany i jednej godziny, stosownie do obowiązującej w kopalniach węgla instrukcji.

Stwierdzono bardzo wyraźną zależność wielkości emisji sejsmoakustycznej od prędkości narastania obciążenia. Zjawisko takie można czasami zaobserwować w kopalniach przed tąpnięciem stropowym z mechanizmem poślizgowym, kiedy bezpośrednio przed głównym wstrząsem następuje szybko narastające obciążenie pokładu przez skały stropowe (rys. 14.6).

Prognoza zagrożenia metodą sejsmoakustyczną dotyczy jednak głównie tąpań naprężeniowych, powodowanych wstrząsami mającymi ogniska w pokładzie węgla. Aktywność sejsmoakustyczna zależy w dużym stopniu od petrografii pokładu. Gdy przeważają w niej odmiany słabe i kruche, wówczas aktywność ta jest wysoka.

Ze względu na zastosowanie metody sejsmoakustycznej w górnictwie istotne są zmiany emisji pod stałym obciążeniem. Stan taki ma miejsce, gdy np. pokład węgla znajduje się pod obciążeniem wywieranym przez nadległe skały i gdy obciążenie to jest większe od wytrzymałości trwałej (czasowej) pokładu. Wówczas rozwijają się procesy pełzania i deformacji trwałych. Prowadząc badania dla takich warunków ustalono, że w pierwszym okresie, przy uruchomieniu procesu pełzania występuje wysoka aktywność sejsmoakustyczna, a następnie aktywność ta maleje. Dopiero bezpośrednio przed utworzeniem się powierzchni zniszczenia, a więc w ostatniej fazie pełzania, to jest w fazie IV, aktywność ta znacznie rośnie (rys. 14.5).

Metoda sejsmoakustyczna należy do podstawowych metod oceny stanu zagrożenia tąpaniami, lecz jej skuteczność jest ograniczona.

Poziom aktywności sejsmoakustycznej dla każdego ośrodka skalnego jest jego cechą indywidualną, przez co opracowanie jednolitych, uniwersalnych kryteriów jest niemożliwe i jedyną możliwą formą interpretacji jest śledzenie zmian względnych do ustalonego empirycznie poziomu odniesienia. Poziom ten ustalany jest odrębnie, dla każdego eksploatowanego pokładu i rejonu, w którym prowadzi się eksploatację. Uniemożliwia to jednak porównywanie wyników uzyskiwanych z różnych rejonów górniczych. Wadą tej metody, jest również ograniczony zasięg detekcji impulsów sejsmoakustycznych, który wynosi do 150m, a praktycznie do 100m. Wymaga to częstego przenoszenia geofonów w miarę postępu robót, co wobec konieczności spełnienia wymogów technicznych przy ich instalowaniu, stanowi istotne utrudnienie ruchowe.

Rejestrując tzw. sygnały użyteczne tj. impulsy emitowane z górotworu podczas pękania skał, czujniki odbierają również różnego rodzaju zakłócenia (szumy). W kopalni poziom tych zakłóceń jest bardzo wysoki, często większy od sygnału użytecznego.

Interpretacja obserwacji sejsmoakustycznych może być znacznie rozszerzona. Wykonane badania wykazały, że przy odpowiednim rozmieszczeniu geofonów można uzyskać dodatkowe informacje jak np. o rejonizacji ognisk impulsów (Pilecki 1990), obserwować deformacje skał stropowych.

Zastrzeżenia praktyków, dotyczące metody sejsmoakustycznej są częściowo uzasadnione. Przy obecnym sposobie prowadzenia pomiarów, rejestruje się głównie impulsy emitowane z pokładów węgla, towarzyszące procesom geomechanicznym, zachodzącym w tych pokładach. Impulsy emitowane ze skał płonnych najczęściej znajdują się poza zasięgiem detekcji i nie mogą być rejestrowane, a ponieważ główne zagrożenie sejsmiczne związane jest z deformacjami skał stropowych, informacje o procesach zachodzących w pokładzie mają drugorzędne znaczenie. Na pozytywne efekty obserwacji można liczyć w przypadkach, gdy procesy geomechaniczne zachodzące w stropie, prze-

noszą się na pokład. Ma to miejsce np. przy zbliżaniu się do zrobów, gdzie zwisający strop wywiera nacisk na pokład. Wówczas w miarę wzrostu tego nacisku nastąpi wzrost aktywności.

Należy również zwrócić uwagę na to, że obecnie eksploatacja pokładów węgla w GZW prowadzona jest na głębokości zazwyczaj większej od 500m, gdzie pionowe naprężenie litostatyczne wynosi około 20MPa i na ogół jest większe od wytrzymałości węgla na jednoosiowe ściskanie. Wprawdzie występowanie ściskających naprężeń poziomych powoduje wzrost wytrzymałości węgla, niemniej przekroczenie tej wytrzymałości, w przeciętnych warunkach górniczych jest bardzo prawdopodobne, a w bezpośrednim sąsiedztwie wyrobisk pewne. Wówczas pokład węgla pod wpływem nacisku wywieranego przez nadległe skały, znajduje się już co najmniej w fazie III procesu kruchego zniszczenia, a być może nawet w stanie pozniszczeniowym. W takich warunkach wnioskowanie o stanie zagrożenia na podstawie wielkości odchyłek jest bardzo ryzykowne. Jeżeli na przykład założy się, że ze względu na naprężenia litostatyczne, pokład znajduje się w fazie IV procesu zniszczenia (rys. 14.5), wówczas przyrost naprężeń, konieczny dla doprowadzenia pokładu do zniszczenia, spowoduje niewielki wzrost aktywności i niewielką jej odchyłkę, na granicy błędu pomiarowego.

Opis emisji sejsmoakustycznej może być dokonany przez opis pojedynczego sygnału lub sekwencji (ciągu sygnałów) w określonej jednostce czasu. Parametrami impulsu sejsmoakustycznego są: jego amplituda, czas trwania, częstotliwość, energia umowna, współrzędne itd.
W prognozie zagrożenia bazującej na sekwencji sygnałów, powinno się uwzględniać: aktywność sejsmoakustyczną A, czyli liczbę sygnałów w jednostce czasu, skumulowaną liczbę impulsów N, skumulowaną energię, średnią energię sygnału, parametry rozkładu energetycznego lub amplitudowego itd.

Z uwagi na różnorodność procesów prowadzących do emisji sejsmoakustycznej oraz masowy charakter zjawisk i obserwacji, podobnie jak w sejsmologii, czynione są próby powiązania parametrów rozkładu statystycznego emisji sejsmoakustycznej z wielkościami geomechanicznymi określającymi ryzyko wystąpienia wstrząsu. Tworzone są modele opisujące rozkłady statystyczne różnych cech procesu naturalnej emisji sejsmoakustycznej uwzględniające: rozkład odstępów czasów między kolejnymi sygnałami, rozkład statystyczny energii, rozkład czasów trwania impulsów, rozkład rozmiarów pęknięć.
Opis statystyczny procesu emisji sejsmoakustycznej i parametry tego opisu mogą stanowić podstawę do oceny względnego stanu geomechanicznego górotworu.

Poza obligatoryjnymi metodami obserwacji sejsmoakustycznej górotworu, stosowana jest również metoda Cianciary, oparta na funkcji ryzyka wystąpienia wstrząsu RWW, w której ocenie podlegają: prawdopodobieństwo wystąpienia zjawiska o energii większej od zadanej energii progowej oraz intensywność wydzielania energii w górotworze. Ocena prawdopodobieństwa uzyskiwana jest z analizy grupy cech energetycznych, natomiast intensywność

z analizy odstępów czasów. Funkcja ryzyka ulega charakterystycznym zmianom w czasie poprzedzającym wystąpienie wstrząsu. Metoda ta jest ciągle modyfikowana i aktualizowana. Jednym z ważniejszych problemów przy jej stosowaniu (problemem dotyczącym zresztą całej metody sejsmoakustycznej) jest eliminacja zakłóceń.

Do oceny możliwości wystąpienia wstrząsu wykorzystywane są także metody pozwalające na lokalizację lub rejonizację źródeł emisji sejsmoakustycznej.

Metoda wzbudzonej aktywności sejsmoakustycznej WAS (lub jej modyfikacja RMS) wykorzystuje intensywność energii i aktywność sejsmoakustyczną w dwuminutowych okresach przed i po wzbudzeniu sejsmicznym górotworu.

### 14.2.3. Metoda sejsmiczna.

Metoda sejsmiczna polega na badaniu propagacji sztucznie wzbudzonych fal sprężystych w skałach i określaniu kinetycznych i dynamicznych parametrów tych fal. Ze względów technicznych interpretacja wyników pomiarów ogranicza się głównie do obliczania prędkości fali podłużnej i fali poprzecznej. Im bardziej sprężysty jest ośrodek skalny, tym większe są prędkości tych typów fal.

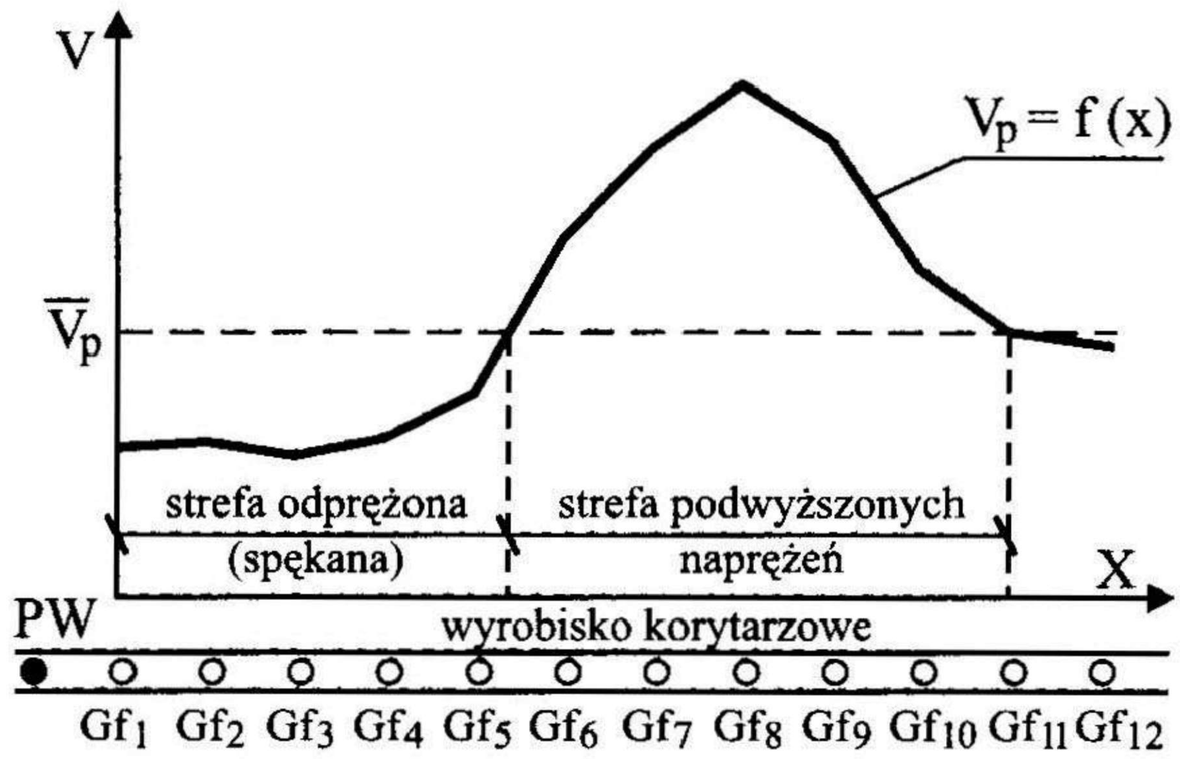
Podstawy teoretyczne metody sejsmicznej podane są w licznych podręcznikach i monografiach z zakresu geofizyki (np. Stenz i Mackiewicz 1964, Teisseyre i inni 1983, Marcak i Zuberek 1984 itd.).

Ze względu na brak odpowiednich aparatur pomiarowych z zapisem cyfrowym, metodę sejsmiczną w polskim górnictwie zaczęto stosować stosunkowo późno, bo w latach 70-tych. Początkowo były to sporadyczne eksperymenty (np. Wierzchowska 1968, Goszcz i Zakolski 1970, Goszcz i Dworak 1976, Dubiński i Wierzchowska 1976, Dubiński 1979), które wykazały dużą przydatność metod sejsmicznych do prognozowania stanów zagrożenia sejsmicznego w kopalniach węgla kamiennego. Prowadząc dalsze badania udoskonalono technikę pomiaru i interpretacji wyników.

Obecnie metodę sejsmiczną stosuje się na skalę przemysłową w kopalniach węgla do lokalizowania i wymiarowania stref koncentracji naprężeń, określania skłonności pokładów węgla do tąpań oraz oceny skuteczności aktywnych metod ograniczania zagrożenia sejsmicznego.

Stosując metodę sejsmiczną, wywodzącą się wprost z teorii sprężystości, w warunkach górniczych należy mieć na uwadze specyfikę ośrodka skalnego. Ośrodek ten tylko do pewnego stopnia posiada cechy ciała sprężystego, na co zwracano uwagę w rozdziale 3. Powoduje to, że o prędkości fal sprężystych decydują nie tylko własności sprężyste tego ośrodka, lecz przede wszystkim występujące w nim spękania. W strefach spękanych prędkość fal sprężystych znacznie się obniża. Istotne znaczenie ma również rodzaj medium wypełniającego spękania. Przy wypełnieniu ich cieczą spadek prędkości jest mniejszy, niż wówczas, gdy wypełnia je powietrze.

Strefom, w których obserwuje się zwiększoną prędkość fal sprężystych odpowiadają strefy podwyższonych naprężeń, natomiast strefy obniżonej prędkości fal są to strefy odprężone, spękane. Na podstawie badań laboratoryjnych i innych opracowano skale kalibracyjne, według których można oszacować względne zmiany naprężeń, w zależności od względnych zmian prędkości fali sprężystej (Dubiński 1989).




*Rys. 14.7. Schemat metody profilowania sejsmicznego.*

Metodę sejsmiczną stosuje się jako profilowanie sejsmiczne, to jest pomiar prędkości fal sprężystych wzdłuż zadanego odcinka lub jako prześwietlanie sejsmiczne, to jest badanie rozkładu prędkości fal sprężystych na pewnej wyznaczonej powierzchni.

Profilowanie sejsmiczne wykonywane jest zazwyczaj wzdłuż wyrobiska korytarzowego, według schematu podanego na rys. 14.7. Fale sprężyste wzbudza się w punkcie PW i rejestruje się je przez geofony $Gf_1$, $Gf_2$ itd. Po obliczeniu prędkości fal (najczęściej podłużnej P) otrzymuje się wykres w postaci zmian prędkości fali podłużnej $V_P = f(x)$. Odcinki, na których prędkości fal są większe od średnich dla danego pokładu (skały) wskazują na większą sprężystość ośrodka (występowanie strefy podwyższonych naprężeń), a gdy są prędkości te są mniejsze, na sprężystość obniżoną (występowanie strefy odprężonej, spękanej).

Metoda profilowań sejsmicznych jest bardzo prosta w zastosowaniu i dostarcza wielu cennych informacji. Stosuje się ją do wyznaczania stref wpływu krawędzi, resztek eksploatacyjnych, zrobów, stref wpływów uskoków, zasięgu strefy spękań w otoczeniu wyrobisk i dla rozwiązywania innych problemów ruchowych związanych z prognozowaniem zagrożenia sejsmicznego.

Metodę profilowań sejsmicznych stosuje się również w tzw. wersji otworowej, badając zmiany prędkości fal sprężystych wzdłuż otworu wiertniczego. Technika pomiaru polega na wprowadzeniu sondy geofonowej do otworu i pomiarze prędkości fal wzbudzonych w punkcie PW znajdującym się w sąsiedztwie wylotu otworu. Przemieszczając sondę wzdłuż otworu o odcinki o długości $\Delta x$ mierzy się prędkość fali. Uzyskuje się w ten sposób wykres zmian prędkości fali wzdłuż otworu.

Powyższy sposób pomiaru prędkości fal sprężystych stosowany jest często w celu zbadania skał stropowych, gdyż prędkość rozchodzenia się tych fal w skałach pozwala na ocenę ich parametrów geomechanicznych. Im większa prędkość, tym skały są bardziej sprężyste i niespękane (np. ławice monolitycznych

piaskowców). Niskie prędkości fal sprężystych wskazują na skały słabe, spękane (np. spękane, uwarstwione iłowce).

Metodę sejsmiczną coraz częściej stosuje się jako prześwietlanie sejsmiczne. Ten sposób pomiaru, zwany również geotomografią sejsmiczną, po raz pierwszy zastosowano by zbadać stan górotworu w sąsiedztwie filara granicznego pomiędzy kopalniami (Goszcz i Zakolski 1970). Później metodę tę stosowano głównie do lokalizowania zaburzeń geologicznych (uskoki, zmiany miąższości pokładu na wybiegach ścian itd.). Jako metodę oceny stanu zagrożenia tąpaniami, zaczęto ją stosować w latach 80-tych w kopalniach bytomskich.

Sprowadzenie do Polski aparatur sejsmicznych z zapisem cyfrowym, dopuszczonych do stosowania w kopalniach, umożliwiło wykorzystywanie metody geotomografii na skalę przemysłową. Obecnie należy ona do podstawowych metod prognozowania zagrożenia tąpaniami.

Metodę geotomografii można stosować tylko wówczas, gdy prześwietlana część złoża (pokładu węgla) otoczona jest co najmniej z dwóch stron wyrobiskami górniczymi, oddalonymi od siebie o nie więcej niż kilkaset metrów. Schemat pomiaru przedstawia rys. 14.8.

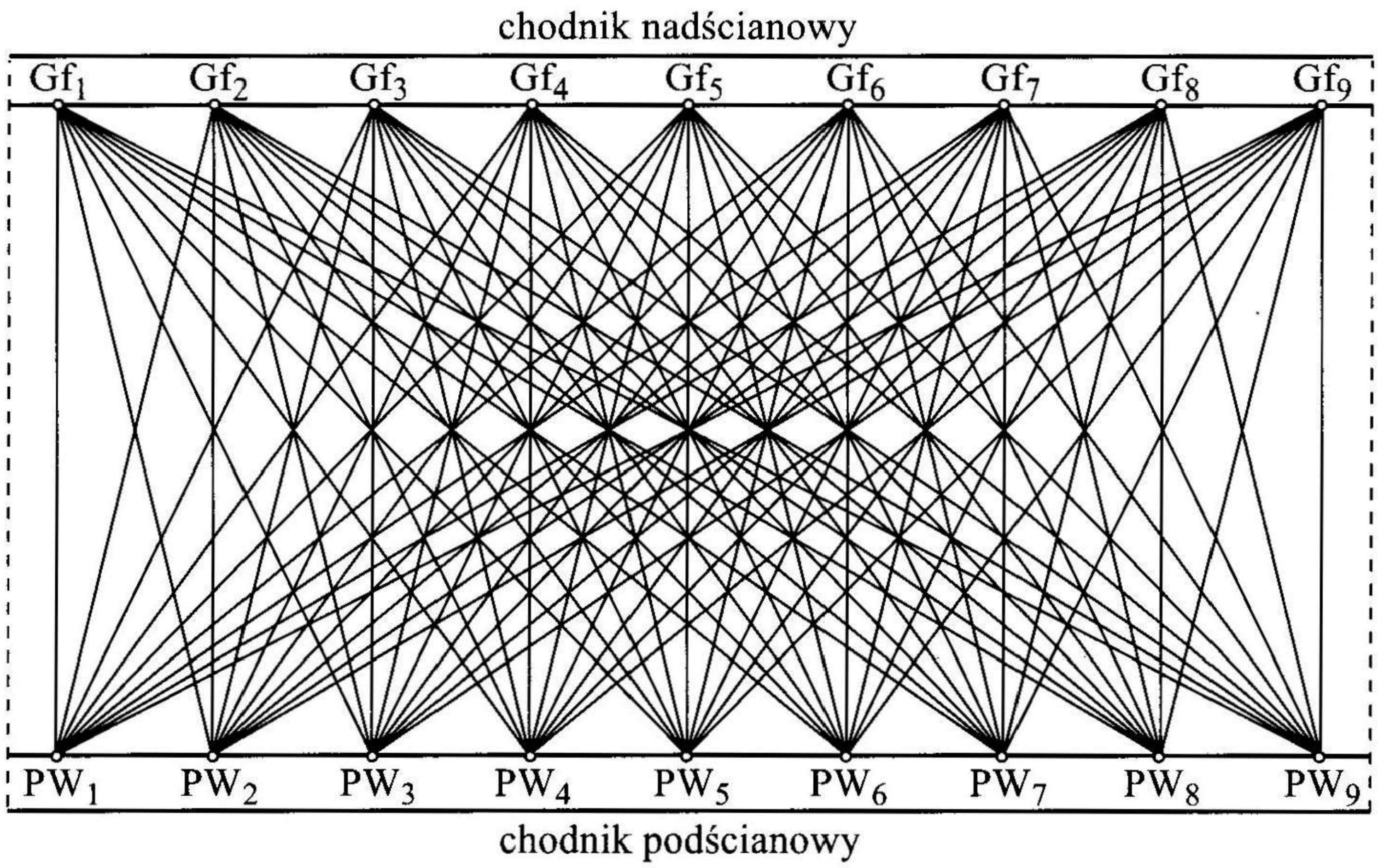
Fale sprężyste wzbudza się w punktach PW znajdujących się w jednym wyrobisku (np. w chodniku podścianowym). Wzbudzone fale sprężyste rozchodzą się w skale i docierają do geofonów $Gf_1$, $Gf_2$ itd. znajdujących się w drugim, najczęściej przeciwległym wyrobisku (np. w chodniku nadścianowym). Odcinki PW-Gf noszą nazwę promieni sejsmicznych. Rejestrując czasy przyjścia fal do geofonów $Gf_1$, $Gf_2$, $Gf_3$ itd., znając długość poszczególnych promieni sejsmicznych $PW_1$ - $Gf_1$, $PW_1$ - $Gf_2$, $PW_1$ - $Gf_3$ itd. można łatwo obliczyć prędkości fal wzdłuż tych promieni. Przy schemacie pomiarowym jak na rys. 14.8 otrzymuje się w ten sposób dziewięć wartości prędkości. Wzbudzając fale w punkcie $PW_2$ otrzymuje się następnych dziewięć wartości i tak dalej. W efekcie uzyskuje się 81 wartości prędkości, które zazwyczaj różnią się od siebie ze względu na różne własności sprężyste w poszczególnych punktach badanej powierzchni.

Liczba uzyskanych rejestracji zależy od liczby geofonów i liczby punktów wzbudzenia fal. Dysponując aparaturą wielokanałową, która umożliwia jednoczesną rejestrację na wielu stanowiskach pomiarowych (geofonach), można uzyskać bardzo dużą liczbę promieni sejsmicznych.

Wykorzystując odpowiednie programy komputerowe można obliczyć wartości prędkości w tych punktach, uzyskując rozkład pola prędkości.

Pole prędkości przedstawia się zazwyczaj w postaci izolinii równych prędkości. W strefach koncentracji naprężeń następuje wzrost prędkości i odwrotnie, strefy odprężone, spękane zaznaczają się jako strefy niskich prędkości. Pozwala to na zwymiarowanie stref występowania podwyższonych naprężeń i stref odprężonych oraz na uzyskanie względnej oceny zagrożenia.

Na rys. 14.9 podano przykład zastosowania metody geotomografii sejsmicznej w KWK Pstrowski przed frontem ściany 243a w pokładzie 620. Interpretując wyniki badań, za obszary koncentracji naprężeń uznano te części




*Rys. 14.8. Schemat pomiarów metodą geotomografii sejsmicznej.*

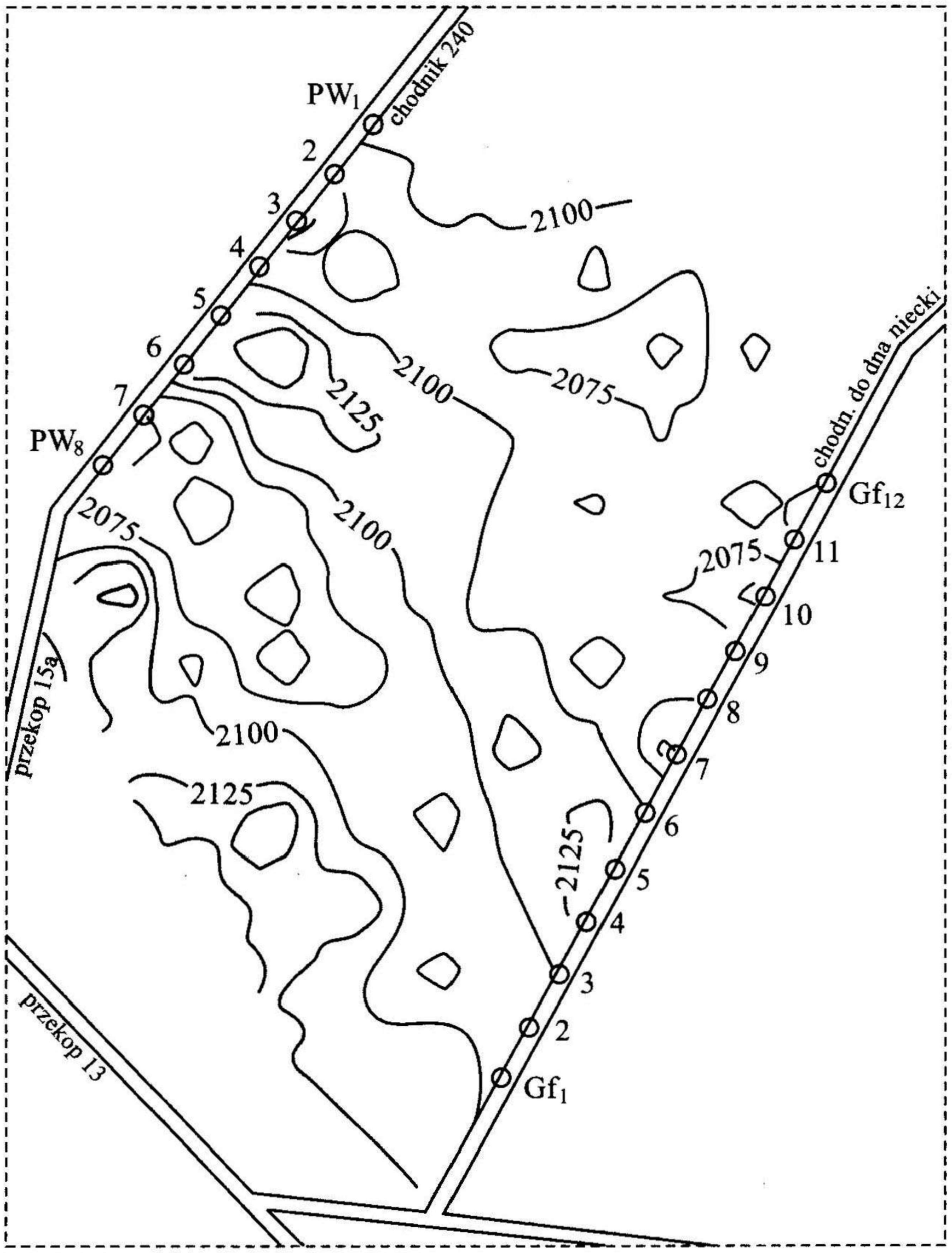
pokładu 620, w których prędkość fali podłużnej Vp jest większa od 2100m/s. Gdy front ściany przechodził przez te strefy, stosowano odpowiednie środki profilaktyczne ograniczające zagrożenie tąpaniami.

Przy odpowiedniej metodyce pomiarów i interpretacji na podstawie badań geotomograficznych można uzyskać również: rozkład prędkości fali poprzecznej, rozkład prędkości fali podłużnej w otoczeniu pokładu, oraz wartości dynamicznych modułów sprężystości, współczynnika Poissone'a i rozkład geofizycznego wskaźnika skłonności pokładu do tąpań $G_{WT}$ (patrz rozdz. 12).

Wykonanie prześwietlań sejsmicznych wymaga niezbędnych prac przygotowawczych (odwiercenie otworów strzałowych, oczyszczenia ociosów wyrobisk, rozwinięcie kilkuset metrów kabli układu pomiarowego itd.). Często prace te stanowią istotne utrudnienie dla kopalni, w związku z czym opracowano uproszczoną wersję pomiarów geotomograficznych, w której do badań sejsmicznych wykorzystuje się geofony sieci sejsmoakustycznej. Jeżeli w wyrobiskach przygotowawczych konturujących wybieg ściany zainstalowane są przynajmniej trzy geofony, wówczas wzbudzone fale sejsmiczne zostają przez nie zarejestrowane, a sygnały przekazane do aparatury sejsmoakustycznej na powierzchni. Po wykonaniu odpowiednich obliczeń uzyskuje się rozkład pola prędkości na wybiegu ściany. Uzyskane w ten sposób wyniki odbiegają znacznie dokładnością od uzyskanych przez zastosowania klasycznych prześwietlań sejsmicznych, ale dla celów ruchowych są często wystarczające.

W ostatnich latach rozpoczęto próby tzw. geotomografii pasywnej. Me-

toda ta polega na analizie prędkości fal sejsmicznych rozchodzących się w skałach od ogniska wstrząsu i rejestrowanych przez sejsmometry sieci sejsmicznej. Wynikiem tej analizy jest rozkład prędkości fal sprężystych w górotworze, przechodzących przez różne skały. Metoda ta znajduje się jeszcze na etapie eksperymentów prowadzonych przez Główny Instytut Górnictwa.




*Rys. 14.9. Rozkład prędkości fali podłużnej. Pokład 620 w KWK Pstrowski.*

Na podstawie badań sejsmicznych uzyskuje się wiele ważnych informacji o stanie zagrożenia, ułatwiających kierownictwu kopalń podejmowanie decyzji ruchowych. Przede wszystkim można określić granice obszaru zagrożonego tąpnięciem naprężeniowym. W wielu przypadkach można również wyznaczyć strefy zagrożone tąpnięciem stropowym, bo strefy takie zaznaczają się jako strefy gradientu pola prędkości (Goszcz 1985). Można wreszcie również uzyskać informacje o wytężeniu pokładu wyznaczając geofizyczny wskaźnik tąpliwości pokładu $G_{WT}$.

Stosunkowo duża liczba pomiarów i obserwacji umożliwiła opracowanie różnych skal kalibracyjnych oceny zagrożenia, na podstawie których znając wartości prękości fal sprężystych można ocenić względne zmiany stanu zagrożenia (Dubiński 1989).

Metoda sejsmiczna znajduje szerokie zastosowanie w górnictwie węgla kamiennego. Stosuje się ją powszechnie w celu rozwiązywania różnych problemów inżynierskich z dziedziny mechaniki skał.

### 14.2.4. Metoda geoelektryczna.

Metoda ta polega na badaniu parametrów elektrycznych skał. Dotychczasowe jej zastosowania miały charakter eksperymentów ograniczonych głównie do metody elektrooporowej, w której bada się zmiany względne tak zwanej oporności elektrycznej skał (elektrycznego oporu właściwego pozornego, oznaczanego najczęściej przez $\rho_p$.) lub jej odwrotności, to jest przewodności elektrycznej skał.

Na oporność elektryczną ośrodka skalnego główny wpływ mają spękania i zawodnienie skał. Oporność elektryczna rozwartej szczeliny o dużym zasięgu, wypełnionej gazem (powietrze, metan, dwutlenek węgla itd.) jest nieskończona, natomiast gdy szczelina ta jest wypełniona wodą złożową (roztworem mineralnym) z przewodnictwem jonowym, wówczas oporność ta jest bardzo mała. Ponieważ zniszczenie skały poprzedza rozwój spękań i szczelin, metoda elektrooporowa, po uwzględnieniu rodzaju wypełnienia szczelin, daje dobre rezultaty w prognozowaniu zjawisk sejsmicznych.

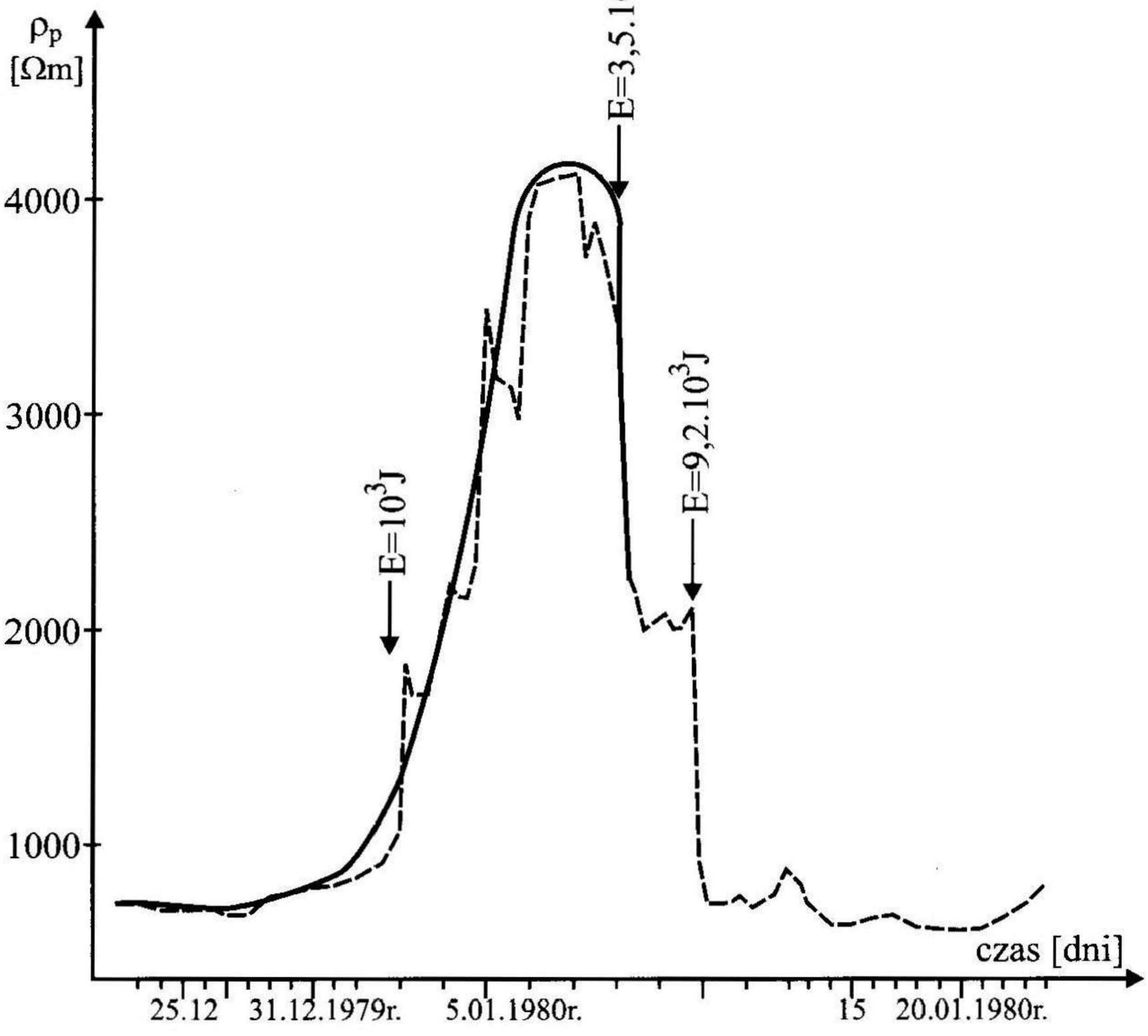
Pierwsze próby zastosowania metody elektrooporowej w mechanice skał datują się na lata sześćdziesiąte, przy czym stosowano ją do wyznaczania stref spękań w piaskowcach wzdłuż krawędzi eksploatacji (Goszcz i Zakolski 1970). Badania nad przydatnością metody elektrooporowej dla prognozowania zagrożenia sejsmicznego w kopalniach LGOM prowadził Instytut Geofizyki PAN (Stopiński i Hoduń 1982, Stopiński 1985). Wykonane pomiary względnych zmian oporności skał w fazie poprzedzającej wstrząs, dały zachęcające wyniki, w związku z czym zakres badań znacznie rozszerzono, stosując specjalną aparaturę zapewniającą quasi-ciągłą rejestrację. Seria obserwacji wykazała charakterystyczne zmiany oporności skał, przedstawione na rys. 14.10.

Uzyskiwane wyniki nie były jednak jednoznaczne, gdyż nie zawsze przebieg zmian oporności był jednakowy i porównywalny. Spowodowało to zniecierpliwienie praktyków i z dalszych prac badawczych oraz eksperymentów

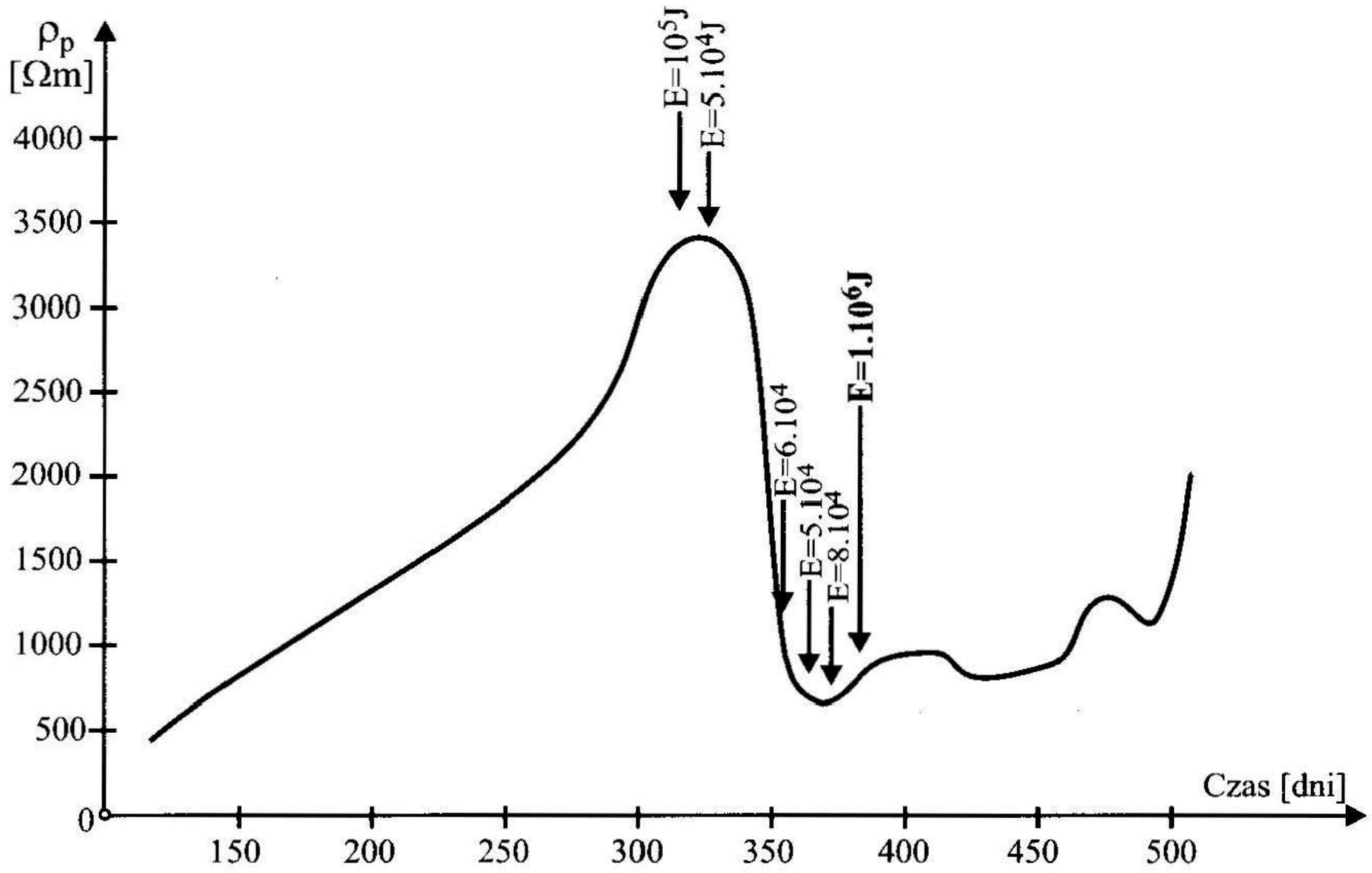
niestety zrezygnowano.

W kopalniach GZW zastosowanie metody geoelektycznej w prognozowaniu zagrożenia sejsmicznego nie wyszło poza zakres sporadycznych eksperymentów, gdyż w większości kopalń występuje również zagrożenie metanowe. Wykonywanie pomiarów elektrycznych w takich warunkach napotyka na szereg trudności technicznych i wymaga stosowania aparatury pomiarowej posiadającej zgodę Wyższego Urzędu Górniczego na stosowanie jej w podziemnych wyrobiskach górniczych. W przypadku aparatury geoelektrycznej warunki wynikające z przepisów górniczych trudno jest spełnić. W rezultacie tylko w niewielkim zakresie prowadzono próby zastosowania metody geoelektrycznej, jako metody prognozującej zagrożenie sejsmiczne, ograniczając je do kopalń gdzie nie występuje zagrożenie metanowe. Na rys. 14.11 przedstawiono wyniki długotrwałych serii pomiarów zmian oporności piaskowców przed silnym wstrząsem. Elektrody pomiarowe zainstalowane były na wysokości 70m, w otworach odwierconych nad eksploatowanym pokładem.

Należy zwrócić uwagę na podobieństwo wykresów zmian oporności przedstawionych na rysunkach 14.10 oraz 14.11. W obu przypadkach przed




*Rys. 14.10. Zmiany oporności elektrycznej skał w LGOM przed wstrząsem (Stopiński 1985).*




*Rys. 14.11. Zmiany oporności elektrycznej skał stropowych w kopalni Porąbka-Klimontów przed i po wstrząsie o energii $10^6$J (Goszcz i inni 1994).*

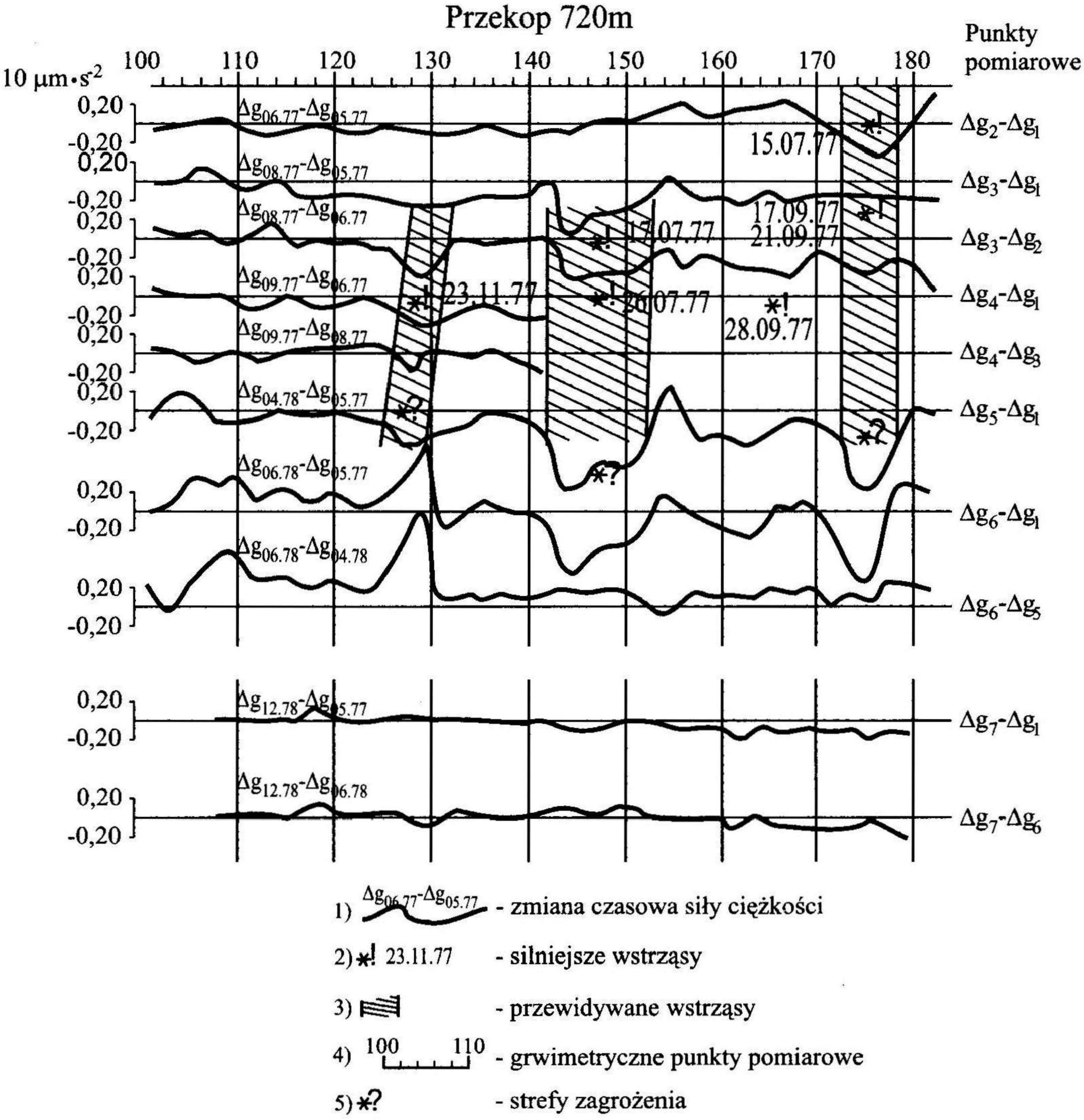
wstrząsem następuje wzrost oporności elektrycznej skał, który trwa długo. W kopalni LGOM (rys. 14.10) wzrost oporności zarejestrowano na 8 dni przed wstrząsem, natomiast w kopalni węgla nawet na kilka miesięcy wcześniej. Charakterystyczne przy tym jest to, że wstrząsy występowały gdy zmiany oporności geoelektrycznej osiągnęły już maksimum i zaznaczał się już jej spadek. Gdyby dalsze eksperymenty potwierdziły podobny przebieg zmian oporności przed wstrząsem, wówczas metoda elektrooporowa mogłaby się stać jedną z podstawowych metod prognozowania zagrożenia sejsmicznego, sygnalizujących to zagrożenie z dużym wyprzedzeniem czasowym. Niestety dalszych eksperymentów nie prowadzano.

Komplikacje występują, gdy usiłuje się powiązać zmiany oporności elektrycznej skał z procesami geomechanicznymi zachodzącymi w górotworze przed wstrząsem. Nieliczne badania laboratoryjne, w których badano zmiany oporności obciążanej próbki aż do jej zniszczenia, wyjaśniły tylko niektóre zjawiska. Z przyczyn oczywistych, bezpośrednie wykorzystanie tych badań w prognozowaniu zagrożenia sejsmicznego, bez odpowiednio dużej liczby eksperymentów, nie jest możliwe. Dlatego też interpretując zmiany oporności elektrycznej skał przed wstrząsem wykorzystuje się różne modele. Między innymi wykorzystano model dylatancyjno-progowy zmian oporności skał nienasyconych (Stopiński i Teisseyre 1982), model perkolacyjny (Marcak 1998) i inne. Biorąc jednak pod uwagę nieregularny przebieg spękań w skałach i różne ich wymiary, różne zawodnienie, różny stopień mineralizacji wód złożowych wypełniających pory i szczeliny w skałach, uzyskanie uniwersalnego modelu wyjaśniającego zmiany oporności skał przed wstrząsem jest bardzo trudne. Rów-

nież interpretacja ilościowa zarejestrowanych zjawisk stwarza szereg problemów.

### 14.2.5. Metoda grawimetryczna.

Metoda grawimetryczna polega na badaniu względnych zmian ziemskiego pola siły ciężkości. Zmiany te zależą od gęstości ośrodka skalnego, w którym wy-




*Rys. 14.12. Wyniki badań mikrograwimetrycznych (Fajklewicz 1985).*

konywane są pomiary. Jeżeli zmiany te dotyczą małego obszaru, wówczas metodę opracowaną dla takich badań nazwano mikrograwimetrią (Fajklewicz 1981).

W skałach przed wstrząsem górniczym powstaje szereg spękań, których następstwem jest i dylatancja i kompakcja ośrodka skalnego. Ogół tych zjawisk powoduje zmiany gęstości skał. Badając te zmiany w funkcji czasu można śledzić procesy zachodzące w górotworze. Zarejestrowane zmiany względne pola siły ciężkości mogą być w pewnym stopniu wykorzystane jako prekursory zagrożenia sejsmicznego. Mierząc zmiany pola siły ciężkości w rejonie, gdzie istnieje prawdopodobieństwo wystąpienia wstrząsu górniczego, obserwuje się anomalię ujemną (rys. 14.12). Aby wyeliminować błędy związane z wpływem budowy geologicznej, pomiary wykonywane są cyklicznie na tych samych punktach pomiarowych. Odnosząc uzyskane rezultaty do poprzednich pomiarów uzyskuje się względne zmiany siły ciężkości w danym punkcie. Obliczona różnicowa anomalia ujemna, sygnalizująca możliwość wystąpienia wstrząsu, nosi nazwę RBGA (rock burst gravity anomalies). Wyniki pomiarów wykonywanych okresowo w KWK Miechowice przedstawiono na rys. 14.12.

Metodę mikrograwimetryczną w celu prognozowania zagrożenia sejsmicznego zastosowano po raz pierwszy w kopalni Miechowice. Szereg dalszych jej zastosowań umożliwiło stwierdzenie wyraźnych prawidłowości we względnych zmianach siły ciężkości.

### 14.2.6. Inne metody geofizyczne.

Niszczeniu ośrodka skalnego towarzyszą różne zjawiska fizyczne, których śledzenie może stanowić prognozę zagrożenia sejsmicznego. Podejmowano w związku z tym różne próby ich wykorzystania.

Przy narastaniu naprężeń w skałach pojawiają się różne zjawiska elektryczne, takie jak gromadzenie się ładunku elektrycznego na powierzchniach rozgraniczających warstwy skalne o różnych własnościach elektrycznych, efekt piezoelektryczny, sejsmostrykcji itp. Zjawiska te badano w laboratoriach uzyskując zachęcające rezultaty, lecz sprawdzenie ich w skali technicznej w kopalni napotkało na liczne utrudnienia techniczne związane z występowaniem prądów błądzących i przemysłowych w górotworze oraz ze względu na nagromadzenie w wyrobiskach górniczych dużej ilości kabli, lin i urządzeń metalowych powodujących efekt ekranowania.

Z tych samych powodów nie zastosowano na skalę przemysłową metody radarowej i nie podejmowano prób wykorzystania metod magnetometrii.

W powietrzu wypełniającym pustki w skale występują izotopy radu, głównie radon. Gaz ten w trakcie powstawania spękań i szczelin w górotworze uwalnia się, przez co następuje wzrost jego koncentracji w atmosferze kopalnianej. Zjawisko to wykorzystano podejmując eksperymenty z zastosowaniem metody radonowej do prognozowania wyrzutów węgla i skał w kopalniach węgla kamiennego w Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym (rejon Wałbrzycha). Metodę tę próbowano również wykorzystać do prognozowania zagrożenia sej-

smicznego w kopalniach miedzi LGOM, a następnie w kopalniach węgla kamiennego w GZW. Prognozy uzyskiwane tą metodą jak dotychczas mają charakter jakościowy i nie wyszły poza fazę eksperymentów.

# ZAPOBIEGANIE TĄPANIOM

Występowanie dwóch mechanizmów tąpań, to jest tąpań naprężeniowych i tąpań spowodowanych utratą stateczności, ogromnie utrudnia opracowanie skutecznych metod zapobiegania temu zagrożeniu. Niektóre rozwiązania technologiczne, bardzo korzystne przy ograniczaniu jednego rodzaju tąpań, są wręcz szkodliwe dla tąpań drugiego rodzaju. Problem dodatkowo się komplikuje jeżeli uwzględni się możliwość równoczesnego występowania dwóch rodzajów tąpań (np. tąpnięcie stropowe zainicjuje tąpnięcie naprężeniowe). Zasadnicza trudność polega na tym, że generalną zasadą obowiązującą przy zwalczaniu tąpań naprężeniowych, jest przede wszystkim osłabianie skał i pozbawianie ich zdolności do akumulacji energii sprężystości, natomiast zwalczanie tąpań powodowanych utratą stateczności polega w głównej mierze na stworzeniu takich warunków, w których utrata stateczności nie wystąpi, bądź wystąpi w sposób kontrolowany, połączony z dyssypacją energii.

Uproszczony bilans energetyczny tąpnięcia można zapisać w postaci:

$$E_p = E_k + L + \Delta E_{str}$$

gdzie:

$E_p$ - energia potencjalna;
$E_k$ - energia kinetyczna;
$L$ - praca zużyta na pokonanie oporów ruchu;
$\Delta E_{str}$ - energia zdyssypowana.

Skutki tąpnięcia zależą od wielkości energii kinetycznej, z jaką skały zostają wyrzucone do wyrobiska. Zapobiegając tąpaniom trzeba więc stosować takie technologie, które minimalizują akumulację energii potencjalnej w skałach. Ponieważ energia ta zależy od wielkości przemieszczenia pionowego skał oraz od energii sprężystości nagromadzonej w skałach, technologie eksploatacji złoża, w którym występują tąpania winny być tak dobrane, aby te przemieszczenia oraz ilość energii sprężystości akumulującej się w skałach ograniczyć do minimum. Zmniejszając $E_p$ we wzorze, automatycznie zmniejsza się liczbową wartość prawej strony równania.

O tym jak duża część energii potencjalnej zamieni się w kinetyczną, decydują wielkości L oraz $\Delta E_{str}$. Im większa będzie praca zużyta na pokonanie oporów ruchu mas skalnych w strefie tąpnięcia i im większa będzie ilość energii ulegającej dyssypacji, to przy tej samej $E_p$, energia kinetyczna musi być mniejsza. Wynika stąd oczywisty wniosek, że walka z zagrożeniem tąpaniami jest tym bardziej skuteczna, im większe są wartości L oraz $\Delta E_{str}$. Osiągnąć to można zwiększając wytrzymałość skał w otoczeniu wyrobiska oraz przez takie działania profilaktyczne, które zapewniają wysoką dyssypację energii.

Ze zjawiskiem tąpań polskie górnictwo zetknęło się po raz pierwszy w kopalniach węgla. Były to typowe tąpania naprężeniowe (pokładowe). Aczkolwiek w literaturze górniczej zwracano uwagę na występowanie również innych rodzajów tąpań, nie tylko pokładowych, to jednak główne wysiłki naukowców i praktyków ukierunkowane były na zapobieganie tąpaniom pokładowym, natomiast tąpaniom innym poświęcano znacznie mniej uwagi.

Zapobieganie zagrożeniu tąpaniami polega na stosowaniu technologii robót ograniczających zagrożenie i minimalizujących skutki tąpnięcia, oraz na rozładowywaniu naprężeń lub prowokowaniu tąpań w takich warunkach, w których nie spowoduje one wypadków i szkód materialnych.

Pierwszą grupę działań profilaktycznych określa się umownie jako pasywne metody zapobiegania tąpaniom, natomiast drugą jako aktywne.

## 15.1. Pasywne metody zapobiegania tąpaniom.

Zagrożenie tąpaniami występuje zawsze w określonych warunkach geologiczno-górniczych, przez co walka z tym zagrożeniem polega na stosowaniu technologii eksploatacji złoża odpowiedniej dla lokalnych warunków. Generalną zasadą jest niedopuszczenie do powstawania stref koncentracji naprężeń w skałach, w sąsiedztwie wyrobisk oraz do powstawania stref niestabilnych, w których może nastąpić utrata stateczności.

### 15.1.1. Zaprojektowanie eksploatacji.

Projektując eksploatację złoża, której zagrażają tąpania, należy przede wszystkim ocenić czy lokalne warunki są w wystarczającym stopniu rozpoznane, gdyż jakość projektu i jego wiarygodność są ściśle od tego uzależnione. Zarówno złoża węgla w GZW, jak i złoża rudy miedzi w LGOM, charakteryzują się dużą zmiennością, co niestety stwierdza się na ogół dopiero po ich wyeksploatowaniu. Jeżeli rozpoznanie złoża jest niewystarczające, należy bezwzględnie wykonać dodatkowe badania.

Różnorodność warunków, w jakich prowadzone są roboty górnicze, powoduje to, że można tylko wskazać ogólne zasady, jakie winny być spełnione w projekcie eksploatacji, przy czym będą to inne zasady gdy projektuje się eksploatację w partii dziewiczej, a inne, gdy eksploatację projektuje się w rejonach, w których występują tzw. zaszłości eksploatacyjne (krawędzie, stare zroby, niewybrane resztki złoża, filary itd.).

W rejonach jeszcze nieeksploatowanych, roboty górnicze należy projektować tak, aby stref w których występuje koncentracja naprężeń było jak najmniej. W tym celu ogranicza się ilość wyrobisk korytarzowych, stosuje się długie fronty eksploatacyjne, unika się tworzenia zbędnych krawędzi, pozostawiania resztek, filarów itd. Wybieranie „na czysto" jest szczególnie ważne przy eksploatacji złóż wielopokładowych, gdyż wszelkie krawędzie, resztki, filary itp., stanowią miejsca potencjalnego zagrożenia przy eksploatacji następnych pokładów. Wybranie złoża „na czysto" jest możliwe tylko w teorii,

rzecz jednak w tym, aby miejsc, które w przyszłości mogą stanowić przyczynę i źródło zagrożenia, było jak najmniej.
Długoletnia praktyka wykazała, że w kopalniach węgla zagrożonych tąpaniami najbezpieczniejszym systemem jest system ścianowy, z długim frontem o możliwie małej wysokości, przemieszczającym się wolno ze stałą prędkością. Ze względów technologicznych zalecany jest system z zawałem stropu. Należy jednak pamiętać, że eksploatacja z zawałem w większym stopniu, niż podsadzkowa, powoduje powstawanie stref niestabilnych w stropie, stwarzających zagrożenie dla eksploatacji następnego pokładu oraz, że eksploatacja pierwszego pokładu jest zawsze w miarę bezpieczna, natomiast innych pokładów już mniej.
Zalety i wady systemu zawałowego w stosunku do systemu podsadzkowego przedstawiono w rozdziale 13.1.1.

Projektując eksploatację złoża, w którym występuje zagrożenie sejsmiczne, należy bezwzględnie przestrzegać warunku koordynacji robót, a w fazie realizacji projektu ściśle przestrzegać ustalonych w nim warunków koordynacji. Jakakolwiek dowolność przy prowadzeniu robót może mieć katastrofalne następstwa.

W praktyce odległość, do jakiej następuje wzajemne oddziaływanie eksploatacji dwóch pokładów, wynosi około 60m, aczkolwiek nie jest to regułą. Bezsporne jest jednak, że jednoczesna eksploatacja dwóch pokładów, których fronty znajdują się blisko siebie lub się krzyżują jest bardzo niebezpieczna, niedopuszczalna nawet przy odległościach pionowych większych od 60m.

W kopalniach LGOM stwierdzono, że wyraźny wzrost aktywności sejsmicznej następuje, gdy powierzchnia zrobów w danym polu staje się większa od 15ha. Zaczyna się wówczas rejestrować silne wysokoenergetyczne wstrząsy górnicze.

Eksploatacja złoża miedzi w LGOM odbywa się przy zastosowaniu systemu komorowo-filarowego, albo z zawałem stropu, albo z podsadzką hydrauliczną. Sporadycznie stosuje się odmianę systemu z podsadzką suchą, wypełniając zroby skałą płonną z wyrobisk przygotowawczych. Podstawową obudową wyrobisk jest obudowa kotwiowa przy wykorzystaniu różnych typów kotwi (Siewierski i inni 1994).

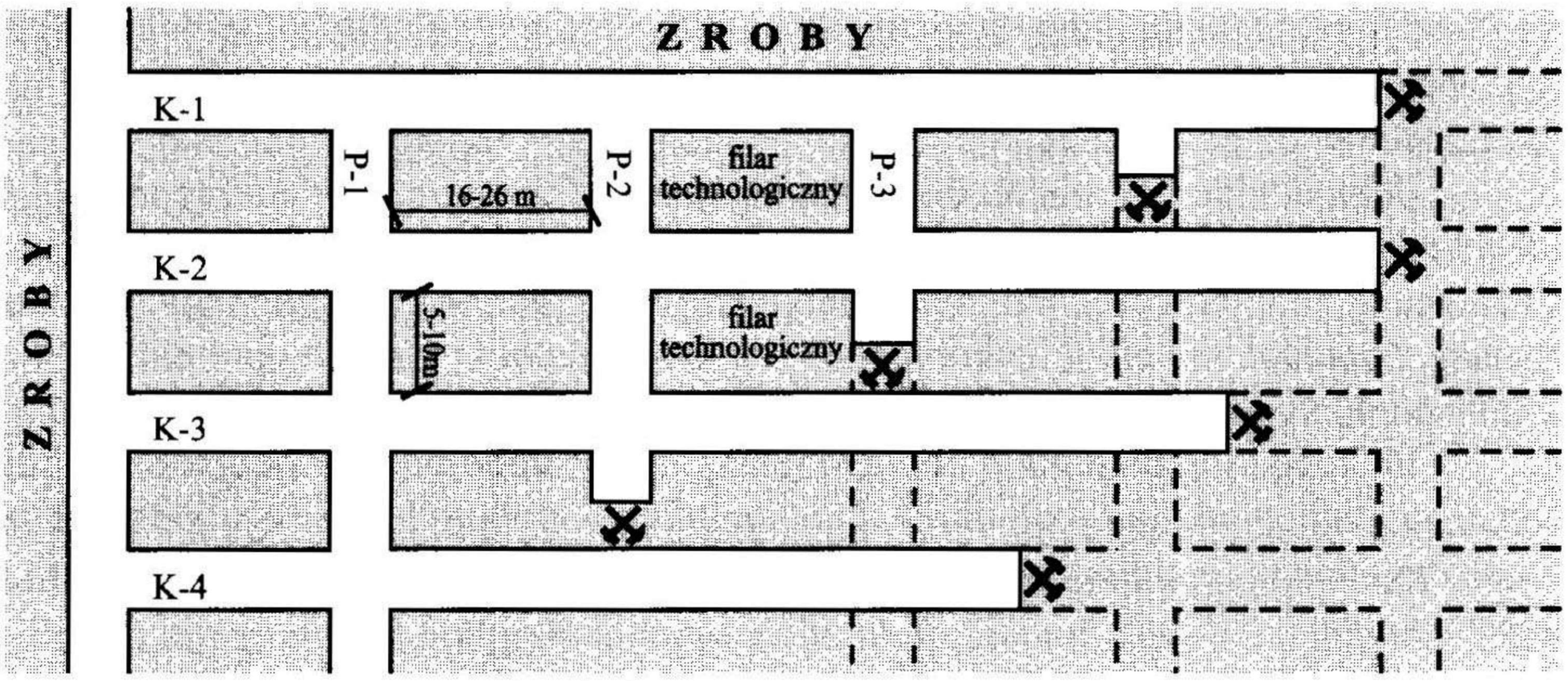
System komorowo-filarowy stosowany jest w dwóch odmianach: jednoetapowej lub dwuetapowej, przy czym w rejonach, w których występuje zagrożenie tąpaniami, stosuje się system jednoetapowy, polegający na rozcięciu złoża komorami usytuowanymi prostopadle do linii frontu (rys. 15.1). Poszczególne komory połączone są pasami. Po wykonaniu komór i pasów złoże zostaje podzielone na prostokąty (lub kwadraty) stanowiące tzw. filary technologiczne o wymiarach od 5x5 do 16x18m, zapewniające podparcie stropu w przestrzeni roboczej i regularny rozkład ciśnienia eksploatacyjnego w caliźnie wokół frontu.

Gdy miąższość złoża jest większa od 5m stosuje się podsadzkę hydrauliczną wybierając je dwufazowo. W pierwszej fazie wybiera się warstwę dolną, a po podsadzeniu zrobów podsadzką, warstwę górną. Prowadząc eksplo-

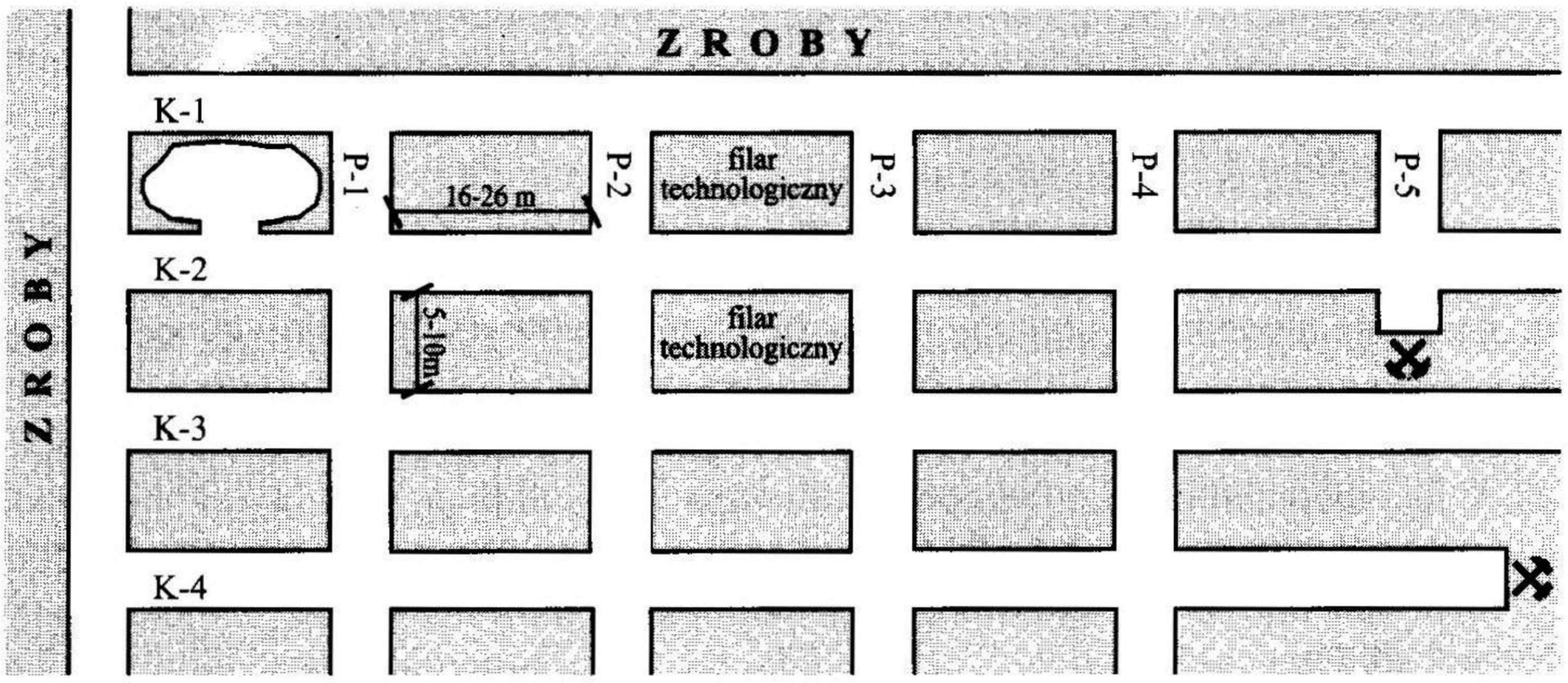
atację z podsadzką uzyskano znaczne ograniczenie liczby i energii wstrząsów górniczych (Butra 1993).

W oparciu o długoletnie doświadczenia w LGOM opracowano modyfikację wymienionych wyżej systemów eksploatacji, polegającym na tzw. upodatnianiu filarów i calizny w otoczeniu wyrobisk. Przy klasycznych systemach komorowo-filarowych ujawniały się często problemy z bezpiecznym kierowaniem stropem, przejawiające się jako wysokie ciśnienia eksploatacyjne na linii frontu, tąpania i odprężenia oraz trudności z uzyskaniem odpowiednio wysokiego zawału skał stropowych (Butra i inni 1996).

System jednoetapowy z upodatnieniem filarów, polega na szerokim otwarciu przestrzeni roboczej do siedmiu pasów i siedmiu rzędów filarów technologicznych. Jeżeli filary mają odpowiednie wymiary, wówczas ciśnienie eksploatacyjne powoduje ich rozgniatanie i doprowadzenie do stanu pozniszczeniowego. Strop osiada stosunkowo regularnie na upodatnionych w ten sposób




a) faza rozcinania i upodatniania filarów i calizny

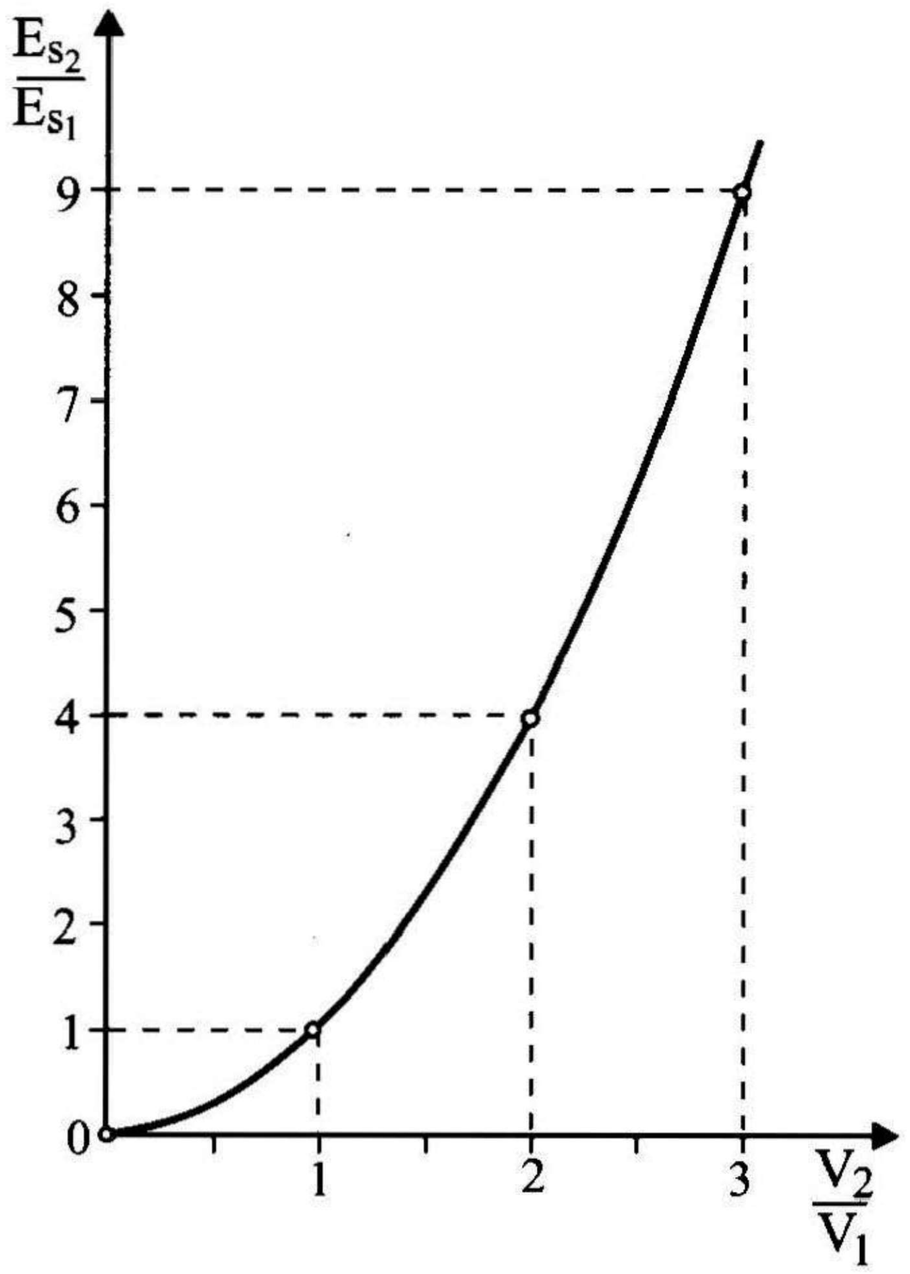



b) faza wybierania filarów technologicznych

*Rys. 15.1. Schemat systemu jednoetapowego.*

filarach, opierając się na caliźnie przed linią frontu oraz na strefie skompromanowanego zawału. Uzyskuje się w ten sposób bardziej stabilny stan równowagi w otoczeniu frontu podobny, jak przy eksploatacji z podsadzką. Stosując ten system eksploatacji w istotny sposób ograniczono liczbę wstrząsów, a przede wszystkim uzyskano znaczną poprawę w zakresie utrzymania wyrobisk, eliminując obwały i zawały, obsypywanie się ociosów itd.

Jako jedno z rozwiązań zapobiegających zagrożeniu sejsmicznemu, stosuje się ograniczanie prędkości postępu frontu. Efekt tego zbiegu można oszacować ze wzoru 13.4, zakładając, że wszystkie inne czynniki występujące w tym wzorze są takie same. Otrzymuje się wówczas wzór 15.1 w postaci:




*Rys. 15.2. Zależność $E_{S2}$:$E_{S1}$ od $V_2$:$V_1$.*

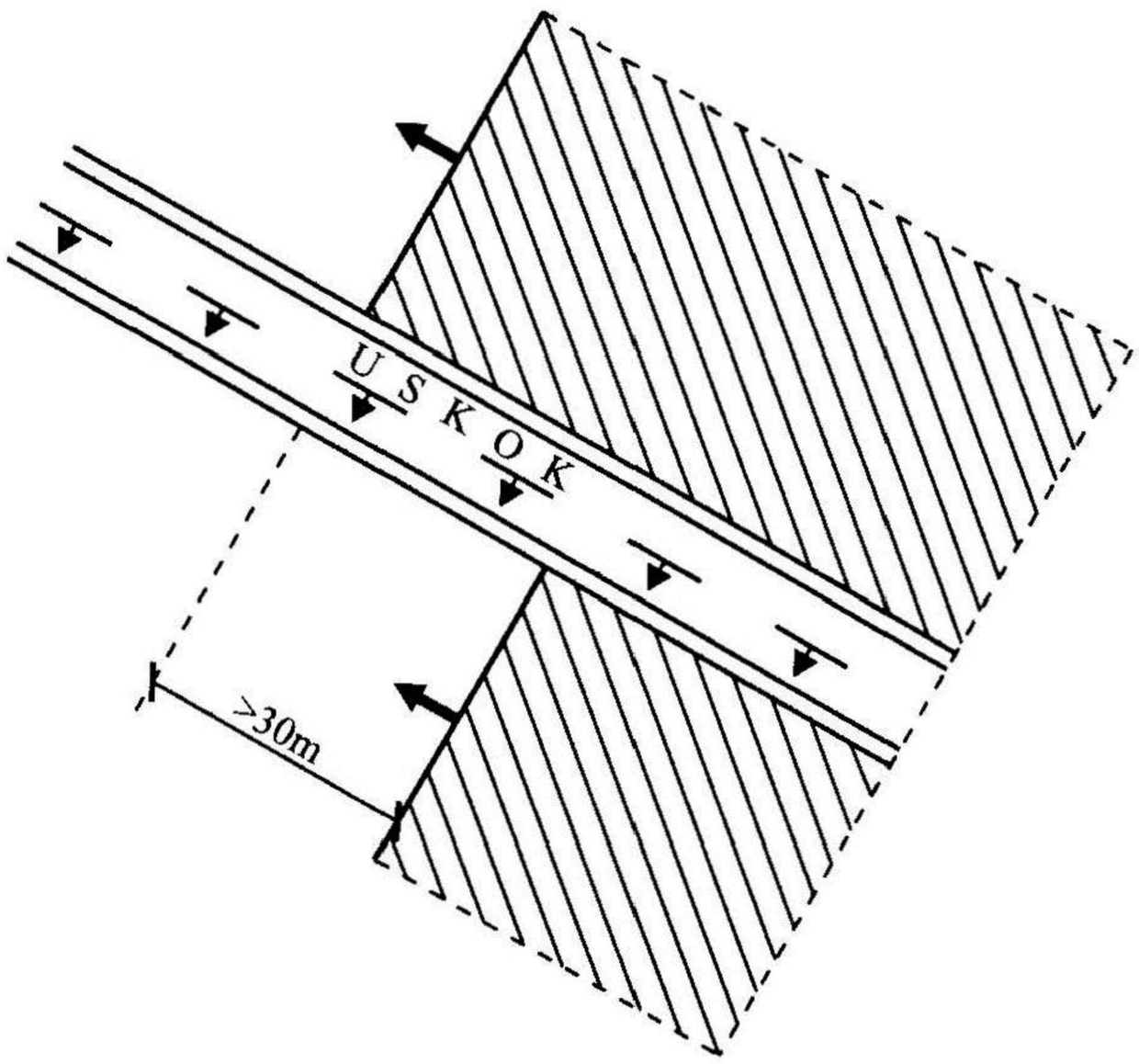
$$\frac{E_{s_2}}{E_{s_1}} = \left(\frac{v_2}{v_1}\right)^2 \qquad (15.1)$$

gdzie przez $E_{s_1}$ i $E_{s_2}$ oznaczono wielkości emisji energii sejsmicznej z górotworu przy prędkościach $v_1$ i $v_2$ frontu.
Wykres przedstawiający tę paraboliczną zależność podano na rys. 15.2.

Należy zwrócić uwagę na to, że ograniczanie prędkości frontu da duże efekty jeżeli prędkość $v_2$ będzie wynosić około $0{,}6v_1$. Energia sejsmiczna $E_{S_2}$ wynosi wówczas $0{,}36E_{S_1}$. Dalsze ograniczanie postępu frontu, ze względu na paraboliczny charakter zależności, da już mniejsze efekty. Odnosząc powyższe uwagi do praktyki górniczej, zmniejszenie postępu frontu z 50m/miesiąc do 20-30m/miesiąc musi dać odczuwalne zmniejszenie energii wstrząsów.

Projektując eksploatację każdego złoża należy pamiętać, że najbardziej zagrożone na tąpania są wyrobiska korytarzowe. Dlatego też należy je projektować w taki sposób, aby były możliwie najmniej narażone na wpływy projektowanej eksploatacji oraz właściwie usytuowane w stosunku do uskoków i innych zaburzeń geologicznych w złożu. Dochodzenie frontów eksploatacji do wykonanych wcześniej wyrobisk korytarzowych jest zawsze niebezpieczne ze względu na superpozycję naprężeń.

Polskie złoża węgli i rud miedzi poprzecinane są licznymi uskokami dzielącymi pola eksploatacyjne na mniejsze parcele. Duży uskok stanowi naturalną granicę eksploatacji w danej parceli. Jeżeli eksploatację projektuje się po obu stronach uskoku, wówczas należy dążyć do tego, aby w pierwszej kolejności wybrać złoże w skrzydle wiszącym (rys. 15.3). Jeżeli w pierwszej




*Rys. 15.3. Właściwa eksploatacja złoża przy uskoku.*

kolejności wybierze się złoże w skrzydle zrzuconym, wówczas wzdłuż szczeliny uskoku, stanowiącej stromą powierzchnię podziału skał stropowych mogą powstawać strefy niestabilne, zagrażające tąpaniami z mechanizmem poślizgowym.

Projektując rozcięcie złoża w rejonach, w których prowadzono już eksploatację należy uwzględnić nie tylko lokalne warunki geologiczne, ale również wpływ różnego rodzaju zaszłości poeksploatacyjnych. W złożach jednopokładowych zaszłości takie to granice zrobów, wykonane wcześniej wyrobiska korytarzowe oraz roboty udostępniające, osadniki, komory itp. W sąsiedztwie tych zaszłości tworzą się strefy o podwyższonym zagrożeniu tąpaniami (strefy niestabilne oraz obszary koncentracji naprężeń). Dochodzenie robotami górniczymi do takich stref jest z reguły niebezpieczne i należy uwzględnić to już w fazie projektowania.

Wiele tąpań wystąpiło przy dochodzeniu do zrobów. Przed frontem eksploatacji występuje strefa podwyższonych naprężeń przemieszczających się wraz z postępem przodka. Ponieważ w pasie przyległym do zrobów występuje również podobna strefa, to przy odpowiednio małej odległości pomiędzy linią frontu, a granicą zrobów (około 50-100m), następuje sumowanie się naprężeń. Suma ich może przekroczyć wytrzymałość skał i spowodować tąpnięcie naprężeniowe. Poza tym wzdłuż linii zrobów w skałach stropowych tworzą się strefy niestabilne i deformacje skał, spowodowane zbliżającym się frontem eksploatacyjnym, mogą spowodować utratę stateczności układu i tąpnięcie typu poślizgowego.

Aby zapobiec takim tąpaniom należy unikać dochodzenia frontem robót do zrobów i projektować eksploatację tak, aby rozpoczynała się przy zrobach i oddalała się od nich w miarę postępu przodka. Jeżeli z przyczyn technicznych jest to niemożliwe i front musi być doprowadzony do zrobów, wówczas w projekcie należy przewidzieć wybranie pasa złoża przylegającego do złoża ścianą zamykającą, lub tzw. skosowanie frontu, to jest usytuowanie linii frontu pod możliwie dużym kątem w stosunku do zrobów.
Zasadę prowadzenia ściany zamykającej ilustruje rys. 15.4.

Przy zbliżeniu się do zrobów na odległość nie mniejszą niż L, postęp frontu należy zatrzymać, a pozostałą część parceli wybrać ścianą zamykającą,

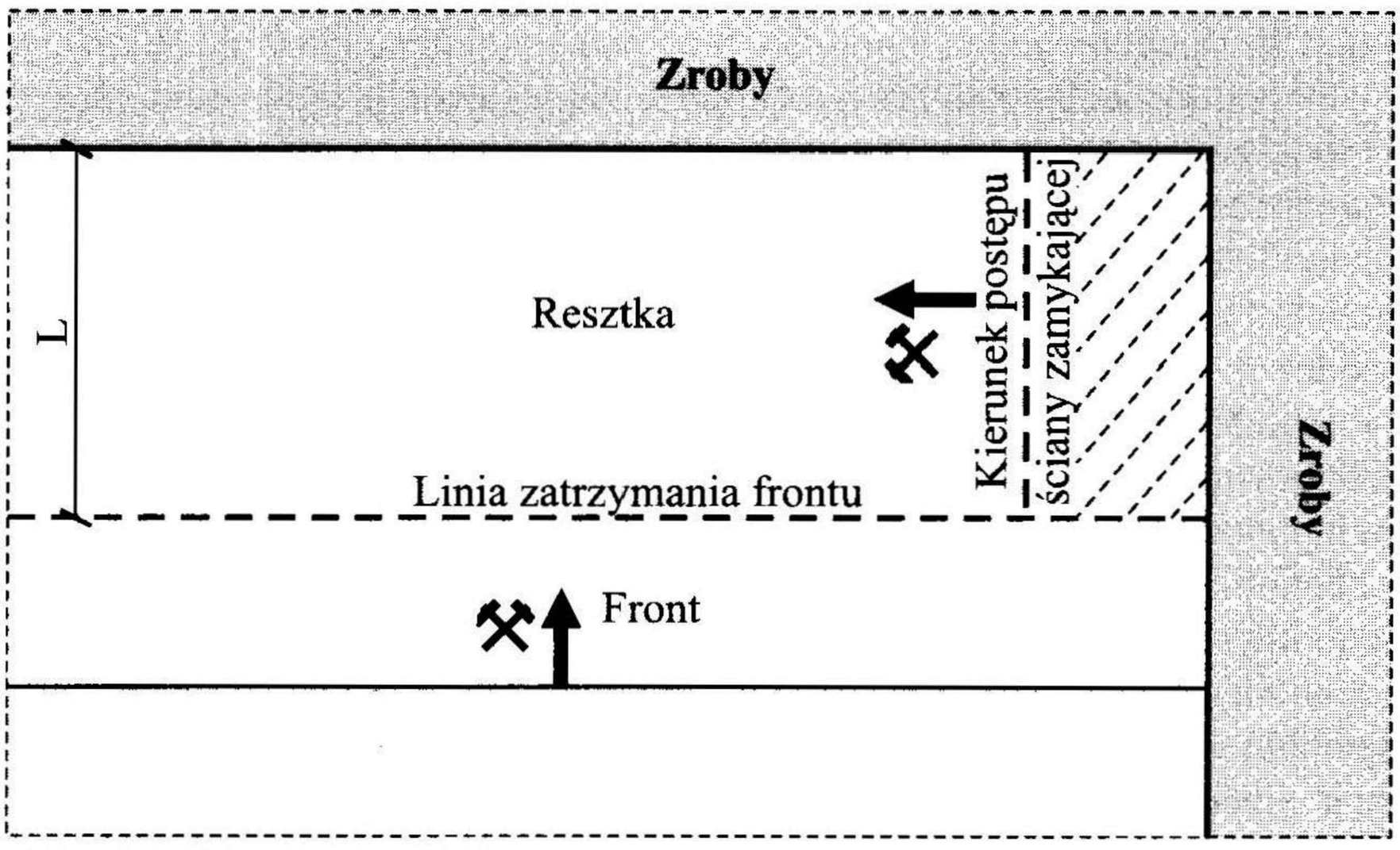
prowadząc ją od zrobów ku caliźnie (od prawej strony rysunku 15.4). Wówczas szerokość resztki nie będzie się zmniejszać i nie nastąpi sumowanie się naprężeń występujących na obrzeżach resztki. Strefy podwyższonych naprężeń obejmować będą tylko końcowe odcinki ściany, lecz występujące w nich naprężenia będą mniejsze od ich sumy. Wybieranie resztek ścianą zamykającą należy do podstawowych zasad prowadzenia eksploatacji w warunkach zagrożenia sejsmicznego.

W podobny sposób wybiera się pola zamykające w kopalniach LGOM, przestrzegając zasady niedopuszczenia do sumowania się naprężeń w sąsiedztwie zrobów z naprężeniami przed postępującym frontem eksploatacji.

Dochodzenie do wyrobisk korytarzowych również powoduje wzrost zagrożenia. Aby je ograniczyć, podsadza się wyrobiska znajdujące się przed linią frontu, a jeżeli jest to niemożliwe z przyczyn technicznych, należy dodatkowo je zabezpieczyć np. przez wykonanie w nich kasztów.

Te same zasady obowiązują przy dochodzeniu do komór, osadników, zbliżaniu się do wyrobisk udostępniających, wykonanych w skałach stropowych lub spągowych itp.

Projektując eksploatację w złożu wielopokładowym, gdzie wybierane były pokłady sąsiednie (zalegające wyżej lub niżej), szczególną uwagę należy zwrócić na krawędzie eksploatacyjne, w pobliżu któych występuje większość tąpań. Zasięg pionowy oddziaływania krawędzi można obliczyć z różnych wzorów i nomogramów. W praktyce odległość pionowa od krawędzi, przy której obserwuje się istotny jej wpływ na bezpieczeństwo robót, wynosi do 100 metrów, natomiast zmiany naprężeń spowodowane jej występowaniem w górotworze, stwierdzano badaniami geofizycznymi, przy znacznie większej odległości.




*Rys. 15.4. Ściana zamykająca.*

### 15.1.2. Działania techniczne ograniczające skutki tąpań.

Skutki tąpań zależą od wielu wręcz przypadkowych, często nieprzewidywalnych, czynników. Należy więc przyjąć, że pomimo stosowania technologii zapobiegających temu zagrożeniu, prawdopodobieństwa wystąpienia tąpnięcia nie można wykluczyć, w związku z czym należy podejmować takie działania techniczne, aby skutki tąpnięcia zminimalizować.
Będą one tym mniejsze, im lepiej utrzymane jest wyrobisko i im lepszą (mocniejszą) ma obudowę.

W obudowie podporowej musi być ściśle przestrzegana ustalona podziałka, a poszczególne jej elementy (stropnice, stojaki i spągownice) oraz zamki muszą znajdować się w stanie technicznym zgodnym z obowiązującymi normami. W miejscach potencjalnie zagrożonych, jak na przykład rejon krawędzi lub przejście przez uskok, często zagęszcza się obudowę budując dodatkowe odrzwia i rozpory.
Inny rodzaj wzmocnienia obudowy to zabudowanie dodatkowych podciągów podpartych stojakami stalowymi Valent lub SV, zabudowanie dodatkowej obudowy wielobokowej wzmacnianej stojakami stalowymi, zabezpieczenie spągu przez dodatkowe spągnice podłużne i poprzeczne, opięcie stropu i ociosów siatką stalową, lub nawet zabezpieczenie stropu płytami żelbetowymi.

O ile obudowa kotwiowa stanowi podstawowy rodzaj obudowy w kopalniach LGOM, to wdrożenie jej w kopalniach węgla pomimo licznych pozytywnych zagranicznych przykładów przebiega niezmiernie opornie. Wydaje się, że dużą rolę odgrywa tu konserwatywna postawa kadry inżynieryjno-technicznej górnictwa węglowego, nie mającej zaufania do tej obudowy. Sporadycznie stosuje się ją jako dodatkowe wzmocnienie ociosów, stropu i spągu. Wydaje się, że powszechne jej stosowanie w kopalniach tąpiących ograniczyłoby skutki tąpań.

W kopalniach LGOM w rejonach zagrożonych tąpaniami, zagęszcza się kotwie zwiększając w ten sposób stateczność stropu i ociosów. Dodatkowe wzmocnienie typowej obudowy kotwiowej stanowi, stosowana coraz częściej, obudowa linowo-spoiwowa. Jeżeli zachodzi potrzeba, strop podpiera się stojakami, lub nawet kasztami, a na skrzyżowaniach zabudowywane są stropnice płytowe.

Obudowa wyrobisk korytarzowych i komorowych zazwyczaj ma mniejszą podporność i zdolność do przenoszenia obciążeń dynamicznych, niż obudowa ścianowa. Stosowane obecnie w kopalniach obudowy zmechanizowane typu „FAZOS", „Glinnik" oraz inne, zarówno zawałowe i podsadzkowe, charakteryzują się wysoką podpornością i skutecznie zabezpieczają przestrzeń roboczą, przez co skutki nawet silnych tąpań w ścianach z takimi obudowami są na ogół ograniczone, zwłaszcza w ścianach zawałowych. Ściany podsadzkowe są w większym stopniu narażone na skutki tąpań ze względu na niewystarczające zabezpieczenie ludzi przygotowujących zroby do podsadzania. Czynione są próby zastosowania obudowy z tamą przesuwną, która rozwiązałaby ten problem, ale dotychczasowe efekty są ograniczone.

Istotny wpływ na bezpieczeństwo pracy w kopalniach tąpiących ma sposób urabiania calizny. Stosowane powszechnie w kopalniach węgla urabianie kombajnem gwarantuje wprawdzie regularny, systematyczny postęp frontu, ale z drugiej strony nie sprzyja dyssypacji energii nagromadzonej w pokładzie. Zazwyczaj prędkość postępu frontu jest większa niż prędkość, z jaką przemieszcza się fala naprężeń przed czołem przodka, który w takiej sytuacji, po kilku zabiorach może nieoczekiwanie znaleźć się w strefie koncentracji tych naprężeń. Zagrożenie z tym związane jest znacznie mniejsze przy urabianiu materiałem wybuchowym (MW), dlatego też w strefach zagrożonych często przechodzi się na takie urabianie, wykorzystując kombajn do ładowania urobku. Odpalanie ładunków MW spełnia wówczas podwójną rolę, gdyż niezależnie od urobienia calizny na określoną głębokość, prowokuje również wstrząsy górnicze w dogodnym dla kopalni momencie (wycofana załoga i zabezpieczone wyrobiska).

### 15.1.3. Działania organizacyjne w celu ograniczenia zagrożenia tąpaniami.

Każda kopalnia, w której występują tąpania, zatrudnia zorganizowane służby zajmujące się monitorowaniem i prognozowaniem zagrożenia, przygotowywaniem projektów prowadzenia robót w strefach zagrożonych, informowaniem kierownictwa zakładu górniczego o aktualnym stanie zagrożenia, ustalaniem zakresu tak zwanych rygorów, jakie winny być spełniane przy prowadzeniu robót itd.

Rejony kopalni i niektóre wyrobiska zaliczane są do tzw. stref szczególnego zagrożenia, oznaczone są tablicami ustawianymi na ich granicach. Przebywanie w takich rejonach wymaga często zezwolenia koordynatora wyznaczanego imiennie, odpowiedzialnego za przebywanie ludzi w tych miejscach. Jeżeli bieżące obserwacje wskazują na narastanie zagrożenia, wówczas najczęściej przerywa się roboty i wycofuje załogę ze strefy zagrożonej. Wznowienie robót jest dopuszczalne tylko wówczas, gdy stwierdzi się zmniejszenie stanu zagrożenia.

Generalną zasadą dla rejonów zagrożonych jest ograniczanie do minimum liczby ludzi przebywających jednocześnie w takiej strefie.

Określając strefę szczególnego zagrożenia należy wyznaczyć i oznakować drogi ucieczkowe oraz utrzymywać je w należytym porządku, usuwając z nich wszelkie przeszkody, na jakie może napotkać uciekająca w panice załoga. Należy sobie uzmysłowić, że ucieczka taka jest żywiołowa i instynktowna, często z porzuconymi lampami, pochłaniaczami, kaskami ochronnymi itd. W takich warunkach każda przeszkoda, w postaci zbędnego stojaka i elementów obudowy, nagromadzonego sprzętu pomocniczego itd. utrudnia ucieczkę, a nawet może być powodem dodatkowych nie związanych z tąpnięciem wypadków.

Postęp techniczny umożliwił zastosowanie w górnictwie licznych nowych rozwiązań zwiększających bezpieczeństwo pracy w rejonach o szcze-

gólnym zagrożeniu tąpaniami. Wymienić tu można zastosowanie telewizji przemysłowej umożliwiającej zdalną obserwację wyrobisk szczególnie zagrożonych, zdalne sterowanie kombajnem przez kombajnistę spoza strefy zagrożonej, automatyczne sterowanie urządzeniami odstawy, zdalne sterowanie wiertnicami, automatyzację i mechanizację licznych ogniw procesu produkcyjnego.

Wszystkie powyższe działania mają jeden nadrzędny cel: wyeliminowanie przebywania ludzi w strefach niebezpiecznych, bądź przynajmniej ograniczenie do minimum czasu ich przebywania.

Każdej działalności ludzkiej towarzyszy zawsze pewien element ryzyka. Traktując ryzyko jako iloczyn prawdopodobieństwa zdarzenia i jego skutków, coraz częściej rozpatruje się w tym aspekcie celowość podejmowania decyzji o prowadzeniu eksploatacji złoża zagrożonego tąpaniami. Jeżeli ryzyko jest duże, wówczas rezygnuje się z wybierania niebezpiecznej partii złoża. Ryzyko to można znacznie zmniejszyć stosując odpowiednią technologię robót i odpowiednie w danych warunkach środki profilaktyczne. Powoduje to jednak wzrost kosztów wydobycia tony kopaliny i stawia pod znakiem zapytania celowość wybierania złoża na takich zasadach.

Zagadnienie to stanowi jeden z problemów tzw. zarządzania bezpieczeństwem w górnictwie.

## 15.2. Aktywne metody zwalczania tąpań.

O ile celem pasywnych metod zapobiegania tąpaniom jest zaprojektowanie i prowadzenie eksploatacji w taki sposób, aby zagrożenie to wyeliminować lub ograniczyć jego skutki, to aktywne metody zwalczania tąpań mają na celu rozładowywanie naprężeń w strefach ich koncentracji lub sprowokowanie tąpnięcia w wybranym przez kopalnię momencie, przy wycofanej załodze i zabezpieczonych wyrobiskach.

### 15.2.1. Metoda nawadniania.

Zapobieganie tąpaniom przez nawadnianie węgla należy do metod, które najwcześniej zaczęły być stosowane w górnictwie węgla kamiennego. Nasycenie wodą skały obniża jej wytrzymałość i zwiększa jej podatność na odkształcenia.

Podczas wtłaczania wody do skał początkowo następuje nasycenie występujących w niej szczelin i spękań, a później porów. Przy dalszym wzroście ciśnienia zatłaczania następuje hydrauliczne szczelinowanie skały, to jest propagacja pęknięć pod wpływem spiętrzenia naprężeń rozciągających w wierzchołkach szczelin.

Dodatkowym efektem nawodnienia skały jest zmniejszenie tarcia wewnętrznego, co ułatwia poślizgi na szorstkich powierzchniach istniejących spękań (efekt smarowania).

Metodę nawadniania pokładów węgla stosuje się w dwóch odmianach jako:

- nawadnianie z czoła przodka krótkimi lub długimi otworami o długości od 5 do 100 metrów,
- nawadnianie otworami równoległymi do czoła przodka.

Nawadnianie otworami z czoła przodka polega na odwierceniu serii otworów z powierzchni przodka, w kierunku do niego prostopadłym, na odpowiednią głębokość. Do otworów tych wprowadza się specjalne głowice uszczelniające (pakery), zamykające szczelnie otwór i zatłacza się wodę pod ciśnieniem stosując typowe agregaty pompowe (urządzenia NW), umożliwiające uzyskanie ciśnienia do 30MPa.
Przy zatłaczaniu niskociśnieniowym, stosowanym często jako faza przygotowawcza przed zatłaczaniem właściwym, ciśnienie wody pobieranej z rurociągu przeciwpożarowego wynosi 2MPa.

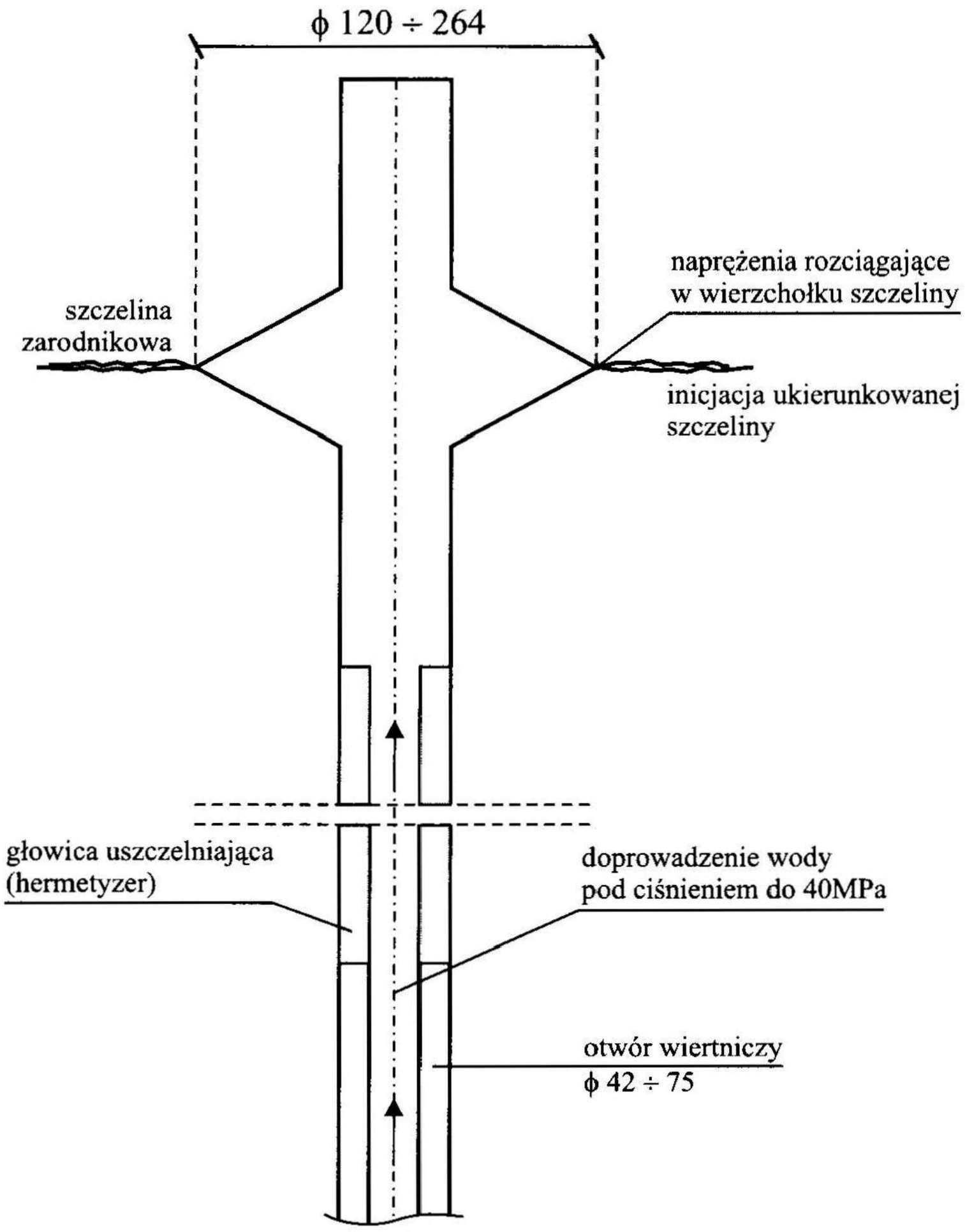
W pierwszym okresie zatłaczania, w miarę wypełniania spękań i szczelin wodą, obserwuje się systematyczny wzrost ciśnienia. W następnej fazie, gdy występuje już hydrauliczne szczelinowanie, ciśnienie może spaść nawet do zera, jeżeli w wyniku szczelinowania nastąpi ucieczka wody z otworu.

Nawadnianie długimi otworami odbywa się w podobny sposób, z tą jednak różnicą, że wodę zatłacza się przez otwory o długości do 100 metrów. Otwory posiadają większą średnicę i wierci się je wiertnicą w kierunku prostopadłym lub równoległym do powierzchni odsłoniętego ociosu. Zatłaczanie wody do calizny odbywa się w taki sam sposób, jak w przypadku otworów krótkich.

Nawadnianie pokładu może sprowokować lokalne tąpnięcie. Dlatego też nawadniając pokład należy przestrzegać zasady, aby w odległości mniejszej od 20m od miejsca zatłaczania nie było ludzi.

W ostatnich latach rozpoczęto stosowanie na skalę przemysłową metody ukierunkowanego hydraulicznego szczelinowania skał (UHS). Stosuje się ją do dezintegracji skał w otoczeniu złoża, przy czym można nią powodować spękania skał w określony zadany sposób, najbardziej odpowiedni dla danych warunków.
Schemat metody UHS przedstawia rys. 15.5. W ściance otworu o średnicy 42-75mm, wywierconego w skałach otaczających złoże, wykonana zostaje tzw. szczelina zarodnikowa, to jest rodzaj karbu o promieniu od 120 do 264mm. Po odizolowaniu części otworu poniżej szczeliny zarodnikowej, przez dławicę zwaną hermetyzerem do otworu tłoczy się wodę pod ciśnieniem. W wierzchołku szczeliny zarodnikowej, mającej w przekroju poprzecznym kształt klina, następuje spiętrzenie naprężeń rozciągających, powodujących propagację szczeliny w zadanym przez nią kierunku. Jeżeli ze względów technologicznych zachodzi potrzeba wykonania z jednego otworu więcej szczelin, wówczas otwór pogłębia się wykonując kolejne potrzebne szczeliny zarodnikowe.

Metoda UHS stosowana jest obecnie powszechnie w kopalniach węgla GZW, jako jedna z metod zapobiegania tąpaniom. Należy przy tym podkreślić, że jest to jedna z nielicznych metod mających na celu zapobieganie tąpaniom stropowym. Przy ciśnieniu wody do 40MPa uzyskiwano zasięg ukierun-




*Rys. 15.5. Schemat metody UHS.*

kowanej szczeliny do 30m. Skuteczność szczelinowania jest znacznie większa, gdy metodę UHS zastosuje się łącznie z metodą USS (rozdz. 15.2.4).

### 15.2.2. Metoda rozwiercania pokładu.

W kopalniach zagrożonych tąpaniami pokładowymi, jako jedną z metod zapobiegania tąpaniom, stosuje się rozwiercanie calizny węglowej. Metoda ta wywodzi się w pewnym sensie z oceny stanu zagrożenia tąpaniami metodą wierceń małośrednicowych, gdzie podczas wykonywania takich wierceń przy przewiercaniu strefy koncentracji naprężeń, następuje zwiększony wychód zwiercin, spowodowany deformacjami pseudoplastycznymi pokładu w otoczeniu ścianek otworu i „płynięcie" węgla do otworu. W rezultacie proces ten sprowadza się do usunięcia pewnej objętości węgla z pokładu. Wokół otworu po-

wstaje strefa deformacji pseudoplastycznych, w której struktura pokładu jest zniszczona, pozbawiona zdolności do akumulacji energii sprężystości. Efekt tego zjawiska będzie tym większy, im większa będzie średnica otworu. Wiercąc dużą liczbę otworów o dużej średnicy można odprężyć pokład na odpowiednio dużej powierzchni. Odprężanie pokładu w powyższy sposób jest metodą zapobiegania tąpaniom przez rozwiercanie.

Metodę zapobiegania tąpaniom przez rozwiercanie calizny węglowej stosuje się głównie w rosyjskim, czeskim i niemieckim górnictwie węglowym. Otwory odprężające mają średnicę do 500mm, przy czym zasadą jest zdalne sterowanie wiertnicą ze względu na możliwość sprowokowania lokalnego tąpnięcia przez wiercenie. Długość otworów uzależniona jest od lokalnych warunków i celu odprężania.

### 15.2.3. Strzelania wstrząsowe.

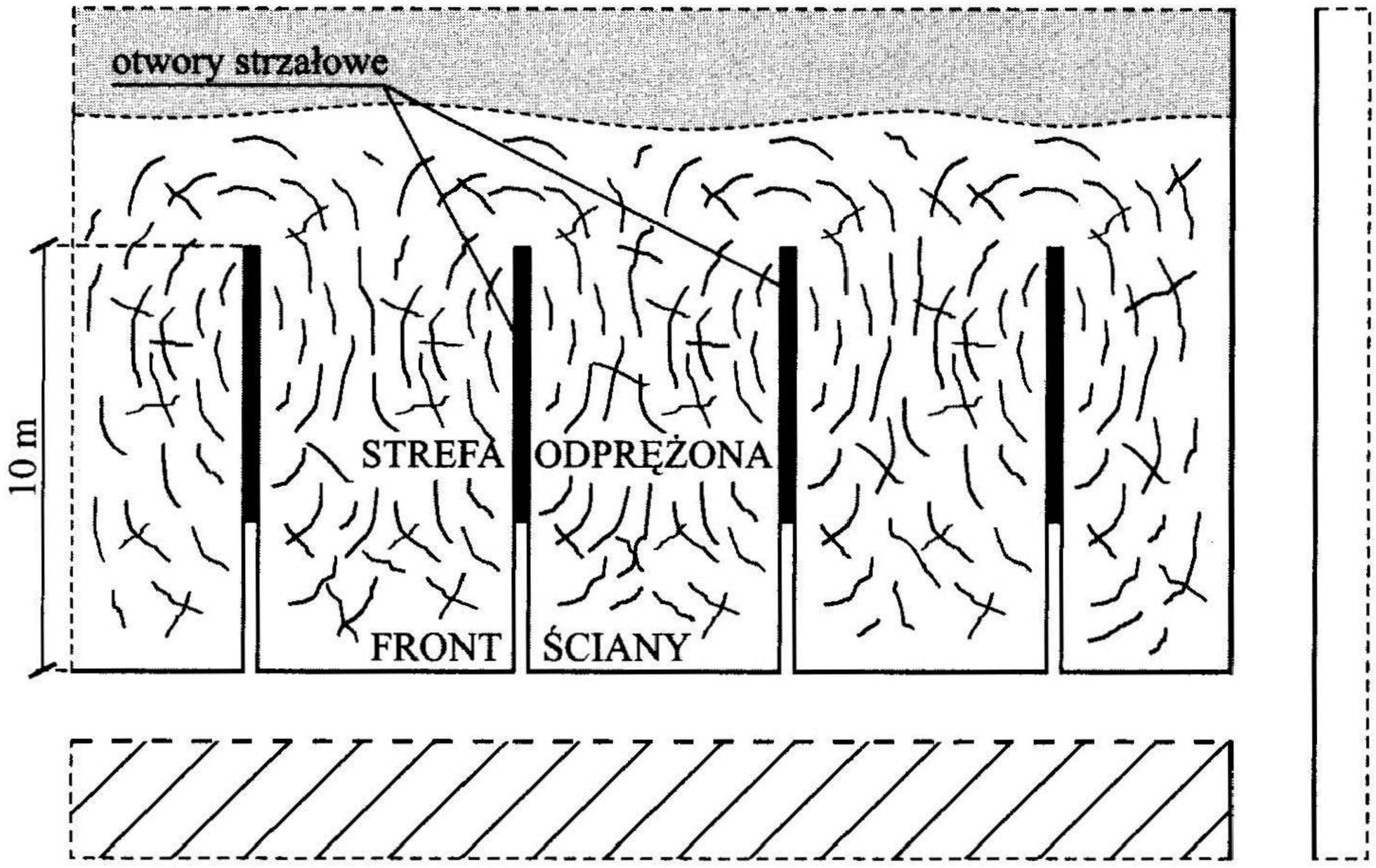
Metoda zapobiegania tąpaniom przez strzelania wstrząsowe należy do grupy metod zapobiegających tąpaniom typu pokładowego i na większą skalę zaczęto ją stosować w górnictwie węglowym w latach sześćdziesiątych. Metoda ta polega na odpaleniu możliwie dużego ładunku MW i sprowokowaniu wstrząsu górniczego. Odpalenie odpowiednio silnego ładunku MW powoduje propagację drgań górotworu wywołanych detonacją, które w naprężonym ośrodku skalnym mogą być mechanizmem spustowym dla uwolnienia nagromadzonej w skałach energii.

Metoda zapobiegania tąpaniom przez strzelania wstrząsowe ulegała z czasem licznym modyfikacjom i obecnie stosuje się ją jako strzelania odprężające (kamufletowe) lub strzelania odprężająco-urabiające.

Strzelanie odprężające (kamufletowe), wykonywane jest zazwyczaj wówczas, gdy w otoczeniu wyrobiska znajduje się strefa koncentracji naprężeń (rys. 15.6). Wykonanie takich strzelań powoduje to, że przez zniszczenie struktury pokładu następuje rozładowanie naprężeń, a strefa koncentracji odsuwa się od ociosu. Wytworzona przez strzelanie kamufletowe strefa odprężona (zniszczona) pomiędzy wyrobiskiem, a odsuniętą strefą koncentracji naprężeń, stanowi wtedy swego rodzaju strefę ochronną dla wyrobiska.
Celem strzelań odprężających jest odprężenie strefy przyociosowej pokładu bez jej urabiania.

Długość otworów strzałowych może być różna w zależności od potrzeb. Zazwyczaj jednak otwory wierci się na głębokość 10m. Ze względów technicznych średnice otworów rzadko są większe niż 80mm. Na podstawie bogatych doświadczeń ustalono, że jednoczesne odpalenie 150KG MW daje najlepsze efekty, przy czym zużycie MW na 1m postępu przodka ścianowego wynosi około 80KG.
W kopalniach węgla używa się powietrznych materiałów wybuchowych. Po odpaleniu ładunków wejście do strefy strzelania możliwe jest dopiero po odczekaniu czasu, ustalonego przez Kierownika Ruchu Zakładu Górniczego.

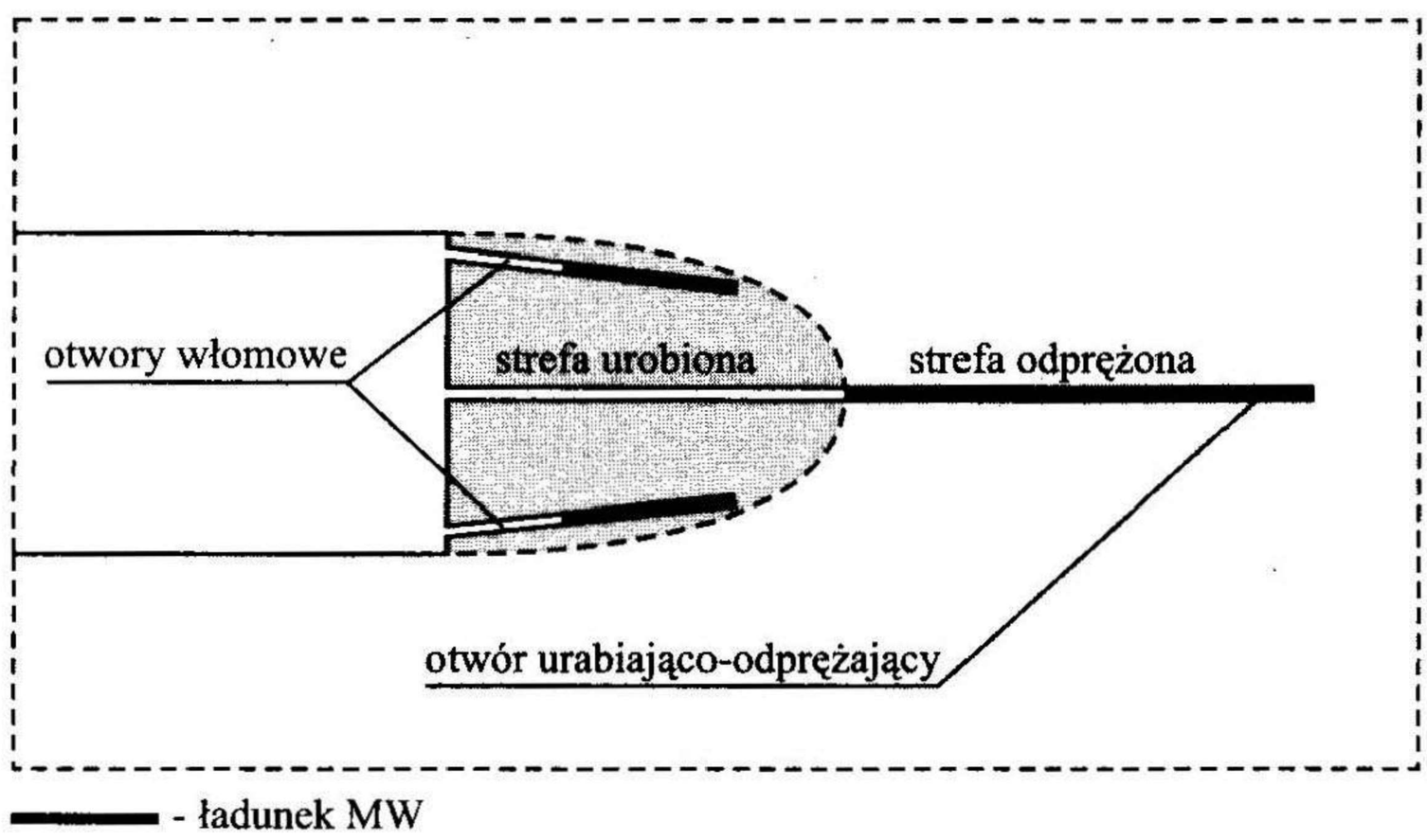
Gdy urabianie przodka ścianowego odbywa się przy zastosowaniu MW,




*Rys. 15.6. Zasada strzelań odprężających.*

wówczas stosuje się strzelanie wstrząsowo-urabiające. Ten rodzaj strzelań ma na celu nie tylko sprowokowanie wstrząsu, lecz również urobienie ociosu węglowego na określoną głębokość. Strzelania tego rodzaju wymagają opracowania specjalnej metryki strzałowej i wykonywania wierceń zgodnie z tą metryką.

Istotnym ograniczeniem w zastosowaniu w kopalniach węgla metody zapobiegania tąpaniom przez strzelania wstrząsowe, jest konieczność stosowania powietrznych MW, które mają mniejszą siłę detonacji i efekty uzyski-




*Rys. 15.7. Metoda odprężania z wykorzystaniem dodatkowego wielkośrednicowego otworu urabiająco-odprężającego stosowana w kopalniach LGOM.*

wane przy ich wykorzystaniu są gorsze, niż np. przy stosowaniu dynamitu. Problemów takich nie ma w kopalniach LGOM, przez co metoda zapobiegania tąpaniom przez strzelania wstrząsowe jest podstawową metodą aktywnej profilaktyki w tamtejszych kopalniach rudy miedzi. Na podstawie bogatych doświadczeń opracowano metodę zapobiegania tąpaniom przez wykonanie dodatkowego, długiego, centralnego otworu wielkośrednicowego (średnica 127mm i długość około 8m) przedstawiono na rys. 15.7.

Otwór odwiercony w środku przodka posiada większą długość niż otwory włomowe, przy czym ładunek MW rzędu 40-50 KG dynamitu znajduje się w jego przedniej części położonej już w strefie deformacji sprężystych poza strefą spękań. Pozostała, nie załadowana część otworu stanowi powierzchnię odsłonięcia, przez co zwiększa się efekt urabiania przy odpalaniu pozostałych otworów. Odpalenie silnego ładunku powoduje rozchodzenie się w skałach fali detonacyjnej prowokującej wstrząsy. Ocenia się, że liczba wstrząsów sprowokowanych tym sposobem w stosunku do ogółu wstrząsów wynosi około 30%.

### 15.2.4. Metoda torpedowania stropu.

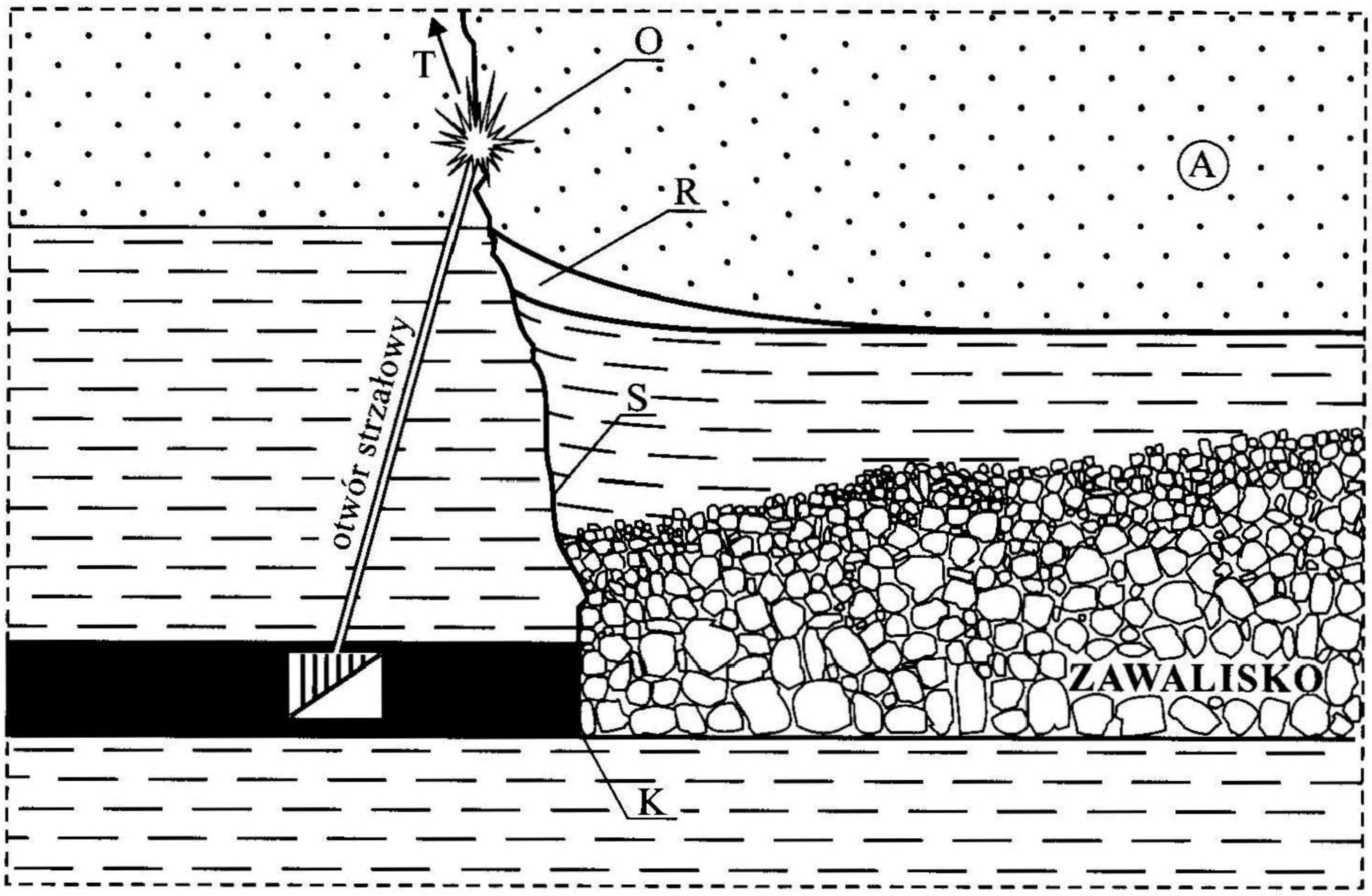
O ile strzelanie wstrząsowe stosuje się w kopalniach GZW głównie dla odprężenia pokładu, a w kopalniach LGOM również dla sprowokowania wstrząsów stropowych, to dla zdezintegrowania skał płonnych otaczających złoże, a zwłaszcza skał stropowych, wykorzystywana jest metoda torpedowania stropu.

Głównym celem metody torpedowania stropu jest jego dezintegracja. Odpalenie silnego ładunku MW w otworze odwierconym w stropie powoduje zniszczenie wokół niego skał. Niezależnie od zniszczenia skały i powstania spękań, eksplozja ładunku MW powoduje propagację drgań, które ze względu na możliwości zastosowania skalnych materiałów wybuchowych i zazwyczaj większą sprężystość tych skał, osiągają większą amplitudę i rozchodzą się na znaczne odległości. Oczywiście ze wzrostem odległości następuje wytłumianie tych drgań, przez co efekt strzelania torpedującego zależy od odległości i miejsca eksplozji ładunku.

Skuteczność strzelania torpedującego jest tym większa, im bardziej sprężysta i mocniejsza jest skała. Torpedowanie stropu ma sens techniczny tylko wówczas, gdy istnieje możliwość odpalenia ładunku MW w skałach o odpowiednich parametrach wytrzymałościowo sprężystych.

Istotną modyfikacją torpedowania stropu jest odpalenie silnego ładunku MW w bezpośrednim sąsiedztwie stromych spękań skał stropowych (rys. 15.8). Siła tarcia na powierzchniach tych spękań hamuje przemieszczanie się bloków skalnych nad zrobami i dopiero pokonanie tej siły powoduje poślizg bloku i tąpnięcie. Aby sprowokować ten poślizg w bezpośrednim sąsiedztwie spękań, odpala się silny ładunek MW powodujący zniszczenie nierówności i zazębień blokujących poślizg.

Jedną z odmian torpedowania jest ukierunkowane szczelinowanie skał USS metodą strzelniczą. Do odwierconego otworu ze szczeliną zarodnikową




Ⓐ- blok zawieszony nad zrobami
S - spękania nad krawędzią
R - rozwarstwienie
T - siła tarcia
K - krawędź eksploatacyjna
O - odpalenie ładunku MW

*Rys. 15.8. Torpedowanie stropu w strefie szczelin.*

wykonaną w identyczny sposób jak w metodzie ukierunkowanego hydraulicznego szczelinowania skał (rys. 15.4), ręcznie lub pneumatycznie wprowadza się odpowiednio silny ładunek MW. Po jego odpaleniu następuje propagacja szczeliny zarodnikowej w zadanym kierunku. Metodę tę z pozytywnym skutkiem stosowano na skalę przemysłową w kilkunastu kopalniach węgla.

### 15.2.5. Odprężanie pokładu przez wybranie pokładu sąsiedniego.

Złoże węgla kamiennego w GZW jest złożem wielopokładowym i większość kopalń prowadzi eksploatację w kilku, a nawet w kilkunastu pokładach. Poszczególne pokłady zazwyczaj mają różne własności geomechaniczne i różną skłonność do tąpań, w związku z czym zagrożenie tąpaniami pokładowymi (naprężeniowymi) również utrzymuje się na różnym poziomie. To zjawisko wykorzystano stosując metodę odprężania pokładu tąpiącego przez uprzednie wybranie sąsiedniego pokładu nietąpiącego, zalegającego wyżej lub niżej. Pokład tąpiący jest wówczas pokładem odprężanym, a pokład eksploatowany dla jego odprężenia pokładem odprężającym.
Mechanizm zjawiska odprężenia jest stosunkowo prosty.

W pierwszej fazie naprężenia rozciągające, pojawiające się w skałach przed postępującym frontem eksploatacji, powodują powstawanie szczelin i spękań w otaczających skałach i pokładach. Skala zniszczenia zależy od odległości pokładu odprężanego od odprężającego, wysokości i prędkości frontu oraz systemu kierowania stropem w pokładzie odprężającym. Duże wysokości, szybki postęp frontu oraz stosowanie systemu zawałowego, zapewniają dużą skuteczność odprężania, dezintegrując w wysokim stopniu skały nadległe.

W drugiej fazie odprężania następuje przemieszczanie się skał nad zrobami i dalsza ich dezintegracja. Ostateczny efekt eksploatacji odprężającej to powstanie w górotworze obszaru zniszczonego, pozbawionego zdolności do akumulacji energii sprężystości. Znajdujący się w tym obszarze pokład węgla pozbawiony jest skłonności do tąpań.

Niektóre pokłady posiadają znaczną miąższość i wybierane są warstwami równoległymi do spągu. Jeżeli podczas eksploatacji takiego pokładu występują tąpania, to odpręża się go wybierając w pierwszej kolejności warstwę podstropową z zawałem stropu, odprężając przez to warstwy niższe.
Efekt odprężenia maleje z czasem, jaki upływa od zakończenia eksploatacji pokładu odprężającego. Empirycznie ustalono, że pozytywne efekty odprężenia utrzymują się przez około 5 lat po zakończeniu eksploatacji, przy czym efekt odprężenia jest największy w pierwszych dwóch latach i szybko maleje z czasem.

Dla wyznaczania zasięgu wpływu odprężania wykonano szereg prac analitycznych oraz badań w warunkach „in situ" (np. Ożana 1991). W wyniku tych badań podano wzory i nomogramy umożliwiające obliczenie zasięgu wpływu odprężania i efektu tego odprężania (np. Dubiński 1989).

Metoda odprężania pokładu tąpiącego, przez eksploatację pokładu sąsiedniego, jest metodą zapobiegającą tąpaniom pokładowym i możliwą do zastosowania tylko w złożach wielopokładowych. W kopalniach LGOM, gdzie ruda miedzi wystepuje w pojedyńczej strefie okruszcowanej tworzącej nieregularny pseudopokład, nie ma możliwości jej zastosowania. W pewnym sensie dla odprężenia złoża stosuje się upodatnianie filarów przed frontem eksploatacji. Przy odpowiednio dobranych wymiarach tych filarów następuje ich rozgniatanie i przejście w fazę pozniszczeniową. Filary stają się w ten sposób bardziej podatne na odkształcenia i umożliwiają łagodne osiadanie skał stropowych. Stosując metodę upodatniania filarów uzyskano liczący się postęp w opanowywaniu zagrożenia sejsmicznego.

Podany wyżej przegląd metod zapobiegania tąpaniom wskazuje pozornie, że praktycy dysponują odpowiednio dużą liczbą możliwych do zastosowania rozwiązań. W rzeczywistości jednak na skalę przemysłową stosuje się tylko nieliczne. Większość z nich jest skuteczna w zwalczaniu tąpań pokładowych, zawodzi natomiast przy tąpaniach stropowych. W rezultacie wśród specjalistów panuje zgodne przekonanie, że w zakresie zapobiegania tąpaniom istnieją jeszcze duże braki.

* *
*

*Zbieranie materiałów do napisania niniejszej książki zakończono w pierwszej połowie 1998 roku, przez co, nie zostały w niej ujęte prace opublikowane później. Wynika to z konieczności utrzymania cyklu wydawniczego, chociaż intencją autora było syntetyczne przedstawienie najnowszej wiedzy w zakresie problematyki zagrożenia sejsmicznego i tąpań.*

*Zagrożenie sejsmiczne i tąpania stanowią temat wielu prac naukowo-badawczych, publikacji, ekspertyz, dokumentacji i eksperymentów. Zagrożenia te stanowią niezmiernie skomplikowany i trudny do rozwiązania problem naukowy i inżynierski, przez co wiele z tych prac ma charakter bądź hipotez, bądź poglądów wymagających dalszej weryfikacji. Powoduje to, że dokonanie syntezy wiedzy o tych zagrożeniach stanowi dużą trudność, a poza tym, dokonującemu syntezy trudno jest także zachować absolutny obiektywizm.*

*Czytelnik po zapoznaniu się z treścią książki może odczuwać pewien niedosyt, ponieważ znaczna część problemów z zakresu mechanizmu zjawisk, ich prognozowania i zwalczania nie jest do końca rozwiązanych co niejednokrotnie podkreślano w poszczególnych rozdziałach książki. Niestety problemy zagrożenia sejsmicznego i tąpań nie zostały jeszcze w wystarczającym stopniu rozpoznane i rozwiązane, nie tylko w Polsce ale także za granicą. Są one niezmiernie trudne i skomplikowane, tym trudniejsze, że przebiegu procesów geomechanicznych poprzedzających ujawnienie się zagrożenia sejsmicznego, zachodzących w głębi górotworu nie można w sposób bezpośredni obserwować, a ich monitorowanie odbywać się może jedynie w sposób pośredni.*

# LITERATURA

Awierszyn S. G., 1955 *Gornyje udary*. Wyd. Nauka.

Bartecka A., Bereś B., Kaszper J., Kienig E., Kijewski P., 1975 *Przejawy ciśnienia górotworu w warunkach eksploatacji systemem filarowo-komorowym w Kopalni Polkowice*. W materiałach: *Wybrane problemy górnictwa rud miedzi*. Prace Nauk. Inst. Geotechn. Pol. Wrocławskiej.

Bernaix J., 1974 *Properties of rock and rock masses*. Proc. 4th Congress of Int. Soc. Rock Mech., Denver.

Best B. S., 1970 *Stress Distributions in Block Jointed Masses*. Ph. D. Thesis James Cook University.

Bieniawski Z. T., 1967 *Mechanism of brittle fractures of rock*. Int. J. Rock, Mech. Min. Sci. z. 4.

Biliński A., 1968 *Przejawy ciśnienia górotworu w polach eksploatacji ścianowej w pokładach węgla*. Z. N. Politechniki Śląskiej. Górnictwo z. 31.

Biliński A., 1981 *Metoda określania stanu zagrożenia tąpaniami stropowymi na podstawie rozeznania warunków naturalnych i górniczych*. Przegląd Górniczy nr 7/8.

Bober A., Kazimierczyk M., 1979 *Aktywność sejsmiczna, a eksploatacja zawałowa w Zakładach Górniczych Lubin*. Publs. Inst. Geoph. z. M-2 (123).

Bober A., Kazimierczyk M., 1980 *Aktywność sejsmiczna na tle eksploatacji oddziału G-9 Zakładów Górniczych Lubin*. Publs. Inst. Geoph. z. M-3 (134).

Bock H., 1978 *An Introduction to rock Mechanics*. Departament of Civil and Systems Engineering James Cook Univerity of North Queesland.

Borecki M., 1979 *Badania nad określeniem wskaźnika reologicznego skłonności węgla do tąpań*. Zesz. Nauk. Pol. Śl. Górnictwo z. 88.

Brace W. F., 1960 *An extension of Griffith theory of fracture to rocks*. Jourb. Geoph. Res. vol. 65 no. 10.

Brady B. T., 1975 *Tilt Precursors in Rock Before Failure: A Laboratory Investigation*. Bur. of Mines, Rep. Invest. 8101.

Brady B. T., 1974-1976 *Theory of Earthquakes*. Part I, II, III, Pure and Applied Geophysics, t. 112-114.

Brady B. G. H., Brown E. T., 1985 *Rock Mechanics for Underground Mining*. UK: George Allen and Unwin.

Bräuner G., Burgert W. G., Lippman H., 1976 *Zur Theorie des Gebrigsschlages*. Glückauf - Forschungshefte, 37 H. 4.

Budryk W., 1938 *Zjawiska tąpań i zapobieganie ich skutkom*. Przegląd Górniczo-Hutniczy nr 12.

Bugajski W., Biliński M., Bryja Z., Kondoł P., 1996 *Problemy wybierania złóż na dużych głębokościach oraz w trudnych warunkach tektonicznych*. Mat. Konf.: *Wybieranie złóż na dużych głębokościach oraz w trudnych warunkach geotek-*

*tonicznych*. Świerardów Zdrój. Wyd. KGHM Polska Miedź, CBPM Cuprum, Instytut Górnictwa Politechniki Wrocławskiej.

Bukowy St., 1984 *Struktury waryscyjskie regionu śląsko-krakowskiego*. Prace naukowe Uniwersytetu Śląskiego.

Butra J., 1993 *Wpływ technologii eksploatacji na zagrożenie tąpaniami w Kopalniach Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego*. Mat. Konf. *Szkoła Eksploatacji Podziemnej*. Wyd. Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami i Energią PAN.

Butra J., Mrozek K., Sonnenberg M., 1996 *Sposób prowokowania wstrząsów wysokoenergetycznych skoncentrowanym ładunkiem MW umieszczonym w naprężonej caliźnie, równocześnie ze strzelaniem urabiającym*. Mat. Konf. *XIX Zimowa Szkoła Mechaniki Górotworu*.

Centrum Badawczo-Projektowe Miedzi Cuprum, 1994 *Analiza i ocena prowadzonej eksploatacji w ZG Rudna pod kątem występowania zagrożenia dynamicznymi przejawami ciśnienia górotworu*.

Centrum Badawczo-Projektowe Miedzi Cuprum, 1996 *Analiza metod służących do oceny stanu zagrożenia tąpaniami, trafności prognoz oraz ocena stosowanych metod profilaktyki w kopalniach KGHM Polska Miedź S.A*.

Cianciara B., Marcak H., 1985 *Stochastyczna interpretacja danych sejsmoakustycznych*. Mat. I Krajowej Konf. Nauk. Techn. pt. *Zastosowanie metod geofizycznych w górnictwie kopalin stałych*. T. II.

Cieszkowski T., Kazimierczyk M., Szeląg T., 1988 *Wpływ eksploatacji na powstawanie załamań skał stropowych*. Publs. Inst. Geoph. z. M-10 (213).

Cook N. G. W., Hoek E., Pretorius J. P. G., Ortlepp W. D., Salamon M. D. G., 1966 *Rock Mechanics Applied to the Study of Rock Bursts*. Journal of South Africa Inst. Min. Metall.

Czarnocki S., 1935 *Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu 1914-1934*. Państwowy Instytut Geologiczny z. 1.

Czerpanow G. P., 1974 *Miechanika chrupkowo razruszenija*. Wyd. Nauka.

Czerpanow G. P., Jerszow L. W., 1977 *Miechanika razruszenija*. Wyd. Maszinostrojenie.

Czubaszek J., 1975 *Zniszczenie skał*. Rozdział w pracy zbiorowej pt. *Wytrzymałość gruntów i skał*. Wyd. Zakład Narodowy im. Ossolińskich PAN Warszawa.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994 *Tektonika*. Wydawnictwo Naukowe PWN.

Doktorowicz-Hrebnicki S., 1963 *Z problemów karbonu Górnośląskiego. Zależność pomiędzy ruchami dna basenu sedymentacyjnego, a jego późniejszą tektoniką*. Instytut Geologiczny. Prace, t. III.

Drzewiecki J., 1991 *Mechanizm powstawania rozwarstwień mocnych skał stropowych w świetle pomiarów „in situ"*. Praca doktorska. Biblioteka GIG.

Drzewiecki K., 1967 *Wyładowanie energii sprężystej przy rozpadzie materiału kruchego*. Prace Komisji Nauk Technicznych. Górnictwo z. 30.

Drzęźla B., Kołodziejczyk P., 1990 *Problem niejednoznaczności lokalizacji ognisk wstrząsów górotworu*. Z.N. Pol. Śl. nr 1074, Górnictwo z 188.

Drzęźla B., 1993 *Warunki niejednoznaczności zadania lokalizacji ognisk wstrząsów i niektóre aspekty praktyczne z nią związane*. Mat. Konf. *Szkoły Eksplo-*

*atacji Podziemnej '93.* t. II. Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN.

Dubiński J., Wierzchowska Z., 1973 *Metody obliczania energii wstrząsów górotworu na Górnym Śląsku.* Komunikat nr 591 GIG.

Dubiński J., 1989 *Sejsmiczna metoda wyprzedzającej oceny zagrożenia wstrząsami górniczymi w kopalniach węgla kamiennego.* Prace GIG, seria dodatkowa.

Dubiński J., Stec K., 1994 *Mechanizm niszczenia skał stropowych w świetle obserwacji geomechanicznych i sejsmologicznych.* Mat. Konf. *Tąpania '94.* Wyd. GIG.

Dubiński J., 1995 *Sejsmologia górnicza.* Rozdz. 7 w pracy zbiorowej: *Poradnik geofizyka górniczego.* T. 2. Bibliteka Szkoły Eksploatacji Podziemnej.

Dubiński J., Drzewiecki J., 1994 *Mechanizm niszczenia skał stropowych w świetle obserwacji geomechanicznych i sejsmologicznych.* Mat. Konf. *Tąpania '94.* Wyd. GIG.

Dubiński J., Mutke G., 1996 *Wpływ spękanego pokładu węglowego na amplitudy prędkości drgań i przyrosty naprężeń dynamicznych.* Prace naukowe GIG nr 16. Seria konferencje *Tąpania '96.*

Dworak J., 1990 *Wykorzystanie kinematycznych charakterystyk fal sejsmicznych w diagnostyce górotworu.* Praca doktorska. Biblioteka GIG.

Evans D. M., 1966 *Man made earthquakes in Denver.* Geotimes 10 (9).

Fairhurst C., Cornet F. H., 1981 *Rock fracture and fragmentation.* Proc. 22nd US Symp. on Rock Mechanics. MIT Cambridge Massachusetts.

Farmer I. W., 1968 *Engineering properties of rock.* Wyd. Spoon.

Filcek H., 1963 *Stan naprężenia i odkształcenia wokół wyrobiska chodnikowego jako funkcja czasu.* Zeszyty Problemowe Górnictwa, Komitet Górnictwa PAN z. 1.

Filcek H., Kłeczek Z., Zorychta A., 1984 *Poglądy i rozwiązania dotyczące tąpań w kopalniach węgla kamiennego.* Zesz. Nauk. AGH Górnictwo z. 1213.

Franasik K., Kruszewski T., 1974 *Rola badań statystycznych w mechanice górotworu na przykładzie kopalń Legnicko-Głogowskiego Zagłębia Miedziowego.* Mat. Konf. III Sesja Biura Mechaniki Górotworu.

Gerlach Z., 1991 *Empiryczne modele przewidywanego stanu zwiększonego zagrożenia tąpaniami w oparciu o wyniki sejsmologii górniczej.* Praca doktorska. Biblioteka AGH.

Gibowicz Sł. J., 1963 *Klasyfikacja energetyczna wstrząsów podziemnych na Górnym Śląsku i częstotliwość ich występowania w zależności od wielkości energii.* Arch. Górn. t. VIII, z. 1.

Gibowicz Sł., Cichowicz A., Bober A., Kazimierczyk M., 1979 *Parametry spektralne i fizyczne wstrząsów górniczych w Lubinie.* Publs. Inst. Geoph. z. M-2 (123).

Gibowicz Sł. J., Bober A., Cichowicz A., Droste Z., Dychtowicz Z., Hordejuk J., Kazimierczyk M., Kijko A., 1980 *Lubiński wstrząs z 24 marca 1977r. Procesy w ognisku, aspekty tektoniczne i górnicze.* Publs. Inst. Geoph. z. M-3 (134).

Gibowicz Sł. J., 1985 *Mechanizm dużych wstrząsów górniczych w Polsce.* Publs. Inst. Geoph. z. M-6 (176).

Gibowicz Sł. J., 1989 *Mechanizm ognisk wstrząsów górniczych.* Publs. Inst. Geoph. z. M-13 (221).

Gil H., 1969 *O pewnej możliwości ujęcia rozkładu przemieszczeń, naprężeń oraz*

*gęstości enrgii odkształcenia w górotworze*. Z. N. AGH. Górnictwo z. 22.
Gil H., 1969 *O pewnej nowej interpretacji mechanizmu tąpań stropowych*. Archiwum Górnictwa, t. 14, z. 4.
Gil H., Litwiniszyn J., *1972 Wpływ eksploatacji górniczej na propagację szczelin uskokowych w skorupie ziemskiej*. Mat. Konf. *Problemy geodynamiki i tapań*. Komitet Górnictwa PAN.
Gil H., 1977 *Analityczna metoda prognozowania i zwalczania tapań*. Przegląd Górniczy nr 9.
Goodman R. E., Taylor R. L., Brekke T. L., 1968 *A Model for the Mechanics of Jointed Rocks*. Proc. ASCE, Soil Mech. Found. Eng. Div. 94.
Heard H. C., 1963 *Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble*. Journal Geological vol. 71 no. 4.
Goszcz A., Dworak J., 1976 *Badanie deformacji warstw zalegających w stropie eksploatowanego pkładu przed linią frontu metodą sejsmiczną*. Ochrona Terenów Górniczych nr 30.
Goszcz A., 1980 *Wpływ naprężeń tektonicznych na niektóre własności skał i warunki górnicze w północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Z. N. AGHG. Geologia z. 27.
Goszcz A., Dworak J., 1982 *Określenie skłonności węgla do tąpań na podstawie analizy tektonofizycznej oraz pomiarów parametrów sprężystych pokładu metodą sejsmiczną w wyrobiskach górniczych*. Arch. Górnictwa z. 1-2.
Goszcz A., 1985a *Dynamiczne moduły sprężystości pokładu węgla jako miernik jego skłonności do tąpań*. Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sc. z. M-9 (191).
Goszcz A., 1985b *Kompakcja tektoniczna jako przyczyna naturalnej skłonności skał do wstrząsów górniczych i tąpań*. Przegląd Górniczy nr 7-8.
Goszcz A., 1988 *Wpływ niektórych czynników technologicznych (górniczych) na stan zagrożenia wstrząsami górniczymi i tąpaniami*. Publs. Inst. Geoph. PAN. z. M-10 (213).
Goszcz A., 1989 *Selected problems in the study of mining tremors and rock bursts*. Komunikat GIG nr 771.
Goszcz A., 1991a *Wpływ systemu kierowania stropem na zagrożenie tąpaniami w kopalniach węgla*. Przegląd Górniczy nr 7.
Goszcz A., 1991b *Roof rock bursts and ways to combat them*. Archiwum Górnictwa PAN vol. 36 Iss. 3.
Goszcz A., 1992 *Zagrożenie tąpaniami stropowymi*. Mat. Konf. *I Szkoły Eksploatacji Podziemnej*. Wyd. Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN.
Griffith A. A., 1921 *The phenomena of rapture and flow in solids*. Phil. Trans. Roy Soc. London.
Griffith A. A., 1924 *Theory of rupture*. Proc. 1-st Int. Conress Applied Mechanics.
Gustkiewicz J., 1990 *Deformacje i wytrzymałość skał w trójosiowym stanie naprężenia z uwzględnieniem płynów porowych*. Rozdział w pracy zbiorowej pod redakcją J. Litwiniszyna: *Górotwór jako ośrodek wielofazowy*. Wyd. AGH.
Gwiazda J., Hładysz Z., 1973 *Badanie szczelinowatości skał metodą pneumatycznej sondy otworowej*. Biulletyn GIG nr 2 (76).

Gzowskij M. W., 1975 *Osnowy tiektonofiziki*. Wyd. Nauka.
Haskell N., 1964 *Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults*. Bull. Seism. Soc. Am. 54.
Hemp D. A, Goldbach O. D., 1993 *The effect of backfill on ground motion in a stope*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.
Heard H. C., 1963 *Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble*. Journal Geological vol. 71 no. 4.
Hładysz Z., 1977 *Reologiczne kryteria skłonności węgla do tąpań w świetle badań laboratoryjnych*. Praca niepublikowana. Biblioteka GIG.
Jaeger I. C., Cook N. G. W., 1971 *Fundamentals of rock mechanics*. Chapman and Hall Ltd London.
Jaeger Ch., 1979 *Rock mechanics and engineering*. Cambridge University Press.
Janczewski E. W., 1955 *Trzęsienia ziemi na Górnym Śląsku*. Część I. Archiwum Górnictwa.
Janczewski E. W., 1956 *Trzęsienia ziemi na Górnym Śląsku*. Część II. Archiwum Górnictwa.
Jaroszewski W., 1974 *Tektonika uskoków i fałdów*. Wydawnictwa Geologiczne.
Johns E., 1965 *Erkennen and Beseitigen gefarlicher Spannungen im Kohlenstoss einer Abbaustrecke des gebirgschlaggefardeten Flözes Sonnenschein*. Glückauf nr 1.
Kaiser P. K. Tannant D., McCreath D., Jesenak P., 1992 *Rockbursts damage assesment procedure*. International Symposium on Rock Support. Sudbury.
Kaiser P. K., 1993 *Keynote address: Support of tunnels in burst-prone ground - towards a rational design*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.
Karman T., 1911 *Festigkeitsversuche under allseitigen Druck*. Z. Verein, Dtsch. Ing. 55.
Kazimierczyk M., 1980 *Lokalizacja ognisk wstrząsów na podstawie prędkości średnich fali P*. Publs. Inst. Geoph. z. M-3 (134).
Kazimierczyk M., Kowalska R., 1985 *Katalog silnych wstrząsów górniczych z rejonu Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziwego zarejestrowanych przez stację sejsmiczną w Książu w latach 1972-1982*. Publs. Inst. Geoph. z. M-6 (176).
Kazimierczyk M., 1985 *Charakter zmian prędkości fal sejsmicznych*. Publs. Inst. Geoph. z. M-6 (176).
Kazimierczyk M., Kijewski P., Szeląg T., 1988 *Aspekty tektoniczne i eksploatacyjne silnych wstrząsów górniczych występującyvh w kopalniach LGOM*. Publs. Inst. Geoph. z. M-10 (213).
Kidybiński A., Gwiazda J., 1975 *Hydrauliczny penetrometr otworowy*. Patent nr 75818. Urząd Patentowy PRL.
Kidybiński A., Hładysz Z., 1978 *Szybka metoda przybliżonej oceny skłonności pokładów węglowych do tąpań*. Przegląd Górniczy nr 3.
Kidybiński A., Hładysz Z., 1979 *Metoda wyznaczania parametrów relaksacji węgli skłonnych do tąpań na podstawie ich składu petrograficznego*. Z. N. AGH. Górnictwo z. 3.

Kidybiński A., 1982 *Podstawy geotechniki kopalnianej*. Wyd. Śląsk.
Kidybiński A., Smołka J., 1988 *Wpływ wytrzymałości i dynamiki rozpadu skał na skłonność górotworu do tąpań*. Z. N. Pol. Śl. Górnictwo z. 172.
Kijko A., 1974 *Metoda lokalizacji ognisk wstrząsów sejsmicznych z uwzględnieniem przekrojów sejsmologicznych*. Publs. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci., vol. 67.
Kijko A., 1978 *Methods of the optimum planning of regional seismic networks*. Publs. Imst. Geoph. Pol. Ac. Sci., vol. A-7 (119).
Kijko A., Drzęźla B., Stankiwicz T., *1987 Bimodal charakter of the distribution of extreme seismic events in Polish coal mines*. Acta Geophys. Pol. vol. 35, no. 2.
Kisiel I., 1973 *Reologia skał. Podstawy naukowe*. Wyd. Ossolineum.
Kisiel I., Derski Wł., Izbicki R., Mróz Z., 1982 *Mechanika skał i gruntów*. PWN.
Kłeczek Z., 1994 *Geomechanika górnicza*. Śląskie Wydawnictwo Techniczne.
Kornowski J., 1994 *Podstawy aktywnych sejsmoakustycznych metod oceny zagrożenia lokalnym zniszczeniem górotworu*. Prace naukowe GIG nr 793.
Kotas A., 1985 *Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Mat. Konf. *Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. Wyd. Uniwersytet Śląski.
Kowalczyk Z., 1962 *O konieczności prowadzenia kompleksowych badań ruchów tektonicznych na terenach Górnego Śląska*. Przegląd Górniczy nr 6.
Król M., 1995 *Parametry ognisk wstrząsów góniczych w Kopalni Miedzi Polkowice oraz niektóre problemy związane z ich wyznaczaniem*. Publs. Inst. Geophys. PAN z. M-19 (281).
Kunysz N., Lembas St., Mrozek K., 1994 *Oddziaływanie wielkości i kształtu pól zrobów na warunki eksploatacji w sąsiadujących polach w górotworze charakteryzującym się mocnymi, sztywnymi stropami*. Mat. Konf. *Tąpania '94*. Wyd. GIG.
Kuźniecow G. N., 1947 *Miechaniczeskije swojstwa gornych porod*. Ugieltiechizdat.
Lasocki S., 1990 *Predykcja silnych wstrząsów górniczych z rejonu eksploatacji*. Z. N. AGH, Geofizyka Stosowana nr 7.
Lasocki S., 1993 *Statistical prediction of strong mine tremors*. Acta Geophys. Pol. vol. 41, no. 3.
Lehman J., Jaśkiewicz K., 1996 *Geomechaniczne uwarunkowania bezpiecznej eksploatacji złoża rud miedzi w kopalniach LGOM*. Mat. Konf. *Wybieranie złóż na dużych głębokościach oraz w trudnych warunkach geotektonicznych*. Świerardów Zdrój. Wyd. KGHM Polska Miedź S.A.
Lippmann H., 1990 *Keynote lecture: Mechanical considerations of bumps in coal mines*. Proc. 2nd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkena.
Litwiniszyn J., 1953 *The differential equations of displacements of rock masses*. Biuletyn PAN. Ser. IV no. 1-2.
Liszkowski J., Stochlak J., 1976 *Szczelinowatość masywów skalnych*. Wydawnictwa Geologiczne.
Lourence P. B, Jung S. J, Sprenke K. F., 1993 *Source mechanisms at the Lucky Friday Mine: Initial results from the North Idaho Seismic Network*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.
Machoń T., 1986 *Zastosowanie metod ilościowych w badaniach tektonicznych dla potrzeb górnictwa w LGOM*. Przegląd Geologiczny nr 10.

Machoń T., 1993 *Wpływ czynników geologiczno-górniczych na występowanie zjawisk dynamicznych w koplniach Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego*. Z. N. Pol. Śl. Górnictwo z. 208.

Marcak H., 1985 *Geofizyczne modele rozwoju procesu niszczenia górotworu poprzedzające tąpnięcia i wstrząsy w kopalniach*. Publs. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sc. z. M-6 (176).

Marcak H., Zuberek W., 1994 *Geofizyka górnicza*. Śląskie Wydawnictwo Techniczne.

McGarr A., Bicknell J., Sembera E., Green R. W. E., 1989 *Analysis of exceptionally large tremors in two golg districts of South Africa*. Pure Applied Geophysics 129.

McGarr A., 1993 *Keynote address: Factors influencing the strong ground motion from mining induced tremors*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.

Motyczka A., 1974 *Wpływ własności petrograficznych na naturalną skłonność węgla do tąpań*. Przegląd Górniczy nr 2.

Mutke G., 1993 *Metoda prognozowania parametrów drgań podłoża generowanych wstrząsami górniczymi na obszarze GZW*. Praca doktorska. Biblioteka GIG.

Neyman B., 1964 *Tąpania w kopalniach Górnego Śląska*. Komunikat GIG nr 342.

Neyman B., Grabis Z., Trombik M., Zuberek W., 1969 *Wyniki badań ciśnienia i tąpań metodami sejsmoakustycznymi w KWK Bobrek*. Komunikat GIG nr 4.

Nur A., Byerlee J. D., 1971 *An Exact Effective Stress Law Elastic Deformation of Rocks with Fluids*. Geophys. Res. 76.

Nur A., 1974 *Tectonophysics: the Study of Relstions between Deformations and Forces in the Earth*. Proc. 4th Cogress Int. Soc. Rock Mech.

Obert L., 1941 *Use of subaudiable noisses for prediction of rock bursts*. US Bureau of Mines, RI no. 3555.

Ortlepp W. D., 1993 *High ground velocities associated with rockburst damage*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.

Orzepowski St., Siewierski St., Bugajski W., Bachowski C., 1988a *Próba oceny stanu górotworu na podstawie pomiarów pionowej i poziomej deformacji otworów wiertniczych w kopalniach miedzi*. Publs. Inst. Geoph. z. M-10 (213).

Orzepowski St., Siewierski St., Bugajski W., Bachowski C., 1988b *Pomiary pionowej i poziomej deformacji otworów wiertniczych w kopalni miedzi Rudna*. Publs. Inst. geoph. z. M-10 (213).

Orzepowski St., 1997 *Próba oceny wartości przyrostu naprężenia poziomego w dolnej strefie stropu zasadniczego w kopalni miedzi metodą pomiaru deformacji pionowego otworu wiertniczego*. Mat. Konf. *XX Zimowa Szkoła Mechaniki Górotworu*. Dolnośląskie Wydawnictwo Edukacyjne.

Parysiewicz W., 1950 *Wstrząsy i tąpania w kopalniach węgla kamiennego*. W. P. Czytelnik.

Parysiewicz W., 1967 *Tąpania w kopalniach*. Wyd. Śląsk.

Pietuchow J. M., 1972 *Gornyje udary na ugolnych szachtach*. Wyd. Niedra.

Pietuchow J. M., Linkow A. M., 1979 *The Theory of Post-Failure Deformations and the problem of Stability in Rock Mechanics*. Int. Journ. Rock Mech. Sci. t. 16.

Pilecki Z., 1990 *Metoda rejonowej obserwacji sejsmoakustycznej do kontroli stanu zagrożenia tąpaniami w kopalniach węgla kamiennego*. Praca doktorska.

Biblioteka GIG.
Prakash Ch. Jha., Srinivason C., Raju N. M., 1993 *Area rockbursts in Kolar Golg Fields*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.
Ranalli G., Chandler T. E., 1975 *The stress field in the upper crust as determinated fromin-situ measurenments*. Geol. Rdsch. 64.
Richter C. F., 1958 *Elementary seismology*. Freeman and Co.
Ryder J. A., 1988 *Excess shear stress in the assesment of geologically hazardous situations*. Afr. Inst. Min. Metall. vol. 88.
Salamon M. D. G., 1970 *Stability, Instability and design of Pilar Workings*. Int. Journ. Rock Mech. Min. Sci. t. 7.
Salamon M. D. G., 1983 *Rockbursts hazard and the fight for its alleviation in South African gold mines*. Proc. Symp. *Rockbursts: prediction and contol*. The Institution of Mining and Metallurgy.
Salamon M. D. G., 1993 *Keynote adress: Some applications of geomechanical modeling in rockburst and related research*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.
Salski W., 1975 *Tektonika okolic Lubina*. Wyd. Inst. Geol. z. 8.
Salski W., 1977 *Rozwój tektoniczny obszaru miedzionośnego monokliny przedsudeckiej*. Rocznik PTG vol. 47 no. 1.
Sałustowicz A., 1955 *Mechanika Górotworu*. Wyd. Śląsk.
Scott D. F., Williams T. J., 1993 *Host structures for slip-induced seismicity at the Lucky Friday Mine*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.
Scholz C. H., 1968 *Experimental study of the fracturing process in britlle rock*. Journ. Geoph. Res. vol. 73 no. 4.
Siewierski St., Butra J., Katulski A., 1994 *Nowe rozwiąznia obudowy kotwiowej stosowane w kopalniach rud miedzi na Monoklinie Przedsudeckiej*. Mat. Konf. *Szkoła Eksploatacji Podziemnej '94*. Wyd. Centrum Podstawowych Problemów Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN.
Soja J., Bloch A., 1980 *Analiza porównawcza aktywności mikrosejsmicznej ścian pokładu 509/510 w KWK Szombierki w aspekcie różnic w systemie eksploatacji i warunków górniczo-geologicznych*. Wiadomości Górnicze nr 1-2.
Stec K., 1994 *Wpływ parametrów mechanizmu ognisk wstrząsów górniczych na ocenę zagrożenia sejsmicznego w kopalniach węgla kamiennego*. Praca doktrska. Biblioteka GIG.
Stopiński W., Jesionek A., Samborski R., Bober A., 1980 *Zależności zmian oporności elektrycznej w kopalni Lubin od warunków eksploatacji*. Publs. Inst. Geophys. PAN z. M-3 (134).
Stopiński W., 1985 *Model dylatancyjno-progowy zmian oporności skał nienasyconych*. Publs. Inst. Geophys. PAN z. M-6 (176).
Stopyra M., 1973 *Messungen an Stossbruchen zu daren Stabilitatsbewertung*. Mat. Symp. ISRM Katowice, ref. II-8.
Syrek B,. 1985 *Rozkład ognisk wstrząsów górotworu wokół postępującego wyrobiska górniczego*. Praca doktorska. Biblioteka Instytutu Geofizyki PAN.
Szecówka Z., 1972 *Zmiana niektórych własności mechanicznych węgla wskutek*

*nawadniania w aspekcie zwalczania tąpań pokładowych*. Komunikat GIG nr 568.

Teisseyre R. i inni (praca zbiorowa), 1983 *Fizyka i ewolucja wnętrza ziemi*. PWN.

Tennant D. D., Mc Dowell G. M., Brummer R. K., Kaiser P. K., 1993 *Ejection velocities measured during a rockburst simulation experiments*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.

Terzaghi K., 1936 *The shearing resistance of saturated soils*. Proc. 1st Int. Conf. Soil Mech. vol. 1.

Thiel K., 1966 *Badania własności fizycznych i mechanicznych skał podłoża zapory w Nidzicy*. Dok. IOMB.

Timoszenko S., Goodier I. N., 1962 *Teoria sprężystości*. Wyd. Arkady.

Trombik M., Zuberek W., 1977 *Microseismic research in Polish Coal Mines*. Proc. First Conf. on AEMA in Geologic Structures and Materials. Trans. Tech. Publs.

Velkov K. N., 1970 *Correlation entre les characteristiques de certain ruches*. 2nd Congr. Rock. Mech. vol. I.

Walczak J., 1977 *Wytrzymałość materiałów oraz podstawy teorii sprężystości i plastyczności*. PWN.

Wanior J., 1984 *Metoda prognozowania wstrząsów i tąpnięć w oparciu o wyniki pomiarów geodezyjnych*. Mat. Konf. nr 2, PTPNoZ.

Wierzchowska Z., 1961 *Przyczyny wstrząsów górotworu na Górnym Śląsku*. Komunikat GIG nr 268.

Wierzchowska Z., 1962 *Nowe poglądy na pochodzenie wstrząsów ziemi na Górnym Śląsku*. Przegląd Górniczy nr 7/8.

Wierzchowska Z., 1978 *Mikrosejsmologiczne kryteria oceny stanu zagrożenia w kopalniach*. Przegląd Górniczy nr 9.

Wierzchowska Z., 1983 *Mikrosejsmologiczna metoda określaniu stanu zagrożenia tąpaniami w kopalniach*. Prace GIG.

Wolarowicz M. P., Bałaszow D. B., 1957 *Issliedowanije skorosti uprugich wołn w obrazcach gornych porod pri dawlenijeniu do 5000KG/cm²*. Wyd. AN ZSRR. Gieofizika nr 3.

Wolarowicz M. P., Gurwicz A. S., 1957 *Issliedowanije zawisimosti dinamiczeskowo moduli uprugich gornych porod ot tiempieratury*. Izw. AN ZSRR. Gieofizika nr 4.

Wong I. G., 1993 *Tectonic stresses in mine seismicity: Are they significant?* Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.

Yi Xiaoping, Kaiser P. K., 1993 *Mechanism of rockmass failure and preventing strategies in rockburst conditions*. Proc. 3rd Symp. *Rockbursts and seismicity in mines*. Balkema.

Ziaja K., Markowski J., Bober A., Kazimierczyk M., 1985 *Charakterystyka zagrożeń tąpaniami w Zakładach Górniczych Lubin na przykładzie rejonu eksploatacyjnego Lubin Zachodni*.

Zienkiewicz O. C., Cheung Y. K., 1967 *The finite element method in structural and continuum mechanics*. McGraw-Hill.

Znański J., 1939 *Istotne przyczyny nagłych zawałów i tzw. tąpania*. Przegląd Górniczo-Hutniczy nr 5.

Znański J., 1954 *Skłonność skał do tąpań*. Arch. Górnictwa nr 2.
Znański J., 1963 *Tąpania w świetle badań laboratoryjnych*. Komunikat Głównego Instytutu Górnictwa nr 143.
Znosko J., 1965 *Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego*. Biuletyn Instytutu Geologicznego nr 188.
Zuberek W., 1984 *Emisja sejsmoakustyczna w skałach*. Prace naukowe Uniwersytetu Śląskiego nr 64.

# SPIS TREŚCI

**1. Wstęp.....5**

**CZĘŚĆ I - ELEMENTY MECHANIKI SKAŁ.....9**

**2. Geologia i mechanika skał.....11**
**3. Sprężystość skał.....17**
3.1. Podstawowe pojęcia z teorii sprężystości.....17
3.1.1. Naprężenie i odkształcenie.....17
3.1.2. Prawo Hooke'a i związki między naprężeniami i odkształceniami.....22
3.1.3. Energia odkształcenia sprężystego.....24
3.2. Skała jako ośrodek sprężysty.....25
3.2.1. Naprężenia w skałach.....26
3.2.2. Moduły sprężystości skał.....29
**4. Elementy reologii skał.....35**
4.1. Teoria plastyczności.....35
4.2. Plastyczność skał.....37
4.3. Zjawisko pełzania.....37
4.4. Podstawowe modele reologiczne.....41
**5. Wytrzymałość i zniszczenie skał.....47**
5.1. Zniszczenie skały.....48
5.2. Wytrzymałość skały.....48
5.3. Wytrzymałość i zniszczenie skał spękanych.....50
5.4. Podstawowe badania próbek skał.....54
**6. Mechanizm zniszczenia skały.....61**
6.1. Teoria Griffitha.....61
6.2. Teoria Coulomba-Mohra.....62
6.3. Mechanizm zniszczenia skały kruchej.....65
6.4. Mechanizm zniszczenia skały spękanej (asperities model).....68
6.5. Wpływ wody na zniszczenie skały.....69

**CZĘŚĆ II - TĄPANIA W POLSKICH KOPALNIACH WĘGLA I MIEDZI.....73**
**7. Elementy budowy geologicznej GZW i LGOM.....75**
7.1. Podstawowe informacje o budowie geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW).....75
7.1.1. Litologia i stratygrafia.....76
7.1.2. Tektonika.....77
7.1.3. Własności geomechaniczne skał karbońskich.....78

7.2. Podstawowe informacje o budowie geologicznej Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM).....79
7.2.1. Litologia i stratygrafia.....79
7.2.2. Tektonika.....81
7.2.3. Własności geomechaniczne skał permskich.....82
**8. Zagrożenie sejsmiczne.....85**
8.1. Wstrząsy górnicze.....85
8.2. Elementy sejsmologii górniczej.....86
8.2.1. Przyczyny wstrząsów górniczych.....86
8.2.2. Energia wstrząsów.....87
8.2.3. Lokalizacja ognisk wstrząsów.....88
8.3. Zagrożenie sejsmiczne w kopalniach węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (GZW) oraz w kopalniach miedzi w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym (LGOM).....90
8.3.1. Zagrożenie sejsmiczne w kopalniach GZW.....90
8.3.2. Zagrożenie sejsmiczne w kopalniach LGOM.....93
**9. Procesy zachodzące w górotworze na skutek eksploatacji górniczej.....95**
9.1. Wpływ wyrobiska korytarzowego na otaczające je skały.....95
9.1.1. Stan naprężeń wokół wyrobiska korytarzowego.....95
9.1.2. Zniszczenie skał w otoczeniu wyrobisk korytarzowych.....98
9.2. Wpływ frontu eksploatacyjnego na górotwór.....101
9.2.1. Stan naprężeń wokół frontu eksploatacyjnego.....101
9.2.2. Zniszczenie skał na skutek eksploatacji złoża.....104
**10. Tąpania w kopalniach.....113**
10.1. Ogólne informacje o tąpaniach.....113
10.1.1. Tąpania pokładowe.....114
10.1.2. Tąpania stropowe.....115
10.1.3. Tąpania spągowe.....116
10.2. Zjawisko tąpnięcia.....117
**11. Mechanizm tąpnięcia.....123**
11.1. Tąpania naprężeniowe.....125
11.2. Tąpania spowodowane utratą stateczności układu.....128
**12. Wpływ czynników geologicznych na zagrożenie sejsmiczne i zagrożenie tąpaniami.....137**
12.1. Głębokość eksploatacji.....137
12.2. Stratygrafia, litologia i petrografia.....138
12.3. Własności geomechaniczne górotworu.....140
12.4. Miąższość eksploatowanego złoża.....141
12.5. Skłonność pokładu do tąpań.....142
12.6. Skłonność skał (górotworu) do tąpań.....147
12.7. Wpływ tektoniki złoża.....150
12.7.1. Wpływ naprężeń tektonicznych.....151
12.7.2. Wpływ struktur tektonicznych.....153

12.7.3. Wpływ powierzchni nieciągłości pochodzenia tektonicznego....155
12.8. Zawodnienie skał....158
**13. Górnicze (techniczne) przyczyny zagrożenia sejsmicznego....159**
13.1. Wpływ systemu eksploatacji, parametrów frontu oraz sposobu kierowania stropem na stan zagrożenia....160
13.1.1. Wpływ systemu kierowania stropem na zagrożenie sejsmiczne....161
13.1.2. Wpływ prędkości postępu frontu i jego wysokości na zagrożenie sejsmiczne....164
13.1.3. Wpływ długości frontu na zagrożenie sejsmiczne....165
13.2. Wpływ krawędzi i resztek....166
13.2.1. Wpływ krawędzi....166
13.2.2. Wpływ resztek....169
13.3. Wpływ zrobów i wyrobisk....172
13.4. Wzajemne oddziaływanie jednoczesnej eksploatacji pokładów i odprężenia pokładu....175
13.5. Wpływ koncentracji wydobycia....176
**14. Prognozowanie zagrożenia sejsmicznego i zagrożenia tąpaniami....177**
14.1. Górnicze metody prognozy zagrożenia sejsmicznego....178
14.1.1. Metoda rozeznania górniczego....179
14.1.2. Obserwacje i pomiary w wyrobiskach....182
14.1.3. Metody analityczne....187
14.2. Geofizyczne metody prognozy....190
14.2.1. Sejsmologia górnicza....190
14.2.2. Metoda sejsmoakustyczna....192
14.2.3. Metoda sejsmiczna....196
14.2.4. Metoda geoelektryczna....201
14.2.5. Metoda grawimetryczna....204
14.2.6. Inne metody geofizyczne....205
**15. Zapobieganie tąpaniom....207**
15.1. Pasywne metody zapobiegania tąpaniom....208
15.1.1. Zaprojektowanie eksploatacji....208
15.1.2. Działania techniczne ograniczające skutki tąpań....214
15.1.3. Działania organizacyjne w celu ograniczenia zagrożenia tąpaniami....215
15.2. Aktywne metody zwalczania tąpań....216
15.2.1. Metoda nawadniania....216
15.2.2. Metoda rozwiercania pokładu....218
15.2.3. Strzelania wstrząsowe....219
15.2.4. Metoda torpedowania stropu....221
15.2.5. Odprężanie pokładu przez wybranie pokładu sąsiedniego....222
**Literatura....225**

Jednym z zagrożeń naturalnych, występujących podczas eksploatacji podziemnej złóż, jest zagrożenie sejsmiczne powodujące tąpania w wyrobiskach górniczych. Aczkolwiek problemy zagrożenia sejsmicznego oraz tąpań w polskich kopalniach stanowią temat wielu konferencji, publikacji i dokumentacji, to jednak odczuwa się brak opracowania o charakterze monograficznym, ujmującego w szerszym zakresie te zagadnienia.

Niniejsza książka stanowi syntezę wiedzy o zagrożeniu sejsmicznym i tąpaniach oraz o metodach prognozowania i zwalczania tych zagrożeń. Przeznaczona jest głównie dla górniczej kadry inżynieryjno-technicznej, a także dla studentów, jako lektura uzupełniająca wykłady z mechaniki górotworu, geotechniki i geofizyki górniczej.

"...praca stanowi ważny przyczynek do lepszego poznania najpoważniejszego spośród zagrożeń naturalnych występujących w polskim górnictwie. Z uwagi na charakter pracy - formę książki-skryptu, a także treść - obejmującą najistotniejsze elementy z dziedziny zagrożenia wstrząsami górniczymi i tąpaniami w górnictwie podziemnym, praca może być szeroko wykorzystywana przez studentów, pracowników kopalń i nadzoru górniczego oraz wszystkich zainteresowanych poruszoną w niej problematyką."

*Prezes Wyższego Urzędu Górniczego*