

Marek KWAŚNIEWSKI

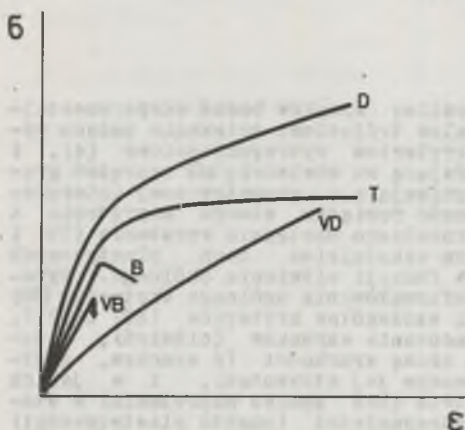
KRYTERIA PRZEJŚCIA SKAŁ ZE STANU KRUCHEGO
W STAN CIĄGLIWI I PLASTYCZNY

Streszczenie. Na podstawie analizy wyników badań eksperymentalnych różnych skał na konwencjonalne trójosiowe ściskanie podano wyrażone w naprężeniach głównych kryterium wytrzymałościowe (4), i równaniami (10) opisano odpowiadającą mu obwiednię kół naprężeń granicznych Mohra. Wykorzystując wynikającą z geometrycznej interpretacji Mohra (por. rys. 6) zależność pomiędzy stanem naprężenia a kątem zniszczenia (ścięcia) wyprowadzono następnie wyrażenia (15) i (16) określające (będący swoistym wskaźnikiem cech plastycznych skały) kąt tarcia wewnętrzznego w funkcji ciśnienia okólnego. Wyrażenia te stanowiły podstawę do sformułowania ogólnego kryterium (18) oraz stanowiących jego przypadki szczególne kryteriów (20) i (21), które stwarzają możliwość prognozowania warunków (ciśnień), w jakich ($p < p_D$) skały przejawiają cechę kruchości (z kruchym, gwałtownym zniszczeniem jako podstawowym jej atrybutem), i w jakich ($p \geq p_D$) zaczynają płynąć ciągliwie (bez spadku naprężenia) w stadium po przekroczeniu granicy wytrzymałości (punktu plastyczności) i, ewentualnie (dla $p > p_p$), przechodzą w stan plastyczny ($\psi = 0^\circ$). Znajomość warunków w jakich skały zachowują się krucho, a w jakich ciągliwie (plastycznie) ma fundamentalne znaczenie dla prognozowania wszelkich dynamicznych przejawów ciśnienia górotworu, np. tąpnięć i wyrzutów skał w wyrobiskach górniczych, a także - w szerszej skali i na większych głębokościach w skorupie ziemskiej - trzęsień ziemi.

Dynamiczne przejawy ciśnienia górotworu takie jak tąpnięcia i wyrzuty skał w wyrobiskach górniczych, a także - w szerszej skali i na większych głębokościach w skorupie i górnym płaszczu ziemskim - trzęsienia ziemi związane są ze zjawiskiem kruchego zniszczenia skał. Zniszczenie to charakteryzuje się gwałtownym spadkiem naprężenia po osiągnięciu granicy wytrzymałości, rozpadem materiału na kawałki (części) i wystąpieniem efektu akustycznego (por. Scholz, 1968a). Jak wskazują wyniki badań eksperymentalnych, w pewnych warunkach termodynamicznych (określonych przez m.in. stan naprężenia, temperaturę i prędkość odkształceń) skały zatracają jednak cechę kruchości i nabierając zdolności do przenoszenia dużych odkształceń trwałych bez zniszczenia (utruty spójności) i bez spadku naprężenia po przekroczeniu granicy wytrzymałości (punktu plastyczności) stają się ciągliwe.

W sensie ilościowym ciągliwość definiuje się najczęściej jako niesprężyste (trwałe) lub całkowite odkształcenie podłużne na wykresie naprężenie - odkształcenie poprzedzające bezpośrednio zniszczenie (por. Paterson,

1958; Heard, 1960; Handin, 1966; Mogi, 1972a). Według Hearda (1960) skała uważana jest za kruchą, gdy maksymalne odkształcenie przed zniszczeniem nie przekracza 3%, wykazuje własności pośrednie (przejściowe), gdy odpowiadające granicy wytrzymałości odkształcenie mieści się w przedziale od 3 do 5% i jest ciągliwa, gdy odkształcenie to jest większe od 5%.



Rys. 1. Modelowe charakterystyki skał odkształcających się bardzo krucho (VB), krucho (B), pośrednio (T), ciągliwie (D) i lepko-ciągliwie (VD) (Hoshino i in., 1972)

Griggs i Handin, 1960 (por. także Handin, 1966) wyróżnili 5 klas ciągliwości (zdolności skały do odkształceń):

- 1 - VB - skała bardzo krucha (całkowite odkształcenie przed zniszczeniem $< 1\%$),
- 2 - B - krucha (1-5%),
- 3 - T - umiarkowanie krucha, o własnościach przejściowych (2-8%),
- 4 - MD - umiarkowanie ciągliwa (5-10%),
- 5 - D - ciągliwa ($> 10\%$).

Hoshino i in. (1972) wyróżnili podobne (w sensie jakościowym) pięć rodzajów charakterystyk naprężenie - odkształcenie (por. rys. 1):

VB - bardzo kruchy charakter odkształcania się i zniszczenia skały (charakterystyka naprężenie - odkształcenie jest liniowa niemal do samej granicy wytrzymałości, po jej przekroczeniu następuje gwałtowny spadek naprężenia),

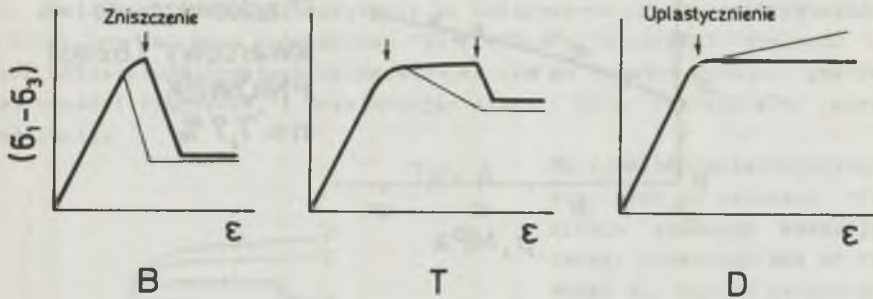
- B - charakter kruchy (zniszczeniu towarzyszy umiarkowany spadek naprężenia),
- T - charakter przejściowy, pośredni (po przekroczeniu granicy plastyczności charakterystyka naprężenie - odkształcenie przyjmuje postać prostej niemal równoległej do osi odkształceń),
- D - charakter ciągliwy (po przekroczeniu granicy plastyczności skała doznaje wzmocnienia, znika efekt spadku naprężenia),
- VD - charakter lepko-ciągliwy (na charakterystyce naprężenie - odkształcenie nie można wyróżnić (wyraźnie zaznaczonej) granicy plastyczności, skała płynie ciągliwie już przy niewielkich naprężeniach).

Mogi (1972a) określa tylko trzy zasadnicze (por. rys. 2) rodzaje charakterystyk naprężenie - odkształcenie:

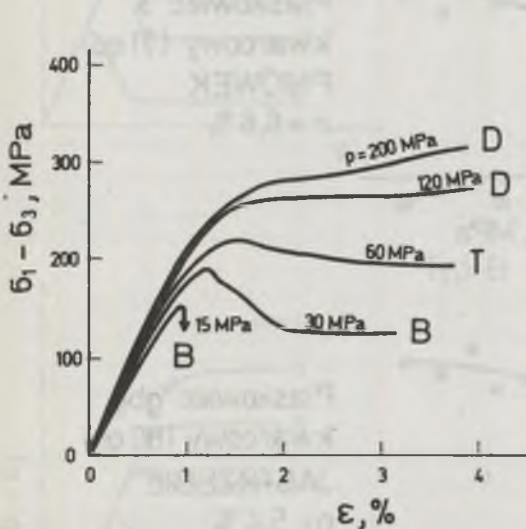
- B - charakterystyka odpowiadająca kruchemu zniszczeniu (niewielkie odkształcenia, gwałtowny, duży spadek naprężenia po przekroczeniu granicy wytrzymałości),

T - charakterystyka skały o własnościach pośrednich,

D - charakterystyka właściwa ciągliwemu płynięciu (bez wzmocnienia lub ze wzmocnieniem).



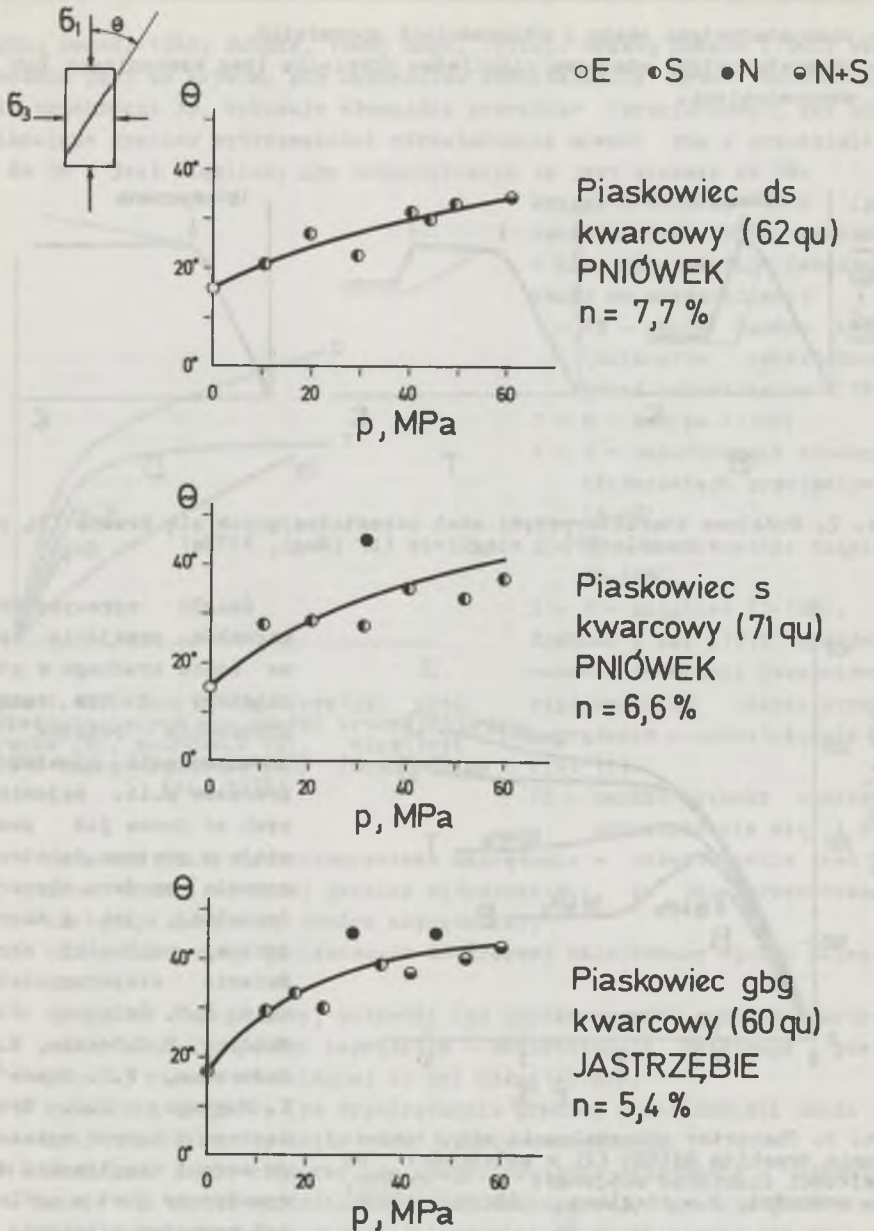
Rys. 2. Modelowe charakterystyki skał odkształcających się krucho (B), pośrednio (T) i ciągliwie (D) (Mogi, 1972a)



Rys. 3. Charakter odkształcania się i zniszczenia trachitu MIZUHO (2) w zależności od wielkości ciśnienia okólnego: B - kruchy, T - pośredni, D - ciągliwy (Mogi, 1966b)

kólnego ($p = \sigma_2 = \sigma_3$ w próbie konwencjonalnego trójosiowego ściskania), wzrostem naprężenia najmniejszego σ_3 i/lub spadkiem naprężenia pośredniego σ_2 w próbie prawdziwie trójosiowego ściskania, spadkiem ciśnienia porowego, wzrostem temperatury i spadkiem prędkości odkształceń.

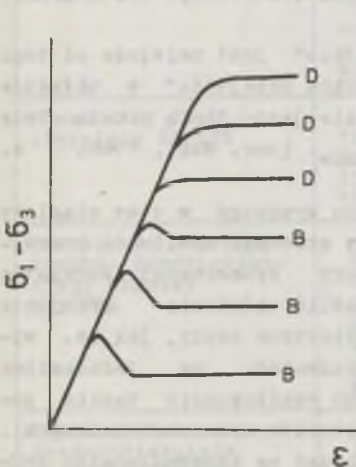
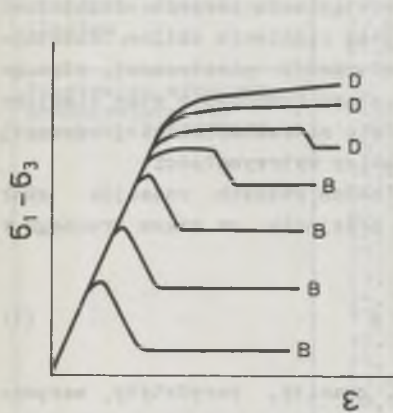
Ścisłe sprecyzowanie warunków przejścia skał ze stanu kruchego w stan ciągliwy i tym samym, stworzenie podstaw do prognozowania zjawisk i procesów m.in. sejsmicznych od dawna już pozostaje w centrum zainteresowania zarówno eksperymentalnej, jak i teoretycznej mechaniki skał. Badania eksperymentalne m.in. D.T. Griggsa, J.W. Handina, H.C. Hearda, M.S. Patersona, W.F. Brace'a, K. Mogiego, J.D. Byerlee'ego i innych wykazały, że wzrost ciągliwości skał wywoływany jest w ogólności wzrostem ciśnienia o-



Rys. 4. Zależność kąta zniszczenia trzech strukturalnych odmian piaskowców karbońskich PNIÓWEK i JASTRZĘBIE od ciśnienia okólnego (Kwaśniewski i in., 1981)

ds - drobno- średnioziarnisty, s - średnioziarnisty, gbg - grubo- bardzo gruboziarnisty, E - pęknięcie rozdzielcze (rościągania), S - pojedyncze pęknięcie ścinania, N - siatka pęknięć ścinania, N+S - siatka pęknięć ścinania z (wtórnym) pęknięciem głównym w pojedynczej płaszczyźnie ścicia

Zatrzymajmy się tutaj na wpływie ciśnienia okólnego na skłonność skał do odkształcania się, ciągliwość. Na rysunku 3 przedstawione są w charakterze przykładu (za Mogim, 1966b) charakterystyki $(\sigma_1 - \sigma_3) = f(\epsilon)$ trachitu MIZUHO, który przy ciśnieniach równych 15 i 30 MPa doznawał niewielkich odkształceń i ulegał kruchemu zniszczeniu charakteryzującemu się m.in. gwałtownym spadkiem naprężenia po osiągnięciu granicy wytrzymałości $(\sigma_1 - \sigma_3)_{max}$, zaś przy ciśnieniach 120 i 200 MPa wykazywał zdolność do dużych odkształceń trwałych odkształcając się po przekroczeniu granicy plastyczności ciągliwie, i przejawiając nawet (dla $p = 200$ MPa) efekt wzmocnienia.



Rys. 5. Charakter odkształcania się skał typu A (węglanowych) i typu B (krzemianowych) w zależności od wielkości ciśnienia okólnego
B - zniszczenie kruche, D - zniszczenie ciągliwe (Mogi, 1972a, 1974b)

Na zjawisko uplastyczniania się skał ze wzrostem ciśnienia okólnego wskazuje także, przedstawiony na rysunku 4, wykres zależności kąta zniszczenia trzech odmian strukturalnych piaskowców karbońskich (Kwaśniewski i in., 1981) od ciśnienia. Generalnie obserwuje się wzrost wartości kąta θ , a - przypomnijmy - zgodnie z teorią obwiedni kół naprężeń granicznych Mohra, będący swoistą miarą plastyczności (duży dla skał kruchych, mały dla skał ciągliwych, plastycznych - w przypadku granicznym, dla ośrodka idealnie plastycznego równy zero) kąt tarcia wewnętrzznego zdefiniowany jest wzorem $\varphi = 90^\circ - 2\theta$. Przejście skały ze stanu kruchego w stan ciągliwy i zanik charakterystycznego dla kruchego zniszczenia gwałtownego spadku naprężenia po osiągnięciu granicy wytrzymałości następuje - zgodnie z hipotezą Orwana, 1960 (por. także Maurer, 1965; Mogi, 1966b; Byerlee, 1965) - gdy w warunkach dostatecznie wysokiego ciś-

nienia opór tarcia na płaszczyźnie zniszczenia (ścianania) staje się większy od wytrzymałości skały na ścinanie.

Mogi (1972a, 1974b) rozwinął tę hipotezę i na podstawie analizy odkształcania się i zniszczenia różnych rodzajów skał stwierdził, że właściwa jest ona jedynie skałom krzemianowym, które odkształcają się plastycznie w procesie płynięcia kataklastycznego (poślizgu z tarcieniem). Skałom tym odpowiada typ (model) B charakterystyk $(\sigma_1 - \sigma_3) = f(\epsilon)$ na rysunku 5, któremu właściwy jest spadek naprężenia następujący bezpośrednio po osiągnięciu granicy wytrzymałości (przekroczeniu granicy plastyczności). W przypadku skał węglanowych - skał typu A - zniszczenie (z charakterystycznym spadkiem naprężenia) następuje dopiero po wystąpieniu pewnych odkształceń trwałych, które są tym większe im większe jest ciśnienie okólne. Odkształcenia te zachodzą w procesie jednorodnej deformacji plastycznej, płynięcia poślizgowego. Przejście skał typu A ze stanu kruchego w stan ciągliwy następuje, gdy granica plastyczności staje się niższa od silnie rosnącej, w miarę zwiększania ciśnienia okólnego, granicy wytrzymałości.

Mogi (1966b) na podstawie analizy wyników badań różnych rodzajów skał podał, że dla skał krzemianowych kryterium przejścia ze stanu kruchego w stan ciągliwy wyrażone jest równaniem:

$$\sigma_1 - \sigma_3 = 3,4 p \quad (1)$$

Oznacza to, że skały krzemianowe (kwarcyty, granity, perydotyty, serpentynity, dioryty, andezyty, trachity, gabra, piaskowce i in.) przechodzą w stan ciągliwy, gdy ich wytrzymałość graniczna $(\sigma_1 - \sigma_3)_{\max}$ w warunkach konwencjonalnego trójosiowego ściskania jest mniejsza od 3,4-krotnej wartości ciśnienia okólnego.

W przypadku skał węglanowych "ciśnienie przejścia" jest mniejsze od tego właściwego skałom krzemianowym. Przy tym "granica przejścia" w układzie współrzędnych prostokątnych $(\sigma_1 - \sigma_3)_{\max} - p$ nie jest linią prostą lecz krzywą lekko wypukłą w kierunku osi $(\sigma_1 - \sigma_3)_{\max}$ (por. Mogi, 1966b - s. 225, Fig. 7).

Niedostatkim kryterium przejścia skał ze stanu kruchego w stan ciągliwy w postaci (1) jest jego aposterioryczność. Aby stworzyć możliwość przewidywania, prognozowania zjawisk i procesów natury dynamicznej korzystne byłoby podać kryterium, które pozwalałoby określić ciśnienie przejścia B - T (D) w funkcji prostych parametrów mechanicznych skały, jak np. wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie i/lub wytrzymałość na jednoosiowe rozciąganie i/lub kąt tarcia wewnętrznego i/lub współczynnik tarcia poślizgowego, itd. (w analogii do niektórych kryteriów wytrzymałościowych). Poddajmy w tym celu bliższej analizie wyniki badań na konwencjonalne trójosiowe ściskanie wybranych tu dla przykładu (tab. 1) piaskowców i granitów z obszaru Polski oraz jednego piaskowca i jednego granitu z Japonii. Jak okazuje się (jest to zresztą efekt obserwowany powszechnie), postępu-

Tabela 1

Wyniki badań
na konwencjonalne trójosiowe ściskanie piaskowców i granitów
z obszaru Polski
(1 - dla porównania - wybranego piaskowca i granitu z Japonii)

Rodzaj skały	$\sigma_3 = \sigma_2$ MPa	σ_1 Mpa	$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1} + \frac{\sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$	Zródło
1	2	3	4	5
Piaskowiec cech- sztyński o lepiszczu ilastym	0 9,8 19,6 29,4	28,1 83,3 123,7 157,1	1,0 1,060 1,047 1,041	Dunikowski, Korman, Köhsling (1969)
Piaskowiec arkozowy średnioziarnisty porębski JASTRZĘBIE	0 4,5 7,4 9,8 14,2 17,5 20,0 22,9 27,0 29,2 34,5 37,3 42,2 48,1 50,0 60,3	125,1 175,3 187,7 209,0 313,2 281,0 287,0 306,6 366,8 352,8 368,1 402,1 435,6 364,1 363,6 370,3	1,0 1,064 1,079 1,070 1,030 1,050 1,054 1,051 1,038 1,045 1,048 1,042 1,039 1,069 1,072 1,083	Borecki i in. (1980a, 1982a)
Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty LUBLIN	0 25 50 75 100 200 300	104 260 340 420 460 800 1010	1,0 1,064 1,065 1,059 1,064 1,037 1,034	Długosz, Gust- kiewicz, Wy- socki (1981)
Piaskowiec drobno- ziarnisty LUBLIN	0 100 200 250 300	48 295 450 465 600	1,0 1,066 1,053 1,062 1,043	Długosz, Gust- kiewicz, Wy- socki (1981)
Piaskowiec kwarcowy drobno- średnioziar- nisty orzeski PNIÓWEK	0 10,5 19,9 29,7 40,5 44,4 49,5 61,0	80,8 161,3 211,3 258,1 258,3 305,8 322,3 338,9	1,0 1,065 1,058 1,052 1,071 1,052 1,051 1,056	Kwaśniewski i in. (1981)
Piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty orzeski PNIÓWEK	0 10,8 20,5 31,3 31,6 40,7 51,9 60,0	83,9 162,8 242,8 248,6 205,7 242,6 308,6 327,7	1,0 1,071 1,045 1,064 1,106 1,089 1,063 1,063	Kwaśniewski i in. (1981)

cd. tabeli 1

1	2	3	4	5
Piaskowiec kwarcowy grubo - bardzo gru- boziarnisty siódłowy JASTRZĘBIE	0,0	91,8	1,0	Kwaśniewski i in. (1981)
	11,8	139,5	1,163	
	17,7	183,1	1,097	
	23,5	218,1	1,078	
	29,4	222,8	1,092	
	35,3	230,3	1,102	
	41,2	252,0	1,094	
	46,5	269,0	1,090	
	52,9	283,1	1,090	
	60,2	290,0	1,096	
Piaskowiec grubo- ziarnisty KURCISHI	0	107,9	1,0	Hoshino i in. (1972)
	49,0	276,8	1,113	
	98,1	676,5	1,028	
	147,1	762,7	1,032	
	196,1	846,6	1,034	
Granit drobnoziarni- sty STRZELIN	0	170	1,0	Długosz, Gust- kiewicz, Wy- socki (1981)
	50	615	1,031	
	100	750	1,039	
	150	1070	1,026	
	200	1175	1,029	
	250	1360	1,026	
	300	1500	1,026	
Granit drobnoziarni- sty STRZELIN	0	202,6	1,0	Kwaśniewski i in. (1981)
	2,4	205,6	1,788	
	4,2	271,6	1,045	
	5,4	280,5	1,050	
	7,4	278,9	1,070	
	8,9	324,6	1,046	
	10,5	311,9	1,062	
	11,5	336,4	1,052	
	12,4	346,7	1,050	
	13,6	363,1	1,047	
	15,0	376,4	1,046	
	15,8	387,3	1,045	
	18,1	397,8	1,047	
Granit średnioziar- nisty INADA	0	141,2	1,0	Mogi (1964)
	34,3	546,2	1,022	
	49,0	633,5	1,022	
	98,1	823,8	1,025	

jący bardzo gwałtownie - przy niewielkich wartościach ciśnienia okólnego - wzrost wytrzymałości skał ulega - przy ciśnieniach większych - zahamowaniu, prędkość (intensywność) wzrostu wytrzymałości stopniowo maleje. W związku z tym różnica naprężeń ($\sigma_1 - \sigma_3$) maleje względem naprężenia największego σ_1 , a naprężenie najmniejsze rośnie względem różnicy ($\sigma_1 - \sigma_c$). Stwierdzając więc, że wartość sumy

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1} + \frac{\sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_c} \quad (2)$$

(gdzie σ_C - wytrzymałość skały na jednoosiowe ściskanie) nie zależy od wartości naprężeń (por. kolumna 4 w tabeli 1), można zapisać (por. Żakynbickow, 1967)

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1} + \frac{\sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_C} = 1 + k \quad (3)$$

i dalej

$$\sigma_1 = \frac{1}{2} \sigma_C \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{k\sigma_C}} \right) \quad (4)$$

gdzie k - pewna stała.

Posługując się równaniami przekształceniowymi (por. Balmer, 1952; Franklin, 1971):

$$\sigma = \sigma_3 + \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\frac{\partial \sigma_1}{\partial \sigma_3} + 1} \quad (5)$$

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\frac{\partial \sigma_1}{\partial \sigma_3} + 1} \left(\frac{\partial \sigma_1}{\partial \sigma_3} \right)^{1/2}$$

uzyskujemy na podstawie kryterium wytrzymałościowego (4) równania parametryczne obwiedni kół naprężeń granicznych Mohra:

$$\sigma = \frac{k \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{k\sigma_C}} \sigma_1 + \sigma_3}{k \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{k\sigma_C}} + 1} \quad (6)$$

$$\tau = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \sqrt{k \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{k\sigma_C}}}}{k \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{k\sigma_C}} + 1}$$

Z równań (6) uzyskuje się dla przypadku jednoosiowego ściskania ($\sigma_3 = 0$), że

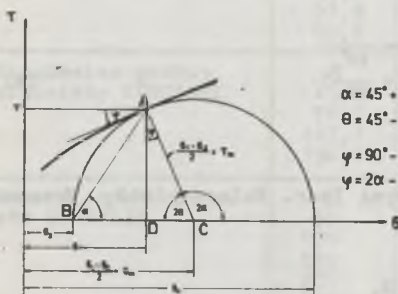
$$\tau/\sigma = \sqrt{1/k} \quad (7)$$

Jak wiadomo, wielkość ta jest równa tangensowi kąta nachylenia normalnej do płaszczyzny zniszczenia (ścięcia) względem kierunku największego naprężenia głównego σ_1 (kąta α - por. rys. 6).

Z drugiej strony, co odpowiada liniowemu kryterium wytrzymałościowemu Coulomba, 1773 (por. Jaeger, Cook, 1971, rozdział 4.6)

$$\sigma = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3) - \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \cos 2\theta$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \sin 2\theta$$

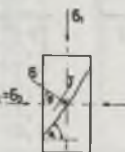


$$\alpha = 45^\circ + \varphi/2$$

$$\theta = 45^\circ - \varphi/2$$

$$\varphi = 90^\circ - 2\theta$$

$$\varphi = 2\alpha - 90^\circ$$



$$\operatorname{tg} \alpha = \sqrt{\frac{\partial \sigma_1}{\partial \sigma_3}} = \sqrt{\frac{\sigma_C}{\sigma_T}} \quad (8)$$

gdzie σ_T - wytrzymałość skały na jednoosiowe rozciąganie.

Z wyrażen (7) i (8) wynika, że

$$k = \sigma_T / \sigma_C \quad (9)$$

Po podstawieniu relacji (9)

do równań (6) otrzymujemy ostatecznie:

$$\sigma = \frac{\sigma_T \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{\sigma_T} \sigma_1 + \sigma_C \sigma_3}}{\sigma_T \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{\sigma_T} + \sigma_C}} \quad (10)$$

$$\tau = \pm \frac{(\sigma_1 - \sigma_3) \sqrt{\sigma_C \sigma_T} \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{\sigma_T}}}{\sigma_T \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{\sigma_T} + \sigma_C}}$$

W ogólności, dla trójosiowego stanu naprężenia, kąt α pomiędzy normalną do płaszczyzny ścięcia i kierunkiem największego naprężenia głównego σ_1 określony jest formułą (por. rys. 6):

$$\alpha = \arctg \frac{\tau}{\sigma - \sigma_3} \quad (11)$$

Po podstawieniu do (11) wyrażeń (10) otrzymujemy:

$$\alpha = \arctg \sqrt{\frac{\sigma_C}{\sigma_T \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{\sigma_T}}}} \quad (12)$$

Pamiętając (por. rys. 6), że kąt tarcia wewnętrzznego

$$\varphi = 2\alpha - 90^\circ \quad (13)$$

i

$$\operatorname{tg} \varphi = - \frac{1}{\operatorname{tg} 2\alpha} \quad (14)$$

otrzymuje się z (12) i (14) wyrażenie opisujące wielkość kąta tarcia wewnętrznego w funkcji naprężenia najmniejszego σ_3 (ciśnienia okólnego $p = \sigma_2 = \sigma_3$):

$$\varphi = \arctg \frac{\sigma_C - \sigma_T \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{\sigma_T}}}{2 \sqrt{\sigma_C \sigma_T} \sqrt{1 + \frac{4\sigma_3}{\sigma_T}}} \quad (15)$$

lub

$$\varphi = \arctg \frac{z - \sqrt{1 + \frac{4z\sigma_3}{\sigma_C}}}{2 \sqrt{z} \sqrt{1 + \frac{4z\sigma_3}{\sigma_C}}} \quad (16)$$

gdzie

$$z = \sigma_C / \sigma_T \quad (17)$$

jest tzw. wskaźnikiem kruchości materiału.

Z wyrażeń (16) i (15) wynika, że w miarę wzrostu ciśnienia kąt tarcia wewnętrznego maleje, co odpowiada uplastycznianiu się materiału.

Traktując w dalszym ciągu kąt tarcia wewnętrznego φ jako pewien wskaźnik cech plastycznych skały możemy na podstawie wyrażenia (16) określić wielkość $\sigma_3 = \sigma_2 = p(\varphi)$, a więc ciśnienie, przy którym skała (o wytrzymałości na jednoosiowe ściskanie σ_C i wskaźniku kruchości z) nabiera cech właściwych materiałowi o danym kącie tarcia wewnętrznego φ .

Tabela 2

Ciśnienie przejścia niektórych skał ze stanu kruchego w stan ciągliwy
(wyniki badań eksperymentalnych)

Rodzaj skały (badacz)	Wytrzyma- łość na jednoo- siowe ściskanie σ_C , MPa	Wskaźnik kruchości $z = \sigma_C / \sigma_T$	Kąt tarcia wewnętrzne- go odpowia- dający ciś- nieniu przejścia φ_D	Ciśnienie przejścia p_D , MPa
1	2	3	4	5
Andezyt SHIROCHŌBA	108,9	-	10°	~150
Andezyt HONKOMATSU	73,5	-	-	~50
Tuf TATSUYAMA	94,1	-	24°	~100
Trachit MIZUHO (1)	72,6	-	22°	~50
Marmur drobnoziarnisty YAMAGUCHI (Mogi, 1964)	66,7	-	34°	~30
Serpentynit CABRAMURRA	~310	-	-	~500
Serpentynit TUMUT POND (Raleigh, Paterson, 1965)	(330)	-	-	~500
Wapień SOLENHOFEN (Mogi, 1967a)	293,0	-	-	72
Granit drobnoziarnisty WESTERLY (Byerlee, 1967a)	229,0 ^a 225,2 ^b 239,0 ^c 256,0 ^d 282,3 ^e	10,9 ^a	-	~1000
Wapień SOLENHOFEN	266,7 ^f 293,0 ^g 214,7 ^{h(?)}	-	~30°	122
Wapień OAK HALL	-	-	~30°	220
Gabro NAHANT	-	-	~30°	517
Dunit SPRUCE PINE (Byerlee, 1968)	-	-	~30°	335
Piaskowiec średnioziarnisty MAZE (3)	112,8	-	-	~250
Tufowy piaskowiec drobno- ziarnisty NAMATANI	95,1	-	28° 21°	~150
Piaskowiec drobno-średnio- ziarnisty SHIYA (2)	21,6	-	-	~100
Piaskowiec średnioziarni- sty SHIYA (3)	58,3	-	6°	~200
Piaskowiec drobno-średnio- ziarnisty SHIYA (4)	45,1	-	-	~200
Piaskowiec drobnoziarnisty HAMATSUDA (1)	4,6	-	-	~20

cd. tabeli 2

1	2	3	4	5
Piaskowiec tufowy HAMATSUDA (2)	23,7	-	(0°)	~50
Piaskowiec średnioziarnisty HAMATSUDA (3)	9,8	-		~50
Piaskowiec drobnoziarnisty ASAGAI	23,5	-		~50
Piaskowiec średnioziarnisty IWAKI	12,8	-		~10
Piaskowiec drobnoziarnisty TAKAKU	9,5	-		~5
Piaskowiec drobnoziarnisty NAKAYAMA (Hoshino i in., 1972)	13,7	-		~10
Wapień mikrytowy MORAWICA	115,0	15,3	16°	~100
Piaskowiec bardzo drobno- ziarnisty LUBLIN (Długosz, Gustkiewicz, Wysocki, 1981)	104,0	17,3	10°	~100

- oznacza brak danych

a: Brace (1964a)

b: Brace, Paulding, Scholz (1966)

c: Mogi (1966a)

d: Mogi (1967a)

e: Scholz (1968a)

f: Robertson (1955)

g: Mogi (1967a)

h: Hoskins (1969).

Ciśnienie to opisane jest formułą

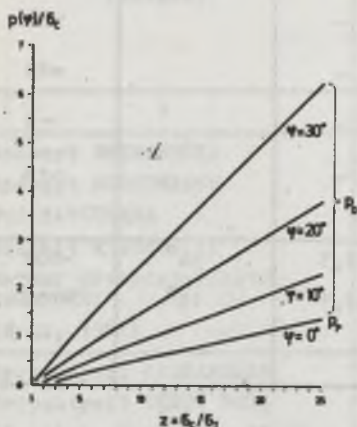
$$p(\varphi) = \frac{z^2 A - 1 - z^2 \sqrt{A^2 - 1}}{4z} \sigma_c \quad (18)$$

gdzie

$$A = 2(2\text{tg}^2 \varphi + 1) - 1 \quad (19)$$

Korzystając właśnie z wyrażenia (18) będziemy mogli określić ciśnienie przejścia skał ze stanu kruchego w stan ciągły. Jak podaje Byerlee (1968) na podstawie badań wapienia SOLENHOFEN, wapienia OAK HALL, gabra NAHANT i dunitu SPRUCE PINE na konwencjonalne trójosiowe ściskanie przy ciśnieniach okólnych do ok. 500 MPa, kąt zniszczenia θ_D , odpowiadający ciśnieniu przejścia ze stanu kruchego w stan ciągły, równy był dla wszystkich skał (próbek) około 30°. Odpowiada to kątowi tarcia wewnętrznego $\varphi_D = 30^\circ$ (zgodnie z teorią Mohra bowiem - por. rys. 6 - $\varphi = 90^\circ - 2\theta$). Mogi (1966b, s. 229) na podstawie analizy wyników badań różnych rodzajów skał krzemia-

nowych i węglanowych stwierdził, że zmianie charakteru zniszczenia, od kruchego pęknięcia do ciągłego płynięcia, odpowiada współczynnik tarcia wewnętrzznego $\mu_D \approx 0,5$. Odpowiada on kątowi tarcia wewnętrzznego $\varphi_D = \arctg \mu_D \approx 26,5^\circ$.



Rys. 7. Ciśnienie przejścia ze stanu kruchego w stan ciągły (p_D) i w stan plastyczny (p_P) w funkcji wskaźnika kruchości skały (dla różnych wartości odpowiadającego przejściu kąta tarcia wewnętrznego φ)

rysunku 7 przedstawione są sporządzone na podstawie formuły (18) wykresy ciśnienia przejścia ze stanu kruchego w stan ciągły w zależności od wskaźnika kruchości skały dla różnych - stanowiących o przejściu - wartości kąta tarcia wewnętrznego ($\varphi \in [0^\circ, 30^\circ]$). Przyjmując, że $\varphi = 30^\circ$ stanowić będzie górną granicę wartości kąta tarcia wewnętrznego odpowiadających przejściu skały ze stanu kruchego w stan ciągły otrzymujemy z (18) ciśnieniowe kryterium przejścia B - D ($\tg \varphi = 0,5774$, $A = 2,3333$) w postaci:

$$p_D = \frac{0,225z^2 - 1}{4z} \sigma_c \quad (20)$$

Wprowadzając, w dalszej kolejności, do formuły (18) wartość kąta tarcia wewnętrznego $\varphi = 0^\circ$ ($\tg \varphi = 0,0$, $A = 1,0$) otrzymujemy, że skała przejdzie w stan plastyczny (przypomnijmy - por. rys. 6 - że obwódca Mohra

Są to jednak dane oparte na stosunkowo niewielkiej liczbie wyników, niedostatecznie jeszcze udokumentowane eksperymentalnie. Wystarczy bowiem zajrzeć do danych zebranych za m.in. Mogim (1964) oraz Hoshino i in. (1972) w kolumnie 4 tabeli 2 by stwierdzić, że bardzo często kąt tarcia wewnętrznego φ_D , odpowiadający ciśnieniu przejścia skały ze stanu kruchego w stan ciągły, jest równy dwudziestu kilku, kilkunastu, a nawet kilku stopniom. Efekt ten wydają się potwierdzać wyniki eksperymentów przeprowadzonych ostatnio w laboratorium mechaniki skał Instytutu Projektowania, Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej na próbkach piaskowców karbońskich (Borecki i in., 1980a, 1982a; Kwaśniewski i in., 1981). Zagadnienie to zostanie poddane bardziej szczegółowej analizie w oddzielnej, przygotowywanej już pracy. Na ry-

Tabela 3

Wskaźnik kruchości niektórych piaskowców i granitów z obszaru Polski oraz obliczone na podstawie wzorów (20) i (21) ciśnienia przejścia z stanu kruchego w stan ciągliwy i plastyczny

Rodzaj skały (badacz)	σ_C MPa	σ_T MPa	$z = \sigma_C / \sigma_T$	Ciśnienie przejścia	
				p_D , MPa	p_P , MPa
1	2	3	4	5	6
Piaskowce gruboziarniste GZW	śr.(49)	śr. 4,5	(10,9)	(28,9)	(132,4)
Piaskowce średnioziarniste GZW	śr.(63)	śr. 5,9	(10,7)	(36,4)	(167,1)
Piaskowce drobnoziarniste GZW (Kidybiński, 1969)	śr.(72)	śr. 5,9 C/B	(12,2)	(47,9)	(218,1)
Piaskowiec cechsztyński o lepiszczu ilastym (Dunikowski, Korman, Köhsling, 1969)	28,1	0,7	40,1(?)	63,2(?)	281,5(?)
Piaskowce miałkoziarniste górnosiódłowe JASTRZĘBIE	śr.104,4	śr.10,1	10,3	58,0	266,3
Piaskowce drobnoziarniste górnosiódłowe JASTRZĘBIE	śr. 84,2	śr. 6,9	12,2	56,1	255,1
Piaskowce średnioziarniste górnosiódłowe JASTRZĘBIE (Borecki i in., 1978a,b, 1982b)	śr. 87,6	śr. 7,2 B	12,2	58,3	265,4
Piaskowce miałkoziarniste górnoporębskie JASTRZĘBIE	śr. 98,6	śr. 7,3	13,5	73,0	330,9
Piaskowce drobnoziarniste górnoporębskie JASTRZĘBIE	śr. 94,0	śr. 7,6	12,4	63,7	289,5
Piaskowiec średnioziarnisty górnoporębski JASTRZĘBIE (Borecki i in., 1979)	98,0	8,5 B	11,5	61,3	279,6
Piaskowiec arkozowy średnioziarnisty porębski JASTRZĘBIE (Borecki i in., 1980a, 1982a)	125,1		11,7	79,7	363,2
Piaskowce miałkoziarniste dolnoorzęskie PNIÓWEK	śr.116,2	śr. 8,3	14,0	89,4	404,6

cd. tabeli 3

1	2	3	4	5	6
Piaskowce drobnoziarniste, dolnoorzęskie PNIÓWEK (Borecki i in., 1980b)	śr. 105,7	śr. 8,0 B	13,2	76,5	346,8
Piaskowiec drobno-średnioziarnisty dolnosiodłowy JASTRZĘBIE	97,1	10,5	9,2	47,6	220,7
Piaskowce średnioziarniste dolnosiodłowe JASTRZĘBIE	śr. 87,8	śr. 8,9	9,9	46,7	215,1
Piaskowce średnio-gruboziarniste dolnosiodłowe JASTRZĘBIE	śr. 84,0	śr. 7,1	11,8	54,0	246,0
Piaskowiec gruboziarnisty dolnosiodłowy JASTRZĘBIE (Borecki i in., 1981)	93,4	9,6 B	9,7	48,6	224,1
Granit drobnoziarnisty STRZELIN	170	8,3	20,5	194,0	869,2
Piaskowiec bardzo drobnoziarnisty LUBLIN (Długosz, Gustkiewicz, Wysocki, 1981)	104	6 B	17,3	99,7	448,3
Granit drobnoziarnisty STRZELIN	202,6	13,5	15,0	167,6	756,4
Piaskowiec kwarcowy średnio-drobnoziarnisty orzeski PNIÓWEK	80,8	7,0	11,5	50,5	230,5
Piaskowiec kwarcowy średnioziarnisty orzeski PNIÓWEK	83,9	(7,6)	(11,0)	50,0	228,8
Piaskowiec kwarcowy grubo-bardzo gruboziarnisty siodłowy JASTRZĘBIE (Kwaśniewski i in., 1981)	98,1	10,5 B	9,3	48,7	225,4

C - test konwencjonalny,
B - test brazylijski.

przyjmuje w tym przypadku postać prostej równoległej. do osi σ , zaś kąt zniszczenia $\theta = 45^\circ$) przy ciśnieniu

$$p_p = \frac{\sigma^2 - 1}{4\sigma} \sigma_C \quad (21)$$

Jak wynika z formuł (20) i (21) ciśnienia przejścia skały w stan ciągły p_D i w stan idealnie plastyczny p_p są w przybliżeniu wprost proporcjonal-

ne (por. także wykresy na rysunku 7) do wskaźnika kruchości skały. Im większa (opisana parametrem z) kruchość skały, tym wyższe wymagane są ciśnienia do przeprowadzenia jej w stan ciągliwy i, następnie, w stan plastyczny. Dla, przykładowo, $z = 8 - p_p = 1,97 \sigma_C$, dla $z = 20 - p_p = 4,99 \sigma_C$ (por. rys. 7). Z drugiej strony dla $z = 1$ ($\sigma_C = \sigma_T$, ciało idealnie plastyczne) - $p_p = 0$.

Wobec tego, że autorzy, prezentujący wyniki swoich badań nad wytrzymałościowymi i odkształceniowymi własnościami skał w warunkach trójosiowego ściskania, w przeważającej większości przypadków nie podają wartości wytrzymałości na rozciąganie, trudno jest na razie (wobec nieznamości wskaźnika kruchości tych skał) dokładnie ocenić jak dalece wartości ciśnień p_D i p_p obliczone z formuł (20) i (21) odpowiadają rzeczywistości. Porównując jednak oznaczone eksperymentalnie ciśnienia przejścia p_D zestawione na podstawie badań Mogiego (1964, 1967a), Raleigha i Patersona (1965), Byerlee'ego (1967a, 1968), Hoshino i in. (1972) oraz Długosza, Gustkiewicza i Wysockiego (1981) w kolumnie 5 tablicy 2 z tymi obliczonymi dla niektórych polskich piaskowców i granitów (tabela 3) można dostrzec obiecujące podobieństwo wyników.

Tak więc podane tutaj ogólne kryterium (18) oraz stanowiące jego przypadki szczególne kryteria (20) i (21) stwarzają możliwość prognozowania warunków (ciśnień), w jakich ($p < p_D$) skały przejawiają cechę kruchości (z kruchym, gwałtownym zniszczeniem jako podstawowym jej atrybutem), i w jakich ($p > p_D$) zaczynają płynąć ciągliwie (bez spadku naprężenia) w stadium po przekroczeniu granicy wytrzymałości (punktu plastyczności) i ewentualnie (dla $p > p_p$) przechodzą w stan plastyczny. Może to mieć duże znaczenie dla skutecznego przewidywania i rzetelnej oceny zagrożenia wszelkimi dynamicznymi przejawami ciśnienia górotworu. Sprawom tym będzie poświęcona oddzielna praca.

LITERATURA

- [1] Balmer G.: A general analytic solution for Mohr's envelope. ASTM Proc., Vol. 52, 1260, June 1952.
- [2] Borecki M., Kwaśniewski M., Oleksy S., Pacha J.: Badania nad pełzaniem skał karbońskich warstw siódzowych z kopalni Jastrzębie. Prace Instytutu Projektowania, Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej, 115/3.3, Gliwice 1978a.
- [3] Borecki M., Kwaśniewski M., Nguyen-viet-Hung, Oleksy S., Cziłchaagijn Tegszsajchan, Pacha J.: Anizotropia własności odkształceniowych i wytrzymałościowych piaskowca rudzkiego JASTRZĘBIE. Prace Instytutu Projektowania, Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej, 115/3.4, Gliwice 1978b.
- [4] Borecki M., Kwaśniewski M., Oleksy S., Pacha J., Guzik J., Berszakiewicz Z., Cziłchaagijn Tegszsajchan: Anizotropia sprężystości piaskowca i czterech iłowców z warstw rudzkich, siódzowych i porębskich z kopalni Moszczenica, oraz - Mechaniczne, strukturalno-fizyczne i petrograficzne własności skał z warstw górnoporębskich z kopalni Jastrzę-

- bie. Prace Instytutu Projektowania, Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej, 115/3.4, Gliwice 1979.
- [5] Borecki M., Kwaśniewski M., Oleksy S., Berszakiewicz Z., Pacha J.: Odkształceniowe i wytrzymałościowe własności drobnoziarnistego piaskowca arkożowego z warstw porębskich JASTRZĘBIE w warunkach konwencjonalnego trójosiowego ściskania przy ciśnieniach do 60 MPa. Prace Instytutu Projektowania, Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej, 2.1/115, Gliwice 1980a.
- [6] Borecki M., Kwaśniewski M., Nguyen-viet-Hung, Oleksy S., Pacha J., Berszakiewicz Z., Guzik J., Trojanowicz M.: Anizotropia własności reologicznych złowców i mułowca z kopalni Moszczenica, Borynia i 1-Maja, oraz - Mechaniczne, strukturalno-fizyczne i petrograficzne własności skał z warstw dolnoorzęskich z kopalni XXX-lecia PRL. Prace Instytutu Projektowania, Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej, 115/3.3, Gliwice 1980b.
- [7] Borecki M., Kwaśniewski M., Oleksy S., Pacha J., Berszakiewicz Z., Guzik J., Trojanowicz M.: Mechaniczne, strukturalno-fizyczne i petrograficzne własności skał z warstw dolnoorzędkowych z kopalni Jastrzębie. Prace Instytutu Projektowania, Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej, 2/119, Gliwice 1981.
- [8] Borecki M., Kwaśniewski M., Oleksy S., Berszakiewicz Z., Pacha J.: Odkształceniowe i wytrzymałościowe własności pewnego piaskowca JASTRZĘBIE w warunkach konwencjonalnego trójosiowego ściskania. W monografii: Metody i środki eksploatacji na dużych głębokościach - Wybrane zagadnienia. Politechnika Śląska, Gliwice 1982a.
- [9] Borecki M., Kwaśniewski M., Oleksy S., Pacha J.: Badania nad mechanicznymi, strukturalno-fizycznymi i petrograficznymi własnościami dolnorudzkich i górnosiódkowych skał węglanowych z kopalni Jastrzębie. W monografii: Metody i środki eksploatacji na dużych głębokościach - Wybrane zagadnienia. Politechnika Śląska, Gliwice 1982b.
- [10] Brace W.F.: Brittle fracture of rocks. In: State of Stress in the Earth's Crust. Ed. W.R.Judd, Elsevier, New York, 110-78, 1964a.
- [11] Brace W.F., Paulding B.W.(Jr.), Scholz C.: Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. Journal of Geophysical Research, Vol.71, 3939-53, 1966.
- [12] Byerlee J.D.: Frictional characteristics of granite under high confining pressure. Journal of Geophysical Research, Vol. 72, No. 14, 3639-48, 1967a.
- [13] Byerlee J.D.: Brittle - ductile transition in rocks. Journal of Geophysical Research, Vol. 73, 4741-50, 1968.
- [14] Coulomb C.A.: Sur une application des règles maximis et minimis à quelques problèmes de statique, relatifs à l'architecture. Acad. Royale Sci. Paris, Mém. Math. Phys., Vol. 7, 343-82, 1773.
- [15] Długoss M., Gustkiewicz J., Wysocki A.: Aparat do badania skał w trójosiowym stanie naprężeń. Cz. II. Wyniki badań niektórych skał. Archiwum Górniczo, t. 26, z. 1, 29-41, 1981.
- [16] Danikowski A., Korman S., Köhling J.: Laboratoryjne badania wskaźników fizykomechanicznych własności skał w trójosiowym stanie naprężenia. Przegląd Górniczy, t. 25, nr 11, 523-8, 1969.
- [17] Franklin J.A.: Triaxial strength of rock materials. Rock Mechanics, Vol. 3, 86-98, 1971.
- [18] Griggs D.T., Handin J.: Observations on fracture and a hypothesis of earthquakes. The Geological Society of America Memoir 79, 347-64, 1960.
- [19] Handin J.: Strength and ductility. In: Handbook of Physical Constants. Ed. S.P. Clark, Jr., The Geological Society of America Memoir 97, 223-89, 1966.

- [20] Heard H.C.: Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure and interstitial fluid pressure. The Geological Society of America Memoir 79, 193-226, 1960.
- [21] Hoshino K., Koide H., Inami K., Iwamura S., Mitsui S.: Mechanical properties of Japanese tertiary sedimentary rocks under high confining pressures. Geological Survey of Japan, Report No.244, 1972.
- [22] Hoskins E.R.: The failure of thick-walled hollow cylinders of isotropic rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Vol. 6, 99-125, 1969.
- [23] Jaeger J.C., Cook N.G.W.: Fundamentals of Rock Mechanics. Chapman and Hall Ltd, London 1971.
- [24] Kidybiński A.: Mechaniczne własności skał karbońskich Zagłębia Górnośląskiego. Przegląd Górniczy, nr 11, 517-23, 1969.
- [25] Kwaśniewski M., Pacha J., Berszakiewicz Z., Oleksy S.: Odkształceniowe i wytrzymałościowe własności drobnoziarnistego granitu STRZELIN i trzech strukturalnych odmian piaskowców karbońskich PNIÓWEK i JASTRZĘBIE w warunkach konwencjonalnego trójosiowego ściskania przy ciśnieniach do 60 MPa. Prace Instytutu Projektowania, Budowy Kopalń i Ochrony Powierzchni Politechniki Śląskiej, 783/MR.I-16, Gliwice 1981.
- [26] Maurer W.C.: Shear failure of rock under compression. Journal of the Society of Petroleum Engineers, Vol. 5. 167-76, 1965.
- [27] Mogi K.: Deformation and fracture of rocks under confining pressure (1); Compression tests on dry rock sample. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 42, 491-514, 1964.
- [28] Mogi K.: Some precise measurements of fracture strength of rocks under uniform compressive stress. Rock Mechanics and Engineering Geology, Vol. IV/1, 41-55, 1966a.
- [29] Mogi K.: Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Vol. 44, 215-32, 1966b.
- [30] Mogi K.: Effect of the intermediate principal stress on rock failure. Journal of Geophysical Research, Vol. 72, No.20, 5117-31, 1967a.
- [31] Mogi K.: Fracture and flow of rocks. Tectonophysics, Vol. 13, 541-68, 1972a.
- [32] Mogi K.: On the pressure dependence of strength of rocks and the Coulomb fracture criterion. Tectonophysics, Vol. 21, 273-85, 1974b.
- [33] Mohr O.: Über die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformationszustandes eines Körperelements und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre. Der Zivilingenieur, Vol. 28, 113-56, 1882.
- [34] Mohr O.: Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Materials? Z.Ver.Deut.Ing., Vol. 44, 1524-30; 1572-7, 1900.
- [35] Crowan E.: Mechanism of seismic faulting. The Geological Society of America Memoir 79, 323-45, 1960.
- [36] Paterson M.S.: Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. Geological Society of America Bulletin, Vol. 69, 465-76, 1958.
- [37] Raleigh C.B., Paterson M.S.: Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. Journal of Geophysical Research, Vol. 70, No.16, 3965-85, 1965.
- [38] Robertson E.C.: Experimental study of the strength of rocks. Geological Society of America Bulletin, Vol. 66, 1275-314, 1955.
- [39] Scholz C.H.: Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression. Journal of Geophysical Research, Vol. 73, 1417-32, 1968a.

[40] Żakynbiekow A.: Urownienie ogibajuszczzej predielnych krugow Mora. W kn.: Issledowania po mechanike gornych porod. Ilim, Frunze 1967.

Praca została wykonana w ramach problemu międzyresortowego MR.I-16 "Geodynamika obszaru Polski".

Wpłynęło do Redakcji w marcu 1982 r.

Recenzent: prof. dr hab. inż. Zdzisław GERGOWICZ

КРИТЕРИИ ПЕРЕХОДА ПОРОД ИЗ ХРУПКОГО В СОСТОЯНИЕ ТЕКУЧЕЕ И ПЛАСТИЧЕСКОЕ

Р е з ю м е

На основании анализа результатов экспериментальных исследований разных пород в условиях конвенционального трехосного сжатия подан критерий прочности (4), выраженный в главных напряжениях, и уравнениями (10) описана соответствующая ему огibaющая кругов предельных напряжений Мора. При помощи вытекающей из геометрической интерпретации Мора зависимости между напряженным состоянием и углом разрушения (сдвига) были выведены выражения (15) и (16), определяющие угол внутреннего трения (являющийся своеобразным показателем пластических свойств породы) в функции бокового (всестороннего) давления $p = \sigma_3 = \sigma_2$. Эти выражения послужили основанием для формулирования общего критерия (18), а также критериев, являющихся его особыми случаями (20) и (21), которые дают возможность прогнозирования условий (давлений), в которых ($p < p_D$) породы проявляют свойство хрупкости (с хрупким внезапным разрушением — основным ее атрибутом), а в которых ($p > p_D$) начинают деформироваться текучее (без падения напряжения) в стадии после достижения предела прочности (пластичности), или же (для $p > p_D$) переходят в пластическое состояние ($\varphi = 0^\circ$).

Знание условий, когда породы ведут себя как хрупкие, а когда как текучие (пластические), имеет фундаментальное значение для прогнозирования всяких динамических проявлений горного давления, например горных ударов и выбросов пород в горных выработках, а в более широком масштабе и на больших глубинах в земной коре — прогнозирования землетрясений.

CRITERIA OF BRITTLE TO DUCTILE AND PLASTIC TRANSITION IN ROCKS

Summary

On the basis of results of the conventional triaxial compression tests on various rocks, the strength criterion (4), expressed in principal stresses, has been given and by means of equations (10) the corresponding to it Mohr's envelope has been described. Using the resulting from the geometrical interpretation of Mohr (cf. Fig. 6) dependence between the state of stress and the angle of fracture (shearing), the expressions (15) and (16) have been derived, defining the angle of internal friction (which is a specific index of plastic properties of rock) in the function of confining pressure ($p = \sigma_3 = \sigma_2$). These expressions were the basis for formulating a general criterion (18) and criteria (20) and (21) which make it possible to predict the conditions (pressures) in which ($p < p_D$) rocks show the property of brittleness (with a brittle, violent failure as its basic attribute) and in which ($p \geq p_D$) they begin to flow in a ductile manner (without a stress drop) in the stage after passing the ultimate strength (yield point), and possibly (for $p \geq p_p$) pass into the plastic state ($\varphi = 0^\circ$). The knowledge of conditions in which rocks behave in a brittle or ductile (plastic) manner is fundamental for prognosticating all dynamic phenomena of rock pressure, e.g. crumpling and rock bursts in mining excavations and also - on a larger scale and at greater depths in the earth's crust - of earthquakes.